

**ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ
И МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ
ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ КАРТ
РУДНЫХ РАЙОНОВ
В ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ
ОБЛАСТЯХ**



ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ
И МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ
ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ
КАРТ РУДНЫХ РАЙОНОВ
В ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ
ОБЛАСТЯХ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА, 1973



ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ И МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ КАРТ РУДНЫХ РАЙОНОВ В ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ. Авт.: Г. Ф. Яковлев, В. В. Авдонин, Т. Я. Гончарова и др. М., изд-во «Недра», 1973. 256 стр.

В работе рассматриваются металлогенические особенности палеовулканических рудных районов на примере Блявинского, Ащebutакского и Теренсайского районов распространения колчеданных месторождений Южного Урала. Учтены данные по другим колчеданосным палеовулканическим провинциям (Северному Кавказу, Рудному Алтаю), изучением которых авторы также занимались.

Установленные на основании наблюдений и многочисленных литературных данных закономерности размещения медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений показали, что крупномасштабные прогнозно-металлогенические карты палеовулканических рудных районов должны составляться на структурно-формационной и фациальной основе. В книге рассмотрен широкий комплекс методов геологического изучения таких районов: детальное картирование, формационный и фациальный анализ, исследование продуктов метаморфизма и метасоматизма, тектоно-вулканических структур, рудных тел и руд (в том числе на микроанализаторах), геохимических ореолов, физических и механических свойств горных пород, результаты изучения которых обработаны при помощи многомерного корреляционного анализа на ЭВМ, и другие вопросы.

Излагаются методы составления крупномасштабных прогнозно-металлогенических карт и сопутствующего комплекта различных карт и схем. Приведена краткая геологическая и металлогеническая характеристика трех указанных рудных районов Южного Урала, сопровождаемая прогнозно-металлогеническими картами, а для одного из них комплектом карт.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов как методическое пособие при изучении палеовулканических рудных районов и поисках связанных с ними месторождений полезных ископаемых, в первую очередь колчеданной группы. Таблиц 28, иллюстраций 87 (из них 9 приложений), библиография — 285 названий.

Редактор

проф. Г. Ф. ЯКОВЛЕВ

Авторы:

Г. Ф. ЯКОВЛЕВ, В. В. АВДОНИН, Т. Я. ГОНЧАРОВА, Н. И. ЕРЕМИН,
С. М. КРОПАЧЕВ, Г. В. РУЧКИН, В. И. СТАРОСТИН



ПРЕДИСЛОВИЕ

В последнее десятилетие металлогенические исследования проводятся в основном в двух направлениях: 1) изучение закономерностей размещения полезных ископаемых на обширных территориях (на платформах, складчатых областях и др.), сопровождающееся составлением мелкомасштабных (1 : 5 000 000—1 : 500 000) и среднемасштабных прогнозно-металлогенических карт (1 : 200 000—1 : 100 000), и 2) исследование закономерностей распределения различных типов месторождений полезных ископаемых в рудоносных зонах и рудных районах, завершающееся составлением прогнозно-металлогенических карт крупных масштабов (1 : 50 000, 1 : 25 000). Крупномасштабные металлогенические исследования благодаря работам А. В. Орловой и Е. Т. Шаталова (1963), Е. А. Радкевич и И. Н. Томсон (1958), Г. А. Твалчрелидзе (1960) и многих других геологов стали широко проводиться в Советском Союзе и выделились в новое направление, называемое металлогенией рудных районов. В связи с этим были разработаны методические руководства, среди которых наиболее полным является коллективный труд «Основные принципы составления, содержание и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов» (А. В. Орлова, Е. Т. Шаталов и др., 1964). Они посвящены литологическим и структурным факторам размещения оруденения, критериям связи оруденения с магматизмом, изучению закономерностей распределения минерализации в рудных районах, применению геохимических методов при крупномасштабных металлогенических исследованиях. Эти работы проведены группой геологов ИГЕМ АН СССР: Е. Т. Шаталовым (редактор), Ф. И. Вольфсоном, В. С. Коптевым-Дворниковым, В. А. Жариковым, И. И. Гинзбургом, Л. И. Лукиным, А. В. Орловой, Н. В. Петровской, И. Н. Томсоном, Ф. К. Шипулиным, А. И. Дюковым и др. (Шаталов и др., 1962) и сыграли большую роль в развитии крупномасштабных металлогенических исследований не только в нашей стране, но и за рубежом. Однако приложение высказанных авторами рекомендаций при металлогенических исследованиях и составление прогнозно-металлогенических карт рудных районов того или иного типа требует дальнейшей разработки рассматриваемой проблемы. Этим обстоятельством, вероятно, обусловлен выход в свет сборника статей «Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт» под редакцией Е. Т. Шаталова (1966). В нем только три статьи посвящены крупномасштабным прогнозно-металлогеническим картам, в том числе статья Ю. Ю. Воробьева и П. Ф. Иванкина (1966), В. И. Будзе и Г. А. Твалчрелидзе (1968). Это, по мнению Е. Т. Шаталова, является следствием слабой разработки методики составления карт таких масштабов, хотя она и рассматривалась на всесоюзных и региональ-

ных (Тихоокеанском, Среднеазиатском и др.) металлогенических совещаниях. Так, в материалах Первого Среднеазиатского совещания по методике составления металлогенических и прогнозных карт («Вопросы методики», 1964) в нескольких статьях излагается методика металлогенических работ в рудных районах определенного типа.

В последние 10—15 лет благодаря исследованиям В. И. Смирнова (1960, 1964 и др.), В. Н. Котляра (1964, 1965 и др.), М. Б. Бородаевской (1962, 1964), С. Н. Иванова (1964), Г. Н. Щербы (1966), П. Ф. Сопко (1966), авторов данной работы (Яковлев и др., 1966, 1968) и других геологов пристальное внимание привлекли рудоносные вулканогенные комплексы, с которыми связаны многие виды полезных ископаемых и в первую очередь месторождения колчеданного семейства (медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические и др.). Выявлены многие особенности геологии, генезиса и размещения указанных месторождений, хотя ряд вопросов, в особенности генетических, до сих пор остается спорным. Основные закономерности размещения колчеданных и других рудных месторождений в областях палеовулканизма наметились и используются при крупномасштабном металлогеническом анализе и составлении металлогенических карт рудных районов. Они заключаются в приуроченности месторождений к определенным магматическим комплексам, например медноколчеданных Южного Урала к дифференцированным вулканическим комплексам (липарит-базальтовым, липарит-дацит-андезит-базальтовым). Важную роль играют фации этих комплексов (эффузивные, жерловые, субвулканические), с которыми ассоциируют многие залежи медноколчеданных руд уральских месторождений. Колчеданные поля контролируются тектоно-вулканическими структурами, в первую очередь вулканическими брахиантиклиналями (например, Гайское, Сибайское на Урале, Кафанское в Закавказье). Все эти особенности локализации рудных месторождений, развитых в палеовулканических областях, требуют отображения на крупномасштабных прогнозно-металлогенических картах. Такие карты рудных районов, приуроченных к областям вулканизма (в частности, колчеданосных районов), следует составлять на структурно-формационно-фациальной, а не на геолого-структурной основе, так как это обычно рекомендуется для других рудных районов. Это обстоятельство начинает учитываться при составлении таких карт во многих регионах, на площади которых развиты рудоносные вулканические комплексы (Урал, Кавказ, Казахстан, Карпаты и др.). Многие наши представления по Южному Уралу хорошо увязываются с теми данными и обобщениями, которые получены при составлении металлогенических карт Урала мелкого и среднего масштаба, созданных коллективами уральских геологов. Результаты этих исследований изложены отчасти в докладах на I (1962) и II (1966) Уральских петрографических совещаниях в г. Свердловске.

Имея некоторый опыт детального изучения рудоносных вулканогенных комплексов и колчеданных месторождений не только Южного Урала, но и других палеовулканических областей (Алтай, Кавказ), авторы хотели бы поделиться им на страницах этой книги. Они вполне сознают, что предлагаемая вниманию читателей книга является одной из первых попыток в этом направлении, однако изложенные сведения могут представить интерес для геологов, изучающих палеовулканические рудные районы.

Книга состоит из четырех частей. В I части излагаются геологические особенности колчеданосных районов (на примере Южного Урала), которые должны учитываться при составлении крупномасштабных прогнозно-металлогенических карт.

Во II части рассматривается комплекс методов исследований, используемых при изучении колчеданосных районов вулканогенных пород и приуроченных к ним руд. Применение этих методов способствует

созданию крупномасштабных прогнозно-металлогенических карт и других сопровождающих их специальных карт.

В III части анализируются изложенные в первых двух частях данные с целью обоснования основных принципов и методов составления крупномасштабных прогнозно-металлогенических карт рудных районов в областях палеовулканизма на примере некоторых колчеданосных районов Южного Урала.

В IV части дается характеристика геологии и месторождений Блявинского, Ащebutакского и Теренсайского колчеданосных районов, которые иллюстрируются прогнозно-металлогеническими и некоторыми другими картами. Указанные районы изучались в течение ряда лет (1962—1968) авторами, работавшими под руководством проф. Г. Ф. Яковлева в Оренбургской рудной экспедиции кафедры полезных ископаемых геологического факультета МГУ в составе кандидатов геолого-минералогических наук В. В. Авдонина, Т. Я. Гончаровой, Н. И. Еремина, С. М. Кропачева, В. И. Старостина и Г. В. Ручкина и геолога Г. С. Брызгаловой. Ими написаны соответствующие главы книги и составлены графические материалы совместно с картографом Н. Н. Тальской и Г. С. Брызгаловой.

В процессе проведенных исследований и последующих обобщений большую помощь оказал своими критическими замечаниями и советами заведующий кафедрой полезных ископаемых геологического факультета МГУ академик В. И. Смирнов. Его взгляды на условия образования колчеданных месторождений не во всем совпадают с представлениями авторов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОЛЧЕДАННЫХ РАЙОНОВ

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ КОЛЧЕДАННЫХ РАЙОНОВ

В настоящее время формационный анализ, который основан на выделении парагенетических ассоциаций геологических образований, широко используется при металлогеническом анализе.

В связи с большим объемом поисково-разведочных работ на колчеданные месторождения на Урале, в Казахстане, на Рудном Алтае, Кавказе и в других провинциях СССР получено много новых данных, которые свидетельствуют о том, что колчеданное оруденение связано с геосинклинальным базальтоидным вулканизмом. Поэтому изучение путем формационного анализа вулканических областей для целей металлогенических обобщений представляет большой научный интерес и имеет важное практическое значение при поисках новых колчеданных районов и месторождений.

Основой металлогенических карт мелкого (1 : 1 000 000—1 : 500 000) и среднего (1 : 200 000—1 : 100 000) масштабов служат структурно-формационные карты. Однако для крупномасштабных прогнозно-металлогенических карт рудных полей (1 : 25 000—1 : 50 000) рекомендовалось использовать геолого-структурную основу (Шаталов и др., 1964), что для определенных типов рудных районов, конечно, целесообразно.

В. И. Волобуев (1968) указывает, что при составлении прогнозной металлогенической карты на медь для одного из районов Казахстана в основу была положена крупномасштабная геологическая карта. Вместе с тем в указанном районе развиты магматические комплексы, в том числе вулканогенные, с которыми связаны медные месторождения, и поэтому естественно, что в данном случае было бы более правильно сделать карту на формационной основе. В сборнике «Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт» (1968) в статье, посвященной методике составления прогнозно-металлогенических карт колчеданосных районов Северного Кавказа, В. И. Буадзе и Г. А. Твалчрелидзе приводят в качестве примера карту одного из районов, построенную на специализированной геологической основе. Последняя содержит элементы формационного анализа, проведенного с целью установления роли различных вулканических образований в локализации медноколчеданного оруденения. Однако и на этой карте среди вулканогенных образований не показаны формации или комплексы. В последние годы, особенно на примерах рудных районов Южного Урала, установлена важная роль определенных типов вулканических формаций в образовании и размещении колчеданных месторождений (Бородаевская, Кравцов и др., 1969; Штейнберг, 1966; Яковлев, Авдонин и др., 1968).

В отношении понятий «магматическая формация» и «магматический комплекс» мы придерживаемся тех определений, которые предло-

жены Ю. А. Кузнецовым (1964). При этом имеется в виду, что формация подразделяется на комплексы, развитые в определенных тектонических зонах, подзонах или блоках и имеющие сравнительно небольшое время образования. Комплексы для вулканогенных или осадочно-вулканогенных отложений редко соответствуют свитам, они могут охватывать несколько свит и подсвит или, наоборот, соответствовать их частям. Например, липарит-базальтовая формация Блявинского района на западном склоне Южного Урала подразделяется нами на три комплекса: силурийский базальтовый, позднесилурийский липарит-андезитовый и нижнедевонский липаритовый.

Среди магматических комплексов В. Н. Котляром (1968) выделяются следующие комплексы: 1) интрузивные плутонические, развивающиеся в прогрессивных условиях и в относительно закрытой системе; 2) вулканогенные, включающие вулкано-интрузивные, субвулканические и собственно вулканические комплексы, формирующиеся в условиях глыбовой тектоники и сообщения магмы с поверхностью.

Среди вулканических образований могут быть выделены три группы: наземные, прибрежно-морские и морские. Наземные вулканогенные образования, развитые часто в орогенных областях, характеризуются целым рядом специфических черт, которые хорошо устанавливаются, например, на Северо-Востоке СССР на площади Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. И. М. Сперанская (1967), изучавшая этот пояс, дает серию рекомендаций при картировании в данном регионе вулканогенных пород, образующих три формации наземного происхождения: андезитовую, липаритовую (игнимбритовую) и платобазальтовую. Для этих образований неприменимы принципы, используемые при картировании хорошо стратифицированных осадочных толщ. Они могут быть пригодными для морских осадочно-вулканогенных отложений. Промежуточное положение в этом отношении занимают прибрежно-морские формации, при образовании которых неустойчивый морской режим, особенно в период завершения развития таких формаций, сменяется наземными условиями. С наземными формациями связано образование различных видов полезных ископаемых, например в упомянутом вулканогенном поясе эпитермальных месторождений золота, олова и ртути (Сперанская, 1967). В морских формациях образуются осадочно-вулканогенные месторождения железных, марганцевых, бокситовых и фосфоритовых руд (Дзоценидзе, 1960).

В строении колчеданосных районов принимают участие как морские осадочно-вулканогенные, так и особенно прибрежно-морские вулканогенные формации раннегеосинклинальной стадии развития; именно с последними связаны медноколчеданные месторождения (Урал, Кавказ). В некоторых провинциях (например, в Рудно-Алтайской) или отдельных рудных районах (в частности, в Ащebutакском, Теренсайском, Куросанском и других на Южном Урале) развиты позднегеосинклинальные вулкано-интрузивные комплексы, с которыми связаны колчеданно-полиметаллические месторождения.

Таким образом, при изучении колчеданосных районов в отличие от исследований в орогенных областях с наземным вулканизмом отчасти могут быть использованы принципы картирования стратифицированных осадочных толщ, но они должны применяться с большой осторожностью и не повсеместно. Так, на участках, где развиты андезитовые или липаритовые комплексы дифференцированных формаций (липарит-базальтовых или липарит-андезит-базальтовых), можно руководствоваться теми методическими указаниями, которые рекомендованы И. М. Сперанской (1967) для картирования наземных вулканогенных формаций. Наличие указанных комплексов обычно характеризует собой завершение крупных вулканических этапов. Породы, образующие андезитовые или липаритовые комплексы, слагают вулканические постройки

центрального типа. На остальной площади колчеданосных районов часто бывают развиты осадочно-туфогенные отложения, а также мощные толщи диабазов и базальтовых порфиритов с редкими прослоями осадочных пород, например сланцев, иногда содержащих морскую фауну. Отсутствие четко выраженных маркирующих горизонтов, тем более биостратиграфических слоев, в мощных вулканогенных толщах, образовавшихся даже в морских условиях, затрудняет их расчленение и картирование, как и прибрежно-морских вулканогенных формаций. Однако в какой-то степени это удается осуществить благодаря использованию комплекса приемов, которые рассматриваются в специальной главе данной книги, посвященной картированию вулканогенных пород. Здесь следует подчеркнуть, что вулканогенные комплексы прибрежно-морских формаций занимают определенное место в истории развития вулканических этапов, завершая их, и имеют соответственное положение в стратиграфической колонке. Они часто находятся между морскими осадочно-вулканогенными и осадочными формациями, фаунистически охарактеризованными. Эти обстоятельства также помогают выяснить стратиграфическую позицию прибрежно-морских комплексов. Однако расчленение их внутреннего строения и детальное расчленение весьма затруднительны, так как стратиграфические методы для этого неприемлемы; в основном приходится опираться на фациальный анализ.

Роль вулканогенных формаций раннегеосинклинальной стадии и вулcano-плутонических ассоциаций изверженных пород позднегеосинклинальной стадии развития в образовании и размещении соответственно ранних медноколчеданных и поздних колчеданно-полиметаллических месторождений хорошо проследить на примере Южного Урала, где этот вопрос в настоящее время освещен в целом ряде работ (Заварицкий, 1950; Сергиевский и др., 1966; Штейнберг, 1964; Бородаевская и др., 1969; Фролова и др., 1966; Яковлев, Авдонин и др., 1966).

На Урале выделяются две серии магматических формаций, связанных с геосинклинальным базальтовым магматизмом: раннегеосинклинальная натриевая и позднегеосинклинальная кали-натриевая (Штейнберг, 1964). В этих сериях выделяются недифференцированные (или слабо дифференцированные) и дифференцированные формации. Такое расчленение особенно важно для раннегеосинклинальных формаций натриевой серии, с которыми связаны медноколчеданные месторождения. На Южном Урале к недифференцированной серии относится андезитовая формация, которая, как и другая недифференцированная формация (диабазовая), является слаборудоносной. В андезитовой формации выделяется несколько комплексов: андезит-базальтовые, собственно андезитовые и андезит-дацитовые.

Дифференцированные формации могут быть представлены контрастно дифференцированными (липарит-базальтовыми) или последовательно дифференцированными (липарит-дацит-андезит-базальтовыми) формациями. Они могут подразделяться на несколько комплексов: базальтовые, липаритовые и др.

В основе современных металлогенических представлений находится известное положение А. Н. Заварицкого (1950), В. И. Смирнова (1960, 1969) и других ученых о связи медноколчеданных месторождений Урала с древним вулканизмом. Эти месторождения связаны с вулканогенными комплексами контрастно или последовательно дифференцированных формаций, которые образовались в раннегеосинклинальную стадию (ордовик — средний девон) тектоно-магматического развития Южного Урала. На западном склоне, где расположен Блявинский район, рудоносная формация является контрастной и имеет силурийско-нижнедевонский возраст — она образовалась в начальную подстадию (ордовик — нижний девон) раннегеосинклинальной стадии.

На восточном склоне находится серия колчеданосных районов (Гайский, Бурибаевский, Сибайский, Учалинский, Ашебутакский, Теренсайский и др.), в которых рудоносными являются последовательно дифференцированные (липарит-дацит-андезит-базальтовые) формации, имеющие силурийско-среднедевонский возраст, и значительно реже контрастно дифференцированные (липарит-базальтовые) формации. Размещение их в различных тектонических зонах и подзонах указано в работах различных авторов (Бородаевская, Курбанов и др., 1969; Сагало, 1966; Сопко, 1969; Яковлев, Авдонин и др., 1966 и др.). Образование этих формаций охватывает здесь начальную (ордовик—силур) и собственно раннюю (нижний—средний девон) геосинклинальные стадии. Зеленокаменное перерождение вулканогенных пород раннегеосинклинальных комплексов сопровождается их интенсивной альбитизацией, что является, вероятно, одной из причин, благодаря которой эти комплексы относятся к натриевой серии.

Выделенные в Магнитогорском синклиории такие колчеданосные структурно-формационные зоны, как Учалинская и Тубинско-Гайская, сложенные породами преимущественно последовательно дифференцированных формаций, развивались как геосинклинали длительно—в силурийское, ниже- и среднедевонское время, т. е. в течение всей раннегеосинклинальной стадии. Замкнулись они в конце среднего девона—в живетское время (Бородаевская, Курбанов и др., 1969). При этом некоторые из них испытывали геоантиклинальный режим, правда, не повсеместный, а только в отдельных приподнятых блоках, к которым приурочены вулканические постройки центрального типа, сложенные породами кислого состава (дацитовыми порфиритами, липаритовыми порфирами). В отличие от этого породы контрастно дифференцированной формации слагают первичные геосинклинали, замыкание которых произошло раньше (в конце силура—начале девона) и которые поэтому характеризовались более ускоренным развитием по сравнению с замедленным формированием указанных геосинклинальных структурно-формационных зон (Тубинско-Гайской, Учалинской).

На восточном склоне Урала в раннюю геосинклинальную подстадию появились также недифференцированные диабазовые или слабо дифференцированные андезитовые или андезит-базальтовые формации (называемые также порфиритовыми), которые в отношении медноколчеданного оруденения считаются малоперспективными. Примером этого может служить ирендыкский андезит-базальтовый комплекс нижнедевонского возраста в Баймакском районе, карагандысайский андезитовый комплекс среднедевонского возраста в Теренсайском районе и др.

Медноколчеданное оруденение на Южном Урале проявилось в основном в два этапа рудообразования: поздненижнедевонский на западном склоне (Блявинский район) и позднесреднедевонский, который является важнейшим на восточном склоне. Во второй этап образовались крупные медноколчеданные месторождения Южного Урала (Гайское, Сибайское, Учалинское и др.) на площади Западно-Магнитогорской зоны, к которой приурочен одноименный колчеданосный пояс (Яковлев, 1968).

Не исключено, что медноколчеданное оруденение Ашебутакского и Теренсайского районов, которые относятся к Восточно-Магнитогорскому колчеданосному поясу, приуроченному к одноименной тектонической зоне, образовалось несколько позднее—в ранневерхнедевонский этап рудообразования. Это связано с несколько большим возрастным интервалом (средний девон—франский век) рудоносных комплексов в Восточно-Магнитогорском колчеданосном поясе. Южнее—в Мугоджарской провинции—оруденение, наоборот, имеет более древний возраст—раннесреднедевонский.

Таким образом, этапы медноколчеданного оруденения обладают различным возрастом в разных металлогенических зонах, а иногда даже в рудных районах Южного Урала, что зависит от возраста рудоносных комплексов, относящихся к липарит-базальтовой или липарит-андезит-базальтовой формации. С конечными фазами становления этих комплексов, когда сформировались поздние субвулканические тела, связаны главнейшие медноколчеданные месторождения Южного Урала, которые согласно классификации В. И. Смирнова (1960, 1969) многие геологи относят к группе гидротермальных субвулканических колчеданных месторождений (Бородаевская, 1964; Сопко, 1966; Яковлев, Авдонин и др., 1966 и др.). Однако такие месторождения, как Сибайское, им. XIX Партсъезда, Блявинское, Комсомольское и др., некоторые исследователи считают эксгальационно-осадочными. Для этого в ряде случаев пока еще недостаточно фактических данных. На этих месторождениях, например Блявинском, Комсомольском, некоторые типы полосчатых руд могут иметь эксгальационно-осадочное происхождение.

Медноколчеданные месторождения поздненижнедевонского возраста, встречающиеся на западном склоне Южного Урала в Блявинском районе, связаны с контрастной липарит-базальтовой формацией начальной стадии тектоно-магматического развития. Породы этой формации выполняют геосинклинали (вулканические трог), а месторождения образуются при замыкании частных прогибов такого типа.

Медноколчеданные месторождения позднесреднедевонского возраста, широко распространенные на восточном склоне Южного Урала в Западно-Магнитогорском колчеданном поясе, также связаны с контрастной липарит-базальтовой формацией и особенно с последовательно дифференцированной липарит-дацит-андезит-базальтовой формацией собственной ранней геосинклинальной подстадии. Породы контрастной формации выполняют первичные, реже инверсионные геосинклинали; фации последовательно дифференцированной формации слагают склоны крупных геоантиклиналей. Осевые части последних образованы породами андезитовой формации. Такие зоны (например, Ирендкская), сложенные фациями андезит-базальтового комплекса, обычно не колчеданосны. Установлено, что с липарит-базальтовыми формациями связаны собственно медноколчеданные месторождения (медь преобладает над цинком), а с липарит-дацит-андезит-базальтовыми формациями ассоциируют медно-цинково-колчеданные месторождения.

Различия в вещественном составе, в том числе и минеральном, месторождений, связанных с контрастно и последовательно дифференцированными вулканогенными формациями, обусловлены различной металлогенической специализацией рудоносных комплексов (Бородаевская, Кривцов и др., 1969).

Более молодой, чем медноколчеданное оруденение, которое связано со среднедевонской липарит-базальтовой формацией, является полиметаллическая минерализация. На месторождениях джусинского типа она наложена на медноколчеданные руды пространственно (структурно) и, вероятно, парагенетически приурочена к жильным дериватам позднегеосинклинальных комплексов гранодиоритовой формации, а именно к дайкам граносиенит-порфиоров, гранодиорит-порфиоров и диоритов. Рудные тела здесь часто залегают в контактах этих дорудных даек, близких к оруденению по возрасту, и вмещающих вулканогенных пород эффузивной фации, относящихся к среднедевонскому комплексу раннегеосинклинальной липарит-базальтовой формации. В Ащебутакском районе полиметаллическое оруденение связывается с одноименным гранодиоритовым комплексом ранневерхнедевонского возраста, а в Теренсайском районе — с магнитогорским граносиенитовым комплексом поздненижнекаменноугольного возраста. Эти интрузии комагматичны позднегеосинклинальным верхнедевонским и нижнекаменноугольным

вулканогенным комплексам трахилипаритовой формации, которые относятся, по Д. С. Штейнбергу (1964, 1966), к кали-натриевой серии. Совместно они образуют вулcano-плутонические ассоциации (Устиев, 1967).

Таким образом, основанием для составления прогнозно-металлогенических карт на структурно-формационной основе служат следующие главные положения: 1) приуроченность медноколчеданных месторождений, особенно временная и пространственная (структурная), к вулканическим комплексам раннегеосинклинальных формаций; 2) связь полиметаллических руд полигенных колчеданных месторождений Южного Урала с позднегеосинклинальными вулcano-плутоническими ассоциациями; 3) очень быстрая смена вулканогенных комплексов во времени и в пространстве, причем в размещении их часто большую роль играют довольно незначительные по размерам тектонические зоны и блоки.

ФАЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД И КОЛЧЕДАНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Фациальный анализ вулканогенных комплексов, с которыми связаны колчеданные месторождения, является важным методом исследования при составлении структурно-формационно-фациальной основы для прогнозно-металлогенических карт колчеданных районов (Яковлев и др., 1968). На данных этого анализа в значительной мере базируется прогнозирование полезных ископаемых, находящихся в областях палеовулканизма.

Выделяются три основные группы фаций вулканогенных пород в соответствии с глубиной их образования и расположения относительно поверхности Земли (Коптев-Дворников и др., 1967): 1) эффузивная, 2) жерловая и 3) субвулканическая. Кроме того, может быть выделена четвертая группа — гипабиссальная фация интрузивных пород, ассоциированных с вулканогенными комплексами. Имеются и другие группировки фаций (Малеев, 1969), однако выделенные в них фации обычно хорошо укладываются в приведенные основные группы.

С разными фациями пород вулканогенных комплексов связаны различные типы колчеданных и других рудных месторождений (Смирнов, 1960; Котляр, 1968; Гончарова, 1970 и др.): с эффузивными фациями связаны эксгалиационно-осадочные колчеданные месторождения, с субвулканическими — гидротермальные колчеданные месторождения субвулканической группы, с гипабиссальными интрузиями вулcano-плутонических ассоциаций и их жильными дериватами — гидротермальные гипабиссальные колчеданно-полиметаллические месторождения. С породами жерловой фации ассоциируют сложные колчеданные месторождения, в которых наблюдается сочетание секущих тел и согласных эксгалиационно-осадочных залежей.

В локализации колчеданных руд породы каждой из указанных групп фаций сыграли определенную роль. Породы эффузивных фаций часто являются рудовмещающими на колчеданных месторождениях, при этом пирокласты кислого состава наиболее благоприятны для замещения рудой (Гай, Сибай, Учалы, Ащебутак и др.). Эффузивы основного состава обычно играют роль структурно-литологических экранов (Блява, Гай и др.). Приуроченность оруденения к образованиям кислого состава (туфам и др.) и экранирование их указанными породами объясняется несколькими причинами: 1) химическим составом пород; 2) физическими и механическими свойствами; 3) различной тектонической проработкой рудовмещающих и экранирующих пород, что в значительной степени обусловлено этими свойствами.

Работами В. И. Старостина (1968) показано, что в локализации колчеданного оруденения в осадочно-вулканогенных толщах на месторождениях Южного Урала большую роль играло наличие пород, резко контрастных по своим физическим и механическим свойствам. Вследствие этого эффузивные и субвулканические породы кислого состава являются рудовмещающими, а пачки базальтовых и андезит-базальтовых порфиритов, а также туффитов образуют структурно-литологические экраны, которые могут иметь как региональное, так и локальное значение. Преимущественная приуроченность рудных залежей к породам кислого состава, например в Ащebutакском районе, объясняется их оптимальной пористостью (около 6% для туфов липаритовых порфиритов), малой прочностью (коэффициент Пуассона 0,10—0,15) и малой упругостью (модуль Юнга $24 \cdot 10^5$ кг/см²). Такие значения петрофизических параметров обусловили большую способность этих пород к хрупким деформациям. Значительная прочность (коэффициент Пуассона 0,30—0,42), большая упругость (модуль Юнга $6—7 \cdot 10^5$ кг/см²) и низкая пористость (около 1%) способствовали тому, что андезит-базальтовые порфириты являлись хорошим экраном для гидротермальных растворов. Кроме них, такую же роль играли пачки тонкослоистых отложений (туффитов и др.), а также плотные гидротермально измененные породы (окварцованные, пренитизированные и т. п.). Таким образом, некоторые петрофизические типы горных пород играют важную роль в локализации оруденения: одни из них являются рудовмещающими, другие — экранирующими. При металлогенических исследованиях рекомендуется составление петрофизических карт, схем и разрезов, на которых были бы выделены эти типы горных пород.

Весьма важное значение в геологическом строении колчеданных полей и месторождений имеют породы жерловой фации, особенно, если они приурочены к вулканическим брахиантиклиналям (например, Гайское, Сибайское, Учалинское и др.). Последние образовались на месте вулканов центрального типа, насыщенных породами жерловой и прижерловой фаций кислого состава (например, на Гайском медноколчеданном месторождении). Вследствие значительной пористости туфы, особенно грубообломочные кислого состава и смешанные, благоприятны для метасоматического замещения и рудоотложения.

В формировании и размещении колчеданных месторождений, как считают многие геологи, большое значение имеют породы субвулканической фации (Магакьян и др., 1965; Сопко, 1966 и др.). Среди пород этой фации можно выделить две подгруппы: приповерхностную (раннюю) и собственно субвулканическую — позднюю (Яковлев, Гончарова, 1968). Образование пород первой подгруппы тесно связано с формированием вмещающих их толщ, сложенных породами эффузивной фации. Они слагают небольшие, часто согласные межпластовые тела, которые являются иногда рудовмещающими или могут играть роль экранов, что зависит от их физических и механических свойств.

Субвулканические породы второй подгруппы, являющиеся обычно контрастными (кислого и основного состава), слагают тела дайкообразной, штокообразной и сложной формы, которые образуют пояса. Значение их не ограничивается только пространственной и структурной близостью с колчеданными месторождениями; устанавливается также и парагенетическая связь между ними, правда, различная для субвулканических тел кислого и основного состава (Яковлев и др., 1969). Эти тела формируются в конечные фазы становления контрастных липарит-базальтовых комплексов, с которыми связаны главнейшие медноколчеданные месторождения Южного Урала. Среди поздних субвулканических образований одни тела сложены породами кислого состава (дацитовыми порфиритами, липаритовыми порфирами и др.), а другие — основного состава (диабазами, габбро-диабазами). Все они находятся совместно

в сложных поясах, протягивающихся вдоль длительно развивавшихся региональных разломов. С этими разломами связано также формирование вулканических трогов и геоантиклиналей, за пределы которых субвулканические тела кислого состава обычно не выходят. Первые размещены в пределах субвулканических поясов неравномерно, образуя концентрации на участках вулканов центрального типа или вблизи них.

Медноколчеданные месторождения Южного Урала в пределах колчеданосных поясов и зон, приуроченных к тектоно-вулканическим зонам (трогам, геоантиклиналям), также размещены неравномерно: они часто образуют, как и поздние субвулканические тела кислого состава, концентрации на рудных полях, тяготеющих к древним вулканическим постройкам центрального типа (Гайское, Сибайское, Учалинское и др.). Как и вулканы центрального типа, поздние субвулканические тела кислого состава и колчеданные месторождения приурочены к поперечным поднятиям и разломам, осложняющим продольные тектонические зоны. Анализ многочисленных данных позволяет предположить, что поздние субвулканические тела кислого состава, которые являются дорудными, но близкими по времени образования к медноколчеданному оруденению, имели с последним, вероятно, общий магматический очаг периферического типа. Они обладали близкой парагенетической связью.

Наряду с геологическими данными, которые изложены нами и другими геологами в многочисленных статьях, в последние годы стали появляться сведения о геохимических связях медноколчеданных месторождений с субвулканическими телами кислого состава. Так, на Александринском месторождении (Южный Урал) Р. Г. Язевой (1969) установлено, что в субвулканических кварцевых порфирах, называемых этим автором интрузивными, наблюдается повышенное содержание меди, цинка и других халькофильных элементов. Тела порфиров и сопровождающие их во фронтальной части тел эруптивные брекчии, в которых локализованы медноколчеданные руды, по времени образования наиболее близки рудоотложению и тесно связаны с ним пространственно. Концентрация в них халькофильных элементов происходила, по-видимому, в последние стадии развития рудоносного очага перед рудоотложением. Проведенные геохимические исследования позволили сделать вывод об определенной металлогенической специализации указанных кварцевых порфиров и эруптивных брекчий.

Иначе представляется связь медноколчеданных руд с поздними субвулканическими телами основного состава, которую можно назвать отдаленной парагенетической связью, так как она является главным образом пространственной (структурной) и временной. Пояса поздних субвулканических тел основного состава, связанные с региональными разломами, являются более протяженными и менее прерывистыми, иногда уходящими за пределы вулканических структур в зоны развития туффитовых или кремнистых фаций, удаленных от вулканических центров. Эти пояса связаны, вероятно, с магмообразующим слоем верхней мантии, который в начале развития вулканических геосинклиналей служил источником трещинных излияний лав основного состава, слагающих значительные площади. При замыкании геосинклиналей (начальная тектономагматическая подстадия) или формировании геоантиклиналей (собственно ранняя подстадия) эффузивная форма проявления вулканизма сменилась субвулканической, благодаря чему в связи с продолжавшейся генерацией магмообразующего слоя верхней мантии образовались пояса поздних габбро-диабазов. Эти внедрения проявлялись неоднократно, иногда и после становления субвулканических тел кислого состава и тесно связанных с ними медноколчеданных руд. Поэтому, вероятно, и наблюдаются не только дорудные и внутрирудные, но и послерудные дайки диабазов на медноколчеданных месторождениях (Гайский, Блявинский и другие районы).

Из анализа приведенных данных следует, что пояса субвулканических тел основного состава имеют важное значение при металлогенических исследованиях для выделения и прослеживания колчеданосных поясов, зон и районов. Поздние субвулканические тела кислого состава являются важной геологической предпосылкой при прогнозировании на территории рудного района с целью поисков медноколчеданных месторождений и рудных залежей.

На медноколчеданных месторождениях обращают на себя внимание брекчии, ассоциирующие с субвулканическими телами липаритовых порфиров. Такие брекчии носят общее название взрывных, а в случае их двухэтапного образования в условиях разной глубинности — автомагматическими брекчиями, описанными Е. Б. Яковлевой (1963). Эти брекчии ассоциируют не только с субвулканическими телами, входящими в состав вулканогенных комплексов, но также связаны с малыми интрузиями кислого состава, которые являются принадлежностью вулcano-плутонических ассоциаций, как, например, на Рудном Алтае. В областях геосинклинального вулканизма автомагматические брекчии хотя и проявлены локально, но в последние годы все более часто устанавливаются в медноколчеданных районах, полях и месторождениях Южного Урала — Блявинском, Комсомольском, Сибайском, Александринском и др. (Бородаев и др., 1965; Бобохов, 1966; Язева, 1969 и др.), Северного Кавказа и других провинций. Они также довольно давно известны на колчеданно-полиметаллических месторождениях Лениногорского, Змеиногорского и других районов Рудного Алтая (Иванкин, 1966; Ташинина и Чепрасов, 1955; Яковлева, 1963 и др.).

Нам представляется, что поисковое значение этой фации магматических пород, характерных для геосинклинальных вулканогенных и вулcano-плутонических формаций, с которыми связаны колчеданные месторождения различного состава и генезиса, явно недооценивается. Устанавливается не только пространственная, структурная и временная связь этих образований и колчеданных руд, но не исключены и их парагенетические связи, которые выражаются в общности магматического источника, места формирования автомагматических брекчий и колчеданных залежей.

В областях орогенного вулканизма и особенно вулcano-плутонизма автомагматические брекчии имеют значительно более широкое проявление (Центрально-Казахстанский, Монголо-Охотский и другие вулканические пояса). Они фиксируются на оловянных, золоторудных и других месторождениях Тихоокеанского рудного пояса (на Северо-Востоке СССР, в Восточном Забайкалье, Боливии и других провинциях).

Породы гипабиссальной фации комагматичны вулканическим породам, часто образуют небольшие интрузивы, которые при небольшом их распространении входят в состав вулканогенных комплексов. Они известны, например, во многих колчеданосных районах Южного Урала (Блявинском, Баймакском и др.). Однако при значительном их развитии, соизмеримом с площадями вулканических пород, гипабиссальные интрузии совместно с последними образуют вулcano-плутонические ассоциации (например, Ашебутакский район на Южном Урале, многие районы Рудного Алтая и др.).

С гипабиссальными интрузиями габбро-диоритового состава, подчиненными вулканогенным формациям, связаны медно-сульфидные прожилково-вкрапленные руды гидротермального генезиса. Примерами могут служить Цессовское и Усть-Губерлинское рудопроявления на Южном Урале, Гарньерское месторождение на Среднем Урале, Каджанчадское в Центральном Казахстане, некоторые зоны Карабекского месторождения на Северном Кавказе (Старостин, 1968). Пока в медноколчеданных районах не установлено крупных промышленных месторождений

этого типа, который изучен еще слабо; однако, как указывает В. И. Старостин, ему следует уделить должное внимание.

Значительно большую роль в образовании и размещении колчеданно-полиметаллических месторождений на Рудном Алтае играют гипабиссальные породы кислого состава (гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры и др.), часто сопровождающиеся автомагматическими брекчиями. Они слагают небольшие тела, входящие, как отмечалось, в состав геосинклинальных вулканоплутонических ассоциаций. Эти малые интрузии развиты на многих месторождениях указанной полиметаллической провинции, особенно в Лениногорском, Змеиногорском и Золотушинском районах. Не исключено, что породы гипабиссальных фаций, образовавшиеся в орогенный этап самостоятельный комплекс малых интрузий, также сыграли важную роль в образовании и размещении колчеданно-полиметаллических месторождений в некоторых районах Рудного Алтая (например, в Иртышском), становление которых закончилось не в геосинклинальную мегастадию, как ранее указанных районах, а позднее — в орогенную мегастадию. Во всяком случае, важное поисковое значение гипабиссальных интрузий для колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая признается многими геологами. С гипабиссальными интрузивами позднегеосинклинального (магнитогорского) комплекса в восточной части Южного Урала также связано полиметаллическое оруденение (Ащebutакский, Теренсайский и другие районы).

Т. Я. Гончарова (1970) выделяет несколько подтипов колчеданных месторождений в зависимости от глубины их формирования (на морском дне, в субвулканических условиях на глубине до 1,5—2 км от поверхности или в гипабиссальных — от 2 до 5—6 км) и, кроме того, в зависимости от расположения по отношению к центру вулканизма. В последнем случае месторождения могут образоваться в околожерловой (в нескольких километрах от жерла), промежуточной (от нескольких до 5—10 км) или в удаленной (5—20 км и более) зонах:

Эксталяционно-осадочные месторождения	Гидротермальные месторождения	Месторождения сложного генезиса (эксталяционно-осадочного и гидротермального)
Промежуточная и удаленная зоны	Субвулканическая зона	Околожерловая зона
	Околожерловая зона	

Все изложенное свидетельствует о разнообразии фаций вулканогенных пород и важной роли в формировании и размещении колчеданных месторождений разного возраста и генезиса пород определенных фаций и зон их распространения.

Роль фациального анализа при геологическом картировании вулканогенных образований убедительно показана Е. Ф. Малеевым (1969), назвавшим такое картирование вулканологическим. Этот анализ позволяет реконструировать палеовулканические постройки, определить их тип, установить скрытые синвулканические разломы и решить многие другие вопросы, разработка которых необходима для более эффективного прогноза и поисков полезных ископаемых в областях палеовулканизма. В связи с отмеченным следует кратко остановиться на вопросе палеовулканических реконструкций, которым на Урале, как и в других вулканических областях, придают большое значение, особенно при изучении колчеданных районов (Бородаевская, Курбанов и др., 1969; Каретин, 1966; Козин, 1968; Сопко, 1969; Червяковский, 1968; Шарфман, 1969; Яковлев, Старостин, 1968 и др.).

Палеовулканические реконструкции должны базироваться в первую очередь на выделении пород жерловых-прижерловых, промежуточных и удаленных зон, выявления реликтов кальдер и других элементов стро-

ения вулканических сооружений, что возможно сделать при детальном геологическом картировании и специальном анализе фаций и их мощностей. В связи с этим представляют особый интерес пылеовулканологические работы по Южному Уралу группы сотрудников ЦНИГРИ (Бородаевская, Курбанов и др., 1969 и др.), так как в них: 1) рассматриваются площади колчеданных районов; 2) приводится комплекс признаков, который позволяет производить реставрацию вулканических сооружений; 3) обсуждается методика исследований; 4) анализ производится на многих примерах палеовулканических построек (Баймакского, Сибайского, Карамалыташского, Гайского и др.). На основании анализа данных, полученных при изучении этих и других палеовулканов, установлено, что они обладают целым рядом специфических признаков (Шарфман, 1969), которые сводятся к следующему: 1) периклинальное или центроклинальное залегание относительно центров вулканизма; в прижерловой зоне горизонтов эффузивов и туфов; 2) изменение размерности вулканического материала — грубый пирокластический и лавобрекчий в жерловой зоне¹, уменьшение крупности обломков по мере удаления от нее (в прижерловой зоне), переход к вулкано-терригенным отложениям; 3) жерловые фации слагают центральные части вулканических брахиантиклиналей, а прижерловые — их крылья; 4) концентрически-зональное строение жерловых — прижерловых зон и вместе с тем асимметричное строение продуктов вулканизма в прижерловой зоне, что обусловлено направленными извержениями вулканов; 5) наличие экструзий в жерловой зоне; 6) концентрация субвулканических тел кислого состава, которые в прижерловой зоне часто выполняют кольцевые и полукольцевые трещины, ограничивающие кальдеру; 7) стратификация вулканогенных отложений в районе может соответствовать взаимоотношениям вулканических пород в жерловой — прижерловой зоне, если они принадлежат к одному вулканогенному комплексу; 8) краснокаменное изменение пород прижерловой зоны, наличие в ней глыб рифогенных известняков, что свидетельствует о поднятии вулканических построек и формировании их в прибрежно-морских условиях; 9) фации пород жерловой зоны и примыкающих к ним бывают сильно гидротермально переработаны (окварцованы, гематитизированы и т. п.); 10) в колчеданосных районах, особенно на рудных полях типа вулканических брахиантиклиналей (Гайское, Сибайское, Учалинское и др.), выявляются остатки вулканических построек типа стратовулканов, которые иногда сопровождаются кальдерой обрушения; жерла таких вулканов приурочены к местам пересечения разломов разных направлений; 11) наличие жерловин и вулканов линейного типа и дайкообразной формы; 12) локальные положительные магнитные аномалии фиксируют жерловины, сложенные породами основного состава, а отрицательные — кислого состава; 13) палеовулканические постройки обычно плохо выражены в рельефе и поэтому их трудно дешифрировать на аэрофотоснимках, но отдельные элементы их в виде омоложенных синвулканических разломов, кольцевых, полукольцевых и радиальных трещин, выполненных субвулканическими дайками, дуговых валов, сложенных спекшимися пирокластами, и другие детали строения могут фиксироваться в рельефе и поэтому быть дешифрируемыми.

Фациальный анализ геологических образований, в том числе вулканических, может производиться только на хорошей стратиграфической основе и поэтому он ни в коем случае не подменяет стратиграфическое расчленение вулканогенных толщ, а является в комплексе с последним важным методом изучения этих толщ и выявления в них вулканических построек.

¹ В этой зоне возможно присутствие игнимбитоподобных пород (Грешнер, 1968).

В связи с изложенным становится ясным, что в металлогенических построениях и при составлении прогнозно-металлогенических карт колчеданных районов большое значение играет фациальный анализ. Показ на этих картах, помимо рудоносных вулканогенных или вулканоплутонических формаций, также фаций слагающих их пород является существенной особенностью детальных прогнозно-металлогенических карт. Составлению таких карт предшествует фациальный анализ, результаты которого часто отражаются на специальных картах (палеофациальных, палеовулканических) и разрезах. Этот анализ позволяет не только выявить приуроченность колчеданного оруденения к определенным фациям вулканогенных пород, но и более обоснованно производить тектоническое и структурно-металлогеническое районирование и на основе этого детальное прогнозирование.

СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ

За последнее время установлено, что структуры рудных полей и месторождений в вулканических областях являются сложными тектоно-вулканическими. В образовании их имеют важное значение как тектонические деформации, так и магматические факторы. Многие геологи исследовали эти структуры с целью выяснения их роли в локализации оруденения, истории формирования, генезиса, а также разработки классификации структур (Смирнов, 1969; Ермаков, 1963; Котляр, 1965; Лавров и др., 1962; Бородаевская, 1962; Дворцова, 1965; Иванов, Логинов, 1965; Шерба, 1967; Яковлев, 1968; Яковлев, Оленин, 1965; Imai, 1966; Kinkel, 1955; Turneare, 1960 и др.).

195
Указанные структуры заинтересовали исследователей вследствие того, что многие месторождения различного генезиса (обычно субвулканические, приповерхностные) генетически связаны с вулканогенными комплексами. К таким месторождениям относятся некоторые магматические месторождения меди и никеля (ликвационные залежи сульфидных руд норильского типа), скарновые месторождения железа (магномангнетитовые), свинца и цинка (Трепча в Югославии), гидротермальные — меди, свинца и цинка (колчеданные — Алтай, Урала, Кавказа и др.), золота, серебра, ртути, сурьмы, олова, каолина, эксгалационно-осадочные — железа, марганца, алюминия, меди и др.

Рудоносные тектоно-вулканические структуры формируются во всех геоструктурных зонах земной коры: в геосинклинальных и орогенных зонах складчатых областей, в зонах активизации древних платформ. Структурно-морфологические особенности и закономерности локализации месторождений, связанных с вулканогенными комплексами, определяются тектоническими и вулканическими элементами тех зон, к которым приурочены рудные поля. В связи с этим нами выделяются три подгруппы тектоно-вулканических структур рудных полей и месторождений: 1) внутриэффузивных зон; 2) жерловых — прижерловых зон вулканов; 3) субвулканических зон (Яковлев, 1968).

СТРУКТУРЫ ВНУТРИЭФФУЗИВНЫХ ЗОН

Структуры внутриэффузивных зон наиболее характерны для рудных полей и месторождений, связанных с вулканической деятельностью: эпitherмальных приповерхностных медно-цеолитовых руд в США (оз. Верхнее) и СССР, оптического кристаллосырья (например, исландского шпата), эксгалационных серы и ртути, эксгалационно-осадочных меди, железа, марганца и других металлов.



Породы эффузивной фации слагают покровы, потоки или пласты в осадочно-вулканогенных толщах. Во внутреннем строении этих толщ большую роль играют прототектонические элементы, которые связаны с застыванием лав и проявлены, например, в шаровых, подушечных и миндалекаменных текстурах, в сложной форме подошвы и кровли потока и др. В процессе застывания лавы образуется прототектоническая трещиноватость. Эти геологические структуры внутриэффузивных зон могут быть названы протозэффузивными, среди которых выделяются раннепротозэффузивные и позднепротозэффузивные (трещинные). Более поздние, наложенные тектонические напряжения часто осложняют межпластовые контакты в осадочно-вулканогенных толщах, подновляют протозэффузивную трещиноватость и обуславливают возникновение новых трещин и разломов уже тектонического происхождения. В связи с этим формируются сложные геологические структуры, представляющие собой комбинацию протозэффузивных и тектонических.

Таким образом, намечаются два класса структур рудных полей и месторождений, приуроченных к внутриэффузивным зонам: 1) протозэффузивные структуры с двумя подклассами (раннепротозэффузивным и позднепротозэффузивным); 2) протозэффузивно-тектонические структуры.

Роль раннепротозэффузивных структур наглядно видна на медно-цеолитовых месторождениях оз. Верхнего в США, где пластовые рудные залежи приурочены к верхним частям лавовых покровов, сложенных миндалекаменными лавами базальтового состава. Крупные миндалины выполнены самородной медью, цеолитами и другими минералами.

Позднепротозэффузивные структуры наблюдаются, например, на месторождениях, приуроченных к траппам Сибирской платформы. Кальцитовая минерализация концентрируется здесь в первичных миндалинах и полостях, а также в сильно трещиноватых участках, которые приурочены к верхним частям покровов, сложенных мандельштейнами.

Протозэффузивно-тектонические структуры образуются, например, на колчеданных полях урупского типа, впервые выделенного В. И. Смирновым и Т. Я. Гончаровой (1960), и на японских колчеданно-полиметаллических месторождениях типа куромоно (Смирнов и др., 1968). Пластовые залежи руд, согласные с пологой кровлей лавового потока дацитовых или риолитовых пород, сочетаются здесь с жилообразными рудными телами, линейными зонами гидротермально измененных пород, имеющих крутое залегание и пересекающих напластование пород. Таким образом, согласные пластовые структуры внутриэффузивной зоны комбинируются с секущими протовулканическими или тектоническими нарушениями.

СТРУКТУРЫ ЖЕРЛОВЫХ — ПРИЖЕРЛОВЫХ ЗОН

В древних и особенно в молодых вулканических областях к этим зонам приурочено большое количество разнообразных по вещественному составу и форме рудных тел различного генезиса. В первую очередь к ним относятся те месторождения руд черных металлов (магномангнетитовые), цветных (медноколчеданные, полиметаллические), благородных (золота, серебра), редких (олова, бериллия, сурьмы, ртути) и радиоактивных (урана) металлов, алмазов, пьезооптического кристаллосырья, серы, бора, алунита и других видов полезных ископаемых, которые так или иначе связаны с вулканической деятельностью. Эти месторождения имеют приповерхностное экзогенное, субвулканическое гидротермальное, иногда скарновое или магматическое происхождение. Такие месторождения развиты в складчатых областях, где они образуются в геосинклинальный, особенно в орогенный, этап (Цен-

тральный Казахстан) в зонах мезозойской активизации (Тихоокеанский пояс) и на платформах (как в их цоколе, так и в чехле).

В группе структур рудных полей и месторождений жерловых — прижерловых зон можно выделить пять основных классов: 1) вулканокупольный; 2) вулканические брахиантиклинали; 3) вулканические брахисинклинали; 4) жерловый; 5) кальдерный (Котляр, 1964; Иванов и др., 1962; Г. Ф. Яковлев, 1968 г.; П. Д. Яковлев, Оленин, 1965 г.).

Вулканокупольные структуры связаны с вулканами центрального типа (стратовулканами) безкальдерной стадии развития. Вулканокупола приурочены к пологим антиклинальным сводам и флексурам, осложненным разрывными нарушениями, и преимущественно к участкам пересечения разломов, обычно длительно развивавшихся. В строении вулканокупольных структур (помимо покровов эффузивов и туфов) большое участие принимают экструзивы и субвулканические тела (лакколиты, штоки и др.), а также жерловины и некки. Внутреннее строение указанных тел (особенно их контакты) и другие вулканические элементы играют важную роль в локализации оруденения — в размещении, форме и залегании рудных тел.

Крупные вулканокупола (несколько километров в поперечнике), обладающие пологим залеганием пластов пород на их склонах (10—30°), осложнены более мелкими куполами, к которым приурочены отдельные месторождения или рудные тела. Межпластовые структуры являются основным типом структур для рудных залежей в месторождениях, приуроченных к вулканокуполам. Рудные тела, залегающие в этих структурах, представляют собой пологие пластообразные и линзовидные залежи сплошных или вкрапленных руд. К протоэффузивным трещинным структурам, часто подновленным при тектонических движениях, приурочены жиллообразные рудные тела и штокверковые зоны, имеющие крутое залегание. Вулканокупольным строением характеризуется район Вест-Шаста (США) медно-цинкового оруденения (Kinkel, 1955).

Вулканические брахиантиклинали широко развиты на медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических и других рудных полях в областях палеовулканизма, характеризующихся глыбово-складчатым и блоковым строением (Урал, Алтай, Кавказ и др.). Здесь встречаются вулканокупольные структуры, тектонически значительно более деформированные, чем вулканокупола мезозойского возраста в Вест-Шаста, Грузии и др. В их строении большую роль играют как согласные межпластовые срывы и зоны дробления, так и секущие разломы и зоны повышенного расщепления и крутого залегания. К ним приурочены субвулканические дайки, лакколиты и более сложной формы тела. Эти брахиантиклинали более сложны по своему строению, чем вулканокупола, так как представляют собой разрушенные, разбитые разрывными нарушениями древние вулканические постройки; они являются типичными тектоно-вулканическими структурами. Такие структуры носят название вулканических или синвулканических брахиантиклиналей в связи с тем, что развитие их происходило синхронно с вулканизмом, но в более напряженных тектонических условиях, чем первых структур (Иванов и др., 1963; Яковлев, Старостин, 1968). К таким брахиантиклиналям, имеющим длину 3—5 км при размахе крыльев 2—3 км, приурочены медноколчеданные поля на Южном Урале, колчеданно-полиметаллические поля на Малом Кавказе.

В связи с тем, что на месторождениях указанных рудных полей всегда наблюдается сочетание согласных и секущих структурных элементов, рудные тела имеют сложную форму. Они представляют сочетание пологих пластообразных или линзовидных рудных тел с секущими жиллообразными телами или линейными зонами прожилково-вкрапленных руд. На некоторых рудных полях жильный тип является ведущим.

Вулканические брахиантиклинали, как и вулканокупольные структуры (Вест-Шаста), часто осложнены более мелкими положительными структурами, которые также носят название вулканокуполов (Щерба, 1957).

В связи с вулканическими брахиантиклиналями наблюдаются синвулканические пологоскладчатые структуры, которые можно считать подклассом, входящим в состав описываемого класса. Эти структуры располагаются в сводовой части антиклинория или в участках погружения крупных брахиантиклинальных зон, в месте их смены брахисинклинальными зонами. Пологоскладчатые участки осложнены крутыми, часто вертикальными разломами, которые расчленяют их на блоки, тектонически неоднородно переработанные. В некоторых из них развиваются крутые зоны трещиноватости и, что особенно важно, пологие зоны срыва, дробления и отслаивания на границе толщ, сложенных породами с различными физико-механическими свойствами. Слабо проявленная складчатость осложнена блоковыми перемещениями, выраженными в короблении пологолежащих складчатых форм и развитии флексур (Бородаевская, 1962). Вертикальные амплитуды перемещения по разломам и сопровождающие их трещиноватость и расщепление затухают кверху, что связано с наличием залегающих выше структурно-литологических экранов. Пологоскладчатые структуры часто развиты в вулканических областях, в частности на Южном Урале, а также на Рудном Алтае, где были впервые выделены для Лениногорского рудного поля Н. Н. Куреком и П. П. Буровым (1934).

В описываемом классе может быть намечен еще один подкласс синвулканических антиклинальных структур, которые еще более деформированы. Они были заложены в раннегеосинклинальную стадию развития как вулканические брахиантиклинали, но затем в позднюю стадию были сильно сжаты и поэтому приобрели килевидную форму и осложнены осевыми зонами повышенного расщепления. Такие структуры, являющиеся переходными к обычным тектоническим складкам, на Южном Урале (в Восточно-Магнитогорской зоне) представлены Джусинским и Куросанским рудными полями с полигенными и полихронными колчеданно-полиметаллическими месторождениями, на Рудном Алтае к ним может быть отнесена структура Зырянского рудного района. Усложнение, во-первых, заключается в возникновении дополнительных складок, расположенных кулисообразно друг относительно друга, во-вторых, в большем развитии по сравнению с предшествующими подклассами зон повышенного расщепления и трещиноватости. Соответственно и рудные тела приобретали форму уплощенных линз, имеющих крутое залегание. Они приурочены к осевым частям антиклинальных складок, сложенных вулканическими породами кислого состава, которые тектонически и гидротермально интенсивно переработаны, тогда как вышележащие базальтовые порфириты, как и в вулканических брахиантиклиналях гайского типа, изменены значительно меньше.

Вулканические брахисинклинали пользуются значительно меньшим развитием на рудных полях, чем рудоносные вулканические брахиантиклинали. Они образуются в начальную подстадию геосинклинального развития на месте вулканических трогов, расчлененных поперечными поднятиями на отдельные брахисинклинали, которые выполнены породами основного состава (базальтовыми порфиритами, диабазами и др.). Последние бывают иногда перекрыты другим комплексом пород — липаритовым. В этом случае с контрастной липарит-базальтовой формацией связаны серноколчеданные и чаще медноколчеданные месторождения. Помимо продольных разломов, заложённых в виде сбросов, а на последующих этапах иногда оформившихся как надвиги, большим развитием пользуются разрывные нарушения других направлений — поперечные и диагональные. Эти синвулканические разломы расчленяют

описываемые структуры на серию структурно-фациальных и более мелких структурных блоков. Такое блоковое строение вообще характерно для тектоно-вулканических структур рудных полей и месторождений, но особенно отчетливо оно выражено в структурах жерловых — прижерловых зон.

Пространственное размещение месторождений в синвулканических брахисинклиналях определяется пересечениями разломов, ограничивающих указанные блоки, и тектонически осложненными крыльями дополнительных антиклиналей сундучной формы. Рудные тела формируются в полостях отслаивания на флексурных перегибах, в зонах развития тектонических и эксплозивных брекчий, залегающих в контактах субвулканических тел кислого состава и вмещающих диабазов, в пологих нарушениях, обычно сопряженных с крутопадающими разломами. Типичным рудным полем, связанным с вулканической брахисинклиналью, является Блявинское медноколчеданное поле на Южном Урале. В связи с тем, что на нем большим развитием пользуются субвулканические тела кислого состава, к которым приурочены медноколчеданные месторождения, структуры последних классифицированы нами как структуры субвулканических зон (Яковлев, 1968), однако рудное поле представляет собой синвулканическую брахисинклиналь (Яковлев, Старостин, 1968). К этому же типу относится, вероятно, и Худесское рудное поле.

Жерловые структуры (некки, жерловины) характеризуются приуроченностью к ним не только эксгаляционных месторождений беры, ртути и мышьяка, как это считалось раньше, но и многочисленных гидротермальных месторождений (медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических, золото-серебряных, урановых и др.), иногда со скарновыми проявлениями и некоторых месторождений карбонатитов (например, Мбея в Африке). Вулканические структуры этого класса широко развиты в вулканических поясах альпийских, мезозойских и палеозойских геосинклинальных складчатых областей и зон активизации (Средиземноморский пояс — Балканы, Кавказ; Тихоокеанский пояс — Курилы, Камчатка, Колорадо и др.), а также на платформах и щитах.

Вулканические жерла обычно нанизаны в виде цепочек на крупные региональные разломы (часто глубокого заложения), проходящие вдоль границ геосинклинальных и геантиклинальных зон, в краевых частях срединных массивов и платформ. Они концентрируются в местах пересечения продольных разломов с поперечными или диагональными нарушениями, разрывными или складчатыми (брахиантиклиналями, куполами). Отдельные жерловины приурочены к участкам сопряжения крупных разломов и оперяющих нарушений, к местам пересечения небольших разломов разных направлений.

Вулканические жерла имеют разнообразную форму (коническую, цилиндрическую, дайкообразную и более сложную), обладают вертикальным или крутым залеганием, редко пологим. Размеры их в поперечнике колеблются от нескольких десятков метров до нескольких километров (обычно 0,5—2 км). Они бывают выполнены вулканическими брекчиями (некоторые жерловины Закарпатья в СССР, хребет Томас в США), лавами и лавобрекчиями (месторождение Нагиаг в Карпатах), туфами, часто слоистыми, как, например, на некоторых месторождениях Ангаро-Илимского района. Иногда жерла имеют смешанное выполнение. Жерловины вскрыты эрозией на различной глубине и в зависимости от этого изменяется тип выполнения, что хорошо прослежено, например, на урановых месторождениях района Хопи—Навахо в США (Шумейкер, 1958). Здесь слабо эродированные жерловины сложены слоистыми туфами, а глубоко эродированные (до 2000 футов от поверхности) — лавами и лавобрекчиями.

Локализация оруденения и форма рудных тел определяются не

только текстурами и пористостью вулканических брекчий и туфов, выполняющих жерло, но и протовулканической трещиноватостью, специфической для жерловых структур (конические, кольцевые и радиальные трещины), а также линейными трещинами и разломами тектонического происхождения. Все эти трещины и разломы развиваются в жерловой, особенно хорошо в прижерловой зоне. Линейные трещины часто наследуют направления тех региональных разломов, к местам пересечения которых приурочены вулканические жерла (Ангаро-Илимский район).

В связи с изложенным в классе жерловых структур рудных полей и месторождений могут быть выделены три подкласса: 1) ранний протовулканический, обусловленный первичным строением вулканических пород (туфов и др.), выполняющих жерла; 2) поздний протовулканический (трещинный); 3) протовулканическо-тектонический.

По положению рудных тел в различных частях жерловой — прижерловой зоны выделяют три типа месторождений (Яковлев, Оленин, 1965): внутрижерловый (Красноярское, Коршуновское, Мбея, Нагнаг, Белая Зима и др.), околожерловый (рудники в районе Сан-Джуан, Карасук в Хакасии) и сложный, или комбинированный (Рудногорское, Монте-Амиата, Трепча и др.).

Рудные тела внутрижерлового типа месторождений представлены трубообразными, коническими и штокверковыми телами, а также кольцевыми — периферическими и линейными телами. Месторождения околожерлового типа характеризуются кольцевыми и полукольцевыми, радиальными и линейными жильными телами. В сложном типе наблюдается комбинация рудных тел, приуроченных к различным частям жерловой — прижерловой зоны. Жильные системы в верхних горизонтах переходят в штокверковые зоны, или штокверки, в связи с расщеплением и выклиниванием разломов и крупных трещин, а также с развитием кливажа (Монте-Амиата в Италии, Токуепала в Перу и др.). Рудносные трещины в жерловой — прижерловой зоне имеют вертикальные или крутые залегания. Иногда они бывают наклонными (например, на Коршуновском месторождении).

Целый ряд особенностей месторождений, приуроченных к жерловым структурам, обусловлен приповерхностными условиями их образования (максимальная глубина до 1500—2000 м): вертикальная и горизонтальная (концентрическая) зональность, проявляющаяся в смене высокотемпературных парагенезисов в центральной зоне более низкотемпературными в периферических частях; явления телескопирования вследствие резкого падения температуры и давления, а также смешения ювенильных растворов с метеорными водами; интенсивное развитие колломорфных и метаколлоидных текстур; многостадийность минералобразования; наличие послерудных даек и нарушений; присутствие рудокластов; взаимосвязь с эксгаляционно-осадочными рудными залежами. Эти и другие признаки таких месторождений подробно охарактеризованы в работах В. И. Смирнова (1965), В. Н. Котляра (1964) и др.

Кальдерные структуры тесно связаны с жерловыми структурами, так как они часто приурочены к вулканам центрального типа, но имеют и свои характерные черты, которые объясняются тем, что эти вулканы претерпели стадию кальдерообразования. В кальдерную стадию, обычно заключительную в развитии вулканов центрального типа и в связи с этим характеризующуюся ослаблением вулканической деятельности, образуются крупные кальдеры с поперечником 10 км и более. Они отражают форму поверхности магматического очага, находящегося на глубине 3—5 км (Мархинин, 1964). Эти кальдеры, называемые кальдерами оседания (провала), образовались путем обрушения. Кроме того, выделяются незначительные по размерам, малораспространенные эксплозионные кальдеры, которые связываются непосредственно с жер-

лами. С последним типом кальдер часто ассоциируют радиальные и конические трещины, контролирующие размещение месторождений и рудных тел на рудных полях, например, в Японии (Imai, 1966).

В настоящее время кальдерам начинают придавать большое значение в строении и истории развития вулканических областей, а также в размещении рудных месторождений (Дворцова, 1965; Мархинин, 1964; П. Д. Яковлев и др., 1965). Рудные поля кальдерного типа развиты в орогенных зонах геосинклинальных областей и особенно в зонах тектонической активизации платформ. В связи с этим они широко распространены на территории Тихоокеанского пояса (золоторудное поле Крипл-Крик и полиметаллическое поле Сильвертон в США, медное Браден в Чили, оловянные Потози и другие в Боливии). На этих полях часто встречаются крупные радиальные, конические, кольцевые и полукольцевые разломы и трещины, а также разломы и линейные зоны сбросов, ограничивающие вытянутые в одном направлении вулканические грабены или трогои. Рудные поля кальдерного типа насыщены жерлами и трубками взрыва, к которым, как и к вышеуказанным разломам и трещинам, часто бывают приурочены отдельные месторождения и рудные тела.

Структуры месторождения описываемых рудных полей подразделяются на два подкласса: 1) протовулканический (жерловый); 2) протовулканическо-тектонический (трещинный).

В зависимости от положения рудных тел в различных частях жерловой — прижерловой зоны выделяют три типа месторождений: 1) внутрижерловый; 2) околожерловый; 3) сложный, или комбинированный. В последнем рудные тела известны в различных частях зоны (П. Д. Яковлев и др., 1965). Рудные тела характеризуются теми же структурно-морфологическими особенностями, которые были отмечены для месторождений, развитых на рудных полях жерловых структур. Наряду с трубообразными, цилиндрическими, штокообразными и штокверковыми рудными телами на площади кальдерных структур более значительным развитием пользуются жилообразные и жильные тела, приуроченные к кольцевым, полукольцевым, радиальным и линейным нарушениям (рудные поля Крипл-Крик, Сильвертон в США). Примером рудного поля, приуроченного к кальдерной структуре и характеризующегося многообразием структур месторождений и форм рудных тел, является золото-серебряное полиметаллическое поле Сильвертон в Колорадо.

Кальдеры иногда бывают связаны не с вулканическими постройками, а с подземными взрывами, во время которых магма не изливалась, а образовывала приповерхностные, или гипабиссальные, трубки взрыва, сложенные автомагматическими (эксплозивными) брекчиями, которые связывают с вулкано-плутоническими, или криптовулканическими, комплексами. Такого рода кальдеры носят название скрытовулканических структур (Мархинин, 1964; П. Д. Яковлев и др., 1965). Им соответствуют крупные синклинали кольцевого типа (карбонатитовые поля в Африке) или грабены (Балейское рудное поле). Структуры рудных полей и месторождений, связанные с кальдерами этого типа, следует, вероятно, относить к группе структур трубок взрыва.

СТРУКТУРЫ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН

В строении и истории развития вулканических областей большую роль играют породы субвулканической фации, слагающие различные по возрасту, составу и форме тела — силлы, лакколиты, штоки, дайки и др. Вместе с тем установлено важное значение субвулканических тел в локализации эндогенного оруденения, особенно месторождений, связанных с процессами вулканизма. В таком случае оруденение харак-

теризуется одинаковой с субвулканическими телами глубиной формирования (например, субвулканических гидротермальных месторождений медноколчеданных руд), пространственным размещением месторождений и субвулканических тел в одних и тех же тектоно-вулканических зонах, близким временем образования их, сходными минеральными и геохимическими ассоциациями. На основании этого устанавливаются парагенетические связи субвулканических пород и некоторых месторождений медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических, золото-серебряных, оловянных, урановых и других руд, а также пьезооптического сырья (Смирнов, 1969; Ермаков, 1962; Котляр, 1964; Магакьян и др., 1965; Яковлев, Гончарова, 1964 и др.).

В некоторых районах субвулканические тела пользуются очень большим распространением, образуя зоны (пояса) и узлы. Субвулканические зоны приурочены к региональным синвулканическим разломам, а узлы скоплений этих тел тяготеют к местам пересечения таких разломов; к этим же участкам приурочены рудные поля и месторождения. Форма, залегание и внутреннее строение субвулканических тел определяют структурно-морфологические особенности месторождений и рудных залежей. В связи с изложенным целесообразно выделить подгруппу структур рудных полей и месторождений субвулканических зон. В ней намечаются два класса рудоносных структур: протосубвулканической и протосубвулканическо-тектонической.

Протосубвулканические структуры. Среди описываемых магматических образований нами выделяются ранние и поздние субвулканические тела (Яковлев, Гончарова, 1968). Роль ранних субвулканических тел в структуре рудного поля или месторождения незначительна. Эти тела размещаются в рудных полях внутриэффузивных или жерловых зон и поэтому характеризуются структурными особенностями вышеуказанных двух подгрупп рудных полей. Однако в ряде случаев ранние субвулканические тела все же оказывают влияние на локализацию оруденения в пределах месторождения, на форму и залегание рудных тел. Интересным примером в этом отношении может служить Джалинджинское месторождение деревянистого олова так называемой риолитовой формации. Здесь раздробленность пород, благоприятствующая оруденению, связана с внедрением магмы и формированием субвулканических тел. Эти структурные элементы являются протосубвулканическими.

Протосубвулканическо-тектонические структуры. Роль поздних субвулканических тел в локализации эндогенного оруденения, связанного с вулканизмом, значительно большая, чем ранних, при выделении структур рудных полей и месторождений субвулканических зон прежде всего имеются в виду эти тела. Структуры разнообразных рудных месторождений, формирующихся в геосинклинальных, орогенных и платформенных областях, особенно в зонах активизации (в краевых частях Тихоокеанского пояса), могут быть отнесены к структурам субвулканических зон. В качестве примера таких структур в геосинклинальных областях, как уже отмечалось, следует привести медноколчеданные месторождения Южного Урала. Примером рудоносных структур этого класса на платформах могут служить магматические медно-никелевые месторождения, приуроченные к субвулканическим телам габбро-диабазов, характеризующихся псевдостратифицированным строением. Имеются в виду месторождения Норильского района, связанные с траппами Сибирской платформы. Роль протовулканической тектоники жидкой фазы (вкрапленные руды донных залежей) и твердой фазы (сплошные руды жильных тел) в локализации медно-никелевого оруденения здесь очень наглядна.

Некоторые гидротермальные месторождения исландского шпата Вилуйской группы также приурочены к субвулканическим трапповым телам дайкообразной, штокообразной и других форм, сложенным доле-

ритами и долеритовыми порфиритами, габбро-долеритами и другими породами.

Таким образом, тектоно-вулканическими структурами рудных полей являются структуры сложного генезиса, в формировании которых принимали участие как вулканические процессы, так и тектонические движения, чаще всего синхронные с вулканизмом (синвулканические), иногда и более поздние (поствулканические). Тектонические усилия в вулканических областях, часто вертикальные, расчленили древние структурные ярусы на тектонические блоки, испытывавшие дифференциальные перемещения. Это обстоятельство обусловило глыбово-складчатое (блоковое) строение этих областей, что хорошо видно на примере Рудного Алтая, Южного Урала и других регионов (Бородаевская, 1964; Г. Ф. Яковлев, 1962 г.).

Изложенные данные по тектоно-вулканическим структурам свидетельствуют о том, что они пользуются большим распространением в рудных районах. К ним приурочены рудные поля и месторождения различного генезиса (в первую очередь вулканогенного) и разных видов полезных ископаемых. Эти рудоносные структуры формируются в геосинклинальных и платформенных условиях на различных этапах их развития. Особенно часто они встречаются в орогенных зонах геосинклинальных областей и в зонах активизации древних платформ. В связи с этим тектоно-вулканические структуры широко развиты в мезо-кайнозойских провинциях Тихоокеанского и Средиземноморского поясов. Но они также встречаются и в более древних палеозойских металлогенических провинциях, таких, например, как Казахстан, Алтай, Урал, Северный Кавказ и др.

Несомненно, что при детальном металлогеническом анализе палеовулканических рудных районов, в том числе колчеданосных, обязательно должны учитываться результаты исследований рудоносных тектоно-вулканических структур того или иного типа.

МЕТАМОРФИЗМ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД И КОЛЧЕДАНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Эндогенные месторождения имеют различную связь с метаморфическими и метасоматическими процессами. Изменения пород, вызванные этими процессами, проявлены в палеовулканических рудных районах довольно широко и разнообразно. Южный Урал не является в этом отношении исключением (Заварицкий, 1950; Иванов, 1964; Прокин, 1962; Бородаевская, Кривцов, 1968; Зарайский, Нечеухин, Старостин, 1966; Авдонин, 1970).

На Южном Урале выделяются три крупных этапа метаморфизма палеозойских пород: раннегеосинклинальный, позднегеосинклинальный и орогенный. Наиболее широко здесь представлены продукты раннегеосинклинального этапа метаморфизма. Они характеризуются интенсивным зеленокаменным перерождением вулканогенных пород, в котором, как установлено в последние годы, основная роль принадлежит процессам пропилитизации, связанным с вулканизмом, а меньшая — автотаморфизму и региональному метаморфизму. Вследствие повсеместного развития вулканических комплексов продукты пропилитизации пользуются значительным распространением на Южном Урале. Важную роль в процессах зеленокаменного перерождения пород играли тектоническая подвижность, проницаемость пород и насыщенность их поздними субвулканическими телами или дайками жильных дериватов интрузивных комплексов. Наиболее мощные зоны пропилитизации развивались вдоль региональных разломов, сопровождающихся поясами субвулканических тел. Пропилиты формировались, вероятно, на глубин-

нах от первых сотен до 1500 м. Эти условия примерно аналогичны тем, которые были характерны при образовании формации гидротермально измененных пород третьего типа в областях современного вулканизма (Набоко, 1964).

Процессы зеленокаменного метаморфизма проявились неоднородно не только в пространстве, но и во времени. Наиболее интенсивные изменения были приурочены к заключительным фазам крупных вулканических циклов: в конце начальной (ордовик-нижнедевонской) тектономагматической подстадии на западном склоне Южного Урала — в Медногорской геосинклинали и в конце соответственно ранней (нижне-среднедевонской) подстадии на восточном склоне — в Магнитогорском геосинклинальном прогибе. Эти подэтапы раннегеосинклинального этапа метаморфизма завершились в локальных зонах (блоках геосинклиналей) интенсивными гидротермально-метасоматическими процессами (окварцеванием, серицитизацией, хлоритизацией и др.), которые сопровождались образованием медноколчеданных руд различного генезиса: эксгальационно-осадочных, гидротермальных субвулканических или гипабиссальных.

Эксгальационно-осадочные колчеданные месторождения приурочены обычно к границам разновозрастных вулканогенных комплексов. Рудные залежи этого типа, по данным Т. Я. Гончаровой (1970), расположены на границах резкой смены различных типов метаморфизма. Они залегают в зоне контакта интенсивно развитой среднетемпературной пропилитизации небольших глубин, связанной с кислыми породами, завершающими формирование вулканического этапа, со слабо проявленными низкотемпературными минеральными ассоциациями более значительных глубин, отвечающими времени излияний лав основного состава нового вулканического цикла. Иногда первые минеральные ассоциации в связи с полным затуханием того же вулканического этапа сменяются ассоциациями небольших температур и глубин, как, например, на Урупском медноколчеданном месторождении (Северный Кавказ), где эпидот-альбит-хлоритовая и кварц-эпидот-актинолитовая минеральные ассоциации лежачего бока рудного тела сменяются кварц-альбит-хлоритовой и другими парагенезисами, которые характерны для всячего бока залежей.

Гидротермальные субвулканические месторождения колчеданной группы ассоциируют с наиболее поздними локальными проявлениями среднетемпературной пропилитизации средних глубин. Рудные тела и сопровождающие их метасоматиты на Блявинском рудном поле, по данным Г. П. Зарайского и др. (1966), обычно приурочены к узким вытянутым зонам или более изометричным полям развития эпидотовой (кварц-эпидотовая, стильпномелан-хлорит-альбитовая ассоциации), хлорит-кальцитовой (кварц-гематитовая, кварц-кальцит-альбитовая ассоциации) и цеолитовой фаций. Они нередко имеют секущее положение, так как контролируются разрывными нарушениями и поясами контрастных по составу вулканических тел, завершающих вулканические этапы (Яковлев, Авдонин и др., 1968). Иногда устанавливается зональность в развитии минеральных ассоциаций разных температур образования. Так, например, в Блявинском районе центральная кварц-эпидотовая зона сменяется внешними кварц-гематитовой и хлорит-халцедон-цеолитовой зонами. К границам центральной и внешних зон приурочены практически все медноколчеданные месторождения района.

В связи с раннегеосинклинальной пропилитизацией выделяется несколько зон минеральных ассоциаций. Например, Ашебутакский район характеризуется развитием ассоциаций трех зон: 1) хлорит-эпидотовой (эпидотовой в Теренсайском районе), 2) альбит-хлоритовой и 3) пренит-пумпеллитовой. Следует подчеркнуть, что минеральные ассоциации первых двух зон связаны с вулканическим комплексом кон-

трастно дифференцированной липарит-базальтовой формации, а ассоциации пренит-пумпеллитовой или кварц-пренитовой зоны приурочены к слабо дифференцированной андезитовой формации. С точки зрения поисков медноколчеданных месторождений важное значение имеют продукты пропилитизации, связанные с дифференцированными формациями (липарит-базальтовой, липарит-дацит-андезит-базальтовой) и представленные минеральными ассоциациями хлорит-эпидотовой и хлорит-альбитовой зон, так как среди их полей распространения встречаются локальные проявления ассоциации кварц-серицитовой зоны гидротермального метасоматоза, в которых залегают медноколчеданные руды.

Гипабиссальные гидротермальные месторождения колчеданной группы, представленные прожилково-вкрапленным типом, по данным В. И. Старостина (1968), сопровождаются более глубокой и более высокотемпературной пропилитизацией. Прожилковое сульфидное оруденение приурочено к полям развития эпидот-уралитовой ассоциации, наиболее интенсивно, хотя и локально, проявленной, как и другие минеральные парагенезисы, связанные с небольшими интрузивами габбро-плаггиогранитных комплексов, завершающих крупные вулканические этапы.

Продукты позднегеосинклинального этапа метаморфизма развиты главным образом в Восточно-Магнитогорской зоне, где он проявился преимущественно в виде краснокаменных изменений пород позднегеосинклинальных вулканических формаций, примером чему может служить трахилипарит-базальтовый комплекс фаменско-нижнетурнейского возраста в Ащebutакском районе. Эти изменения обусловлены, вероятно, тем обстоятельством, что становление позднегеосинклинальных комплексов происходило главным образом в прибрежно-морских и отчасти в наземных условиях. Породы этих комплексов претерпевали в некоторых зонах и зеленокаменное перерождение, но не столь интенсивное и не такого площадного характера, как в раннегеосинклинальный этап метаморфизма. Последнее объясняется более локальным проявлением процессов пропилитизации, что обусловлено, вероятно, с одной стороны, господствовавшим в позднюю стадию тектоно-магматического развития Южного Урала центральным типом извержений и, с другой стороны, слабым развитием в это время поздних субвулканических тел. Правда, в подвижных зонах, к которым приурочены пояса даек жильных дериватов интрузивных комплексов, зеленокаменный метаморфизм проявился довольно значительно и в позднегеосинклинальный этап (например, в Теренсайском районе), где он представлен минеральными ассоциациями кварц-биотитовой и кварц-хлорит-карбонатной зон. Процессы пропилитизации этого этапа завершились локальными гидротермально-метасоматическими изменениями, несколько отличающимися от изменений пород на медноколчеданных месторождениях, интенсивным проявлением карбонатизации и баритизации, которые непосредственно предшествовали полиметаллическому оруденению в Теренсайском и Ащebutакском районах. В позднегеосинклинальный этап встречаются и другие типы метаморфизма (контактовый и контактово-метасоматический).

Метаморфизм орогенного этапа связан с гранитными интрузиями верхнепалеозойского возраста. Он весьма значительно проявился в Восточно-Уральской мегазоне и иногда наблюдается в участках сопряжения последней с Восточно-Магнитогорской зоной, например в Теренсайском районе. Здесь метаморфизм обусловлен термальным воздействием указанных интрузий, в результате чего образуются такие зоны (ступени) контактового метаморфизма, как амфиболитовая, эпидотовая и кварц-хлоритовая. Термальное воздействие гранитных интрузий обязательно преобразование медноколчеданных руд в медно-пирротиновые, как, например, на Восточно-Карабутакском рудопроявлении в Теренсайском районе.

**ОСОБЕННОСТИ ДЕТАЛЬНОГО
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ
ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ
И ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА
В РУДНЫХ РАЙОНАХ**

В областях развития раннегеосинклинальных вулканогенных образований геологическая съемка масштаба 1:50 000 и детальнее проводится с целью обнаружения медных, преимущественно медноколчеданных, а в районах распространения позднегеосинклинальных вулканоплутонических ассоциаций колчеданно-полиметаллических и других месторождений. Особенности методики картирования таких вулканогенных образований определяются тем, что они образованы сложнолинзирующимися лавовыми, пирокластическими и осадочными породами, прорванными субвулканическими телами, и подвергнуты различным метаморфическим изменениям, в первую очередь пропилитизации, а также воздействию интрузий и тектонических усилий. Важной чертой вулканогенных формаций, кроме того, является весьма разнообразный характер источников продуктов седиментации, поступающих в бассейн накопления не только в результате привноса терригенного, органогенного и хемогенного материала, но также и путем извержения лав и эксплозий туфов. Существенное развитие методы изучения вулканогенных пород получили в работах Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1949), М. А. Усова (1935), А. Н. Заварицкого (1945), В. М. Сергиевского (1954), Е. Ф. Малеева (1969), Е. Б. Яковлевой (1956), В. С. Коптева-Дворникова (1960), М. А. Фаворской (1960), И. В. Лучицкого и др. (1964), Э. Н. Эрлиха и Б. В. Иванова (1965), К. И. Дворцовой, В. В. Донских и М. В. Тащиной (1965), И. М. Сперанской (1967), М. Б. Бородаевской и др. (1968), Г. Ф. Червяковского и В. А. Коротеева (1968), В. С. Коптева-Дворникова, М. А. Петровой и Е. Б. Яковлевой (1967), В. С. Шарфмана (1969) и др. Материалы этих исследователей и данные, полученные авторами при изучении таких палеовулканических областей, как Южный Урал, Рудный Алтай и Северный Кавказ (Яковлев и др., 1966, 1968, 1970), положены в основу излагаемых в этой книге представлений, касающихся особенностей методики геологического картирования вулканогенных комплексов в рудных районах указанных областей. Прежде чем остановиться на этой методике, необходимо дать характеристику фаций вулканических пород.

ФАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Вулканогенные толщи являются полифациальными образованиями, т. е. представляют собой сложные сочетания пород, сформировавшихся в различной геологической обстановке в результате проявления разнообразных процессов. Наиболее четкие и детально разработанные классификации фаций вулканогенных пород предложены М. А. Усовым (1935), Ю. А. Кузнецовым (1955), Е. Б. Яковлевой (1956, 1963) и Е. Ф. Малеевым (1962, 1969).

Выделяя фации вулканогенных пород, мы руководствуемся признаками, обусловленными геологической обстановкой их формирования, поскольку под фацией понимаем горную породу или геологическое тело, образовавшееся в определенных физико-географических и термодинамических условиях, отраженных в особенностях их строения. Эти фациальные условия особенно резко различны в земной коре, на поверхности земли и в выводном канале вулканов. Поэтому, классифицируя фации вулканогенных пород, прежде всего следует выделять группу эффузивных фаций (лавовую и пирокластическую), образовавшихся на поверхности земли в субмаринных или субаэральных условиях; группу субвулканических и гипабиссальных фаций, формирующихся в подземных условиях; группу жерловых фаций (собственно жерловую и экструзивную), выполняющие выводной канал. Породы всех фаций, кроме жерловой и экструзивной, занимающих строго определенное положение в вулканической постройке, могут располагаться в различных ее частях и в связи с этим отличаться некоторыми чертами. По положению характерных фаций в вулканической постройке выделяются: 1) жерловая — околожерловая зона, охватывающая жерловину и прилегающую к ней часть склона вулкана, 2) промежуточная зона, занимающая периферическую часть вулкана, и 3) удаленная зона, расположенная за пределами вулканической постройки. При благоприятных условиях в первой зоне могут быть выделены кальдерные, кратерные и прикратерные фации и, следовательно, кратерная и прикратерная подзоны.

Группа эффузивных фаций. Лавы, излившиеся на земную поверхность и кристаллизующиеся в некотором удалении от жерловин, представляют эффузивную фацию. При взрывном характере вулканической деятельности на склонах вулкана и в более отдаленных зонах накапливается кластический материал: туфы, туффиты, игнимбриты, которые слагают пирокластическую фацию. Как те, так и другие могут формироваться в морских, прибрежно-морских и континентальных условиях, в результате чего приобретают некоторые отличия (табл. 1).

Таблица 1

Группа эффузивных фаций

Фация	Условия накопления	По переносу материала	Форма тела	Порода
Лавовая	Континентальные Прибрежно-морские Морские		Потоки, покровы	Эффузивы (лавы, лавовые брекчии)
Пирокластическая	Континентальные	Автохтонные Аллохтонные	Пласты, линзы	Туфы, туффиты, игнимбриты ¹
	Прибрежно-морские	Автохтонные Аллохтонные		Туфы, спекшиеся туфы, туффиты
	Морские	Автохтонные Аллохтонные		Туфы, туффиты

¹ Игнимбриты и родственные им образования могут рассматриваться как образования особой игнимбритовой фации.

Эффузивные и пирокластические фации морского и континентального происхождения имеют существенные признаки отличия. Самым значительным из них является характер вторичных изменений. Наземные вулканические образования вследствие окисления железа при соприкосновении лав с кислородом воздуха обладают краснокаменным изменением, в то время как подводные излияния характеризуются

зеленокаменным перерождением. Кроме того, эффузивы, образующиеся в континентальных условиях, имеют меньшие размеры потоков и более неоднородны по текстурно-структурным признакам. В туфах нередко наблюдается спекание пирокластических частиц и отсутствие сортировки.

Морские излияния лав характеризуются значительными размерами потоков, выдержанным характером их и более однородными текстурно-структурными признаками пород. Пирокластический материал образует мощные накопления нередко ритмично-слоистого строения, для которого характерно присутствие большого количества прослоев осадочного материала с морской фауной.

Лавовая фация. Изливаясь на поверхность земли, лавы формируют покровы (пластообразные тела) или, растекаясь в виде лавовых рек, образуют потоки (удлиненные линзообразные тела). Лавы основного состава нередко растекаются на огромные площади. В Южно-Анжуйском хребте Е. К. Устиев наблюдал поток протяженностью 50 км при ширине 2 км. Мощность таких потоков также весьма изменчива, но

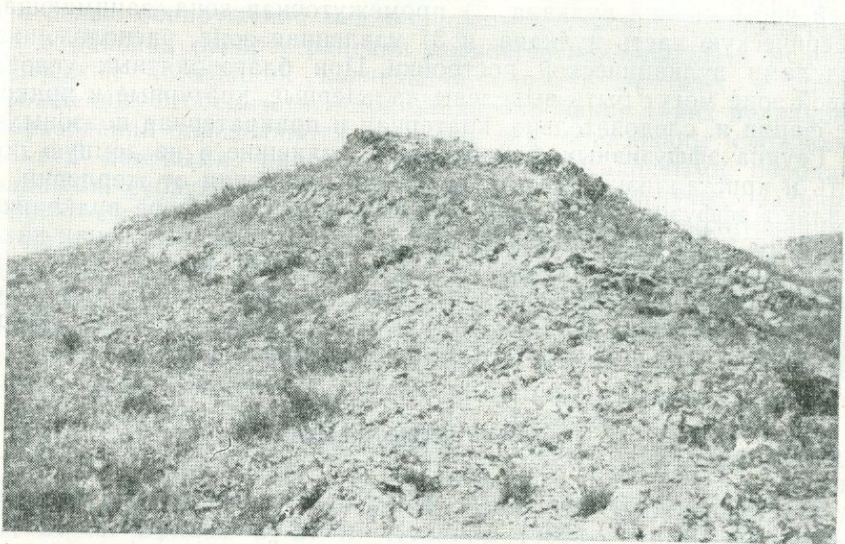


Рис. 1. Потоки лав базальтового состава мощностью 1,5—2 м (Южный Урал, Киндерлинская синклираль)

обычно незначительна, лишь в исключительных случаях она превышает 40—50 м. Наименее мощные потоки (1,5—2 м) наблюдались нами на Южном Урале (рис. 1). Потоки и покровы в естественных обнажениях выглядят подобно силлам, от которых отличаются рядом фациальных особенностей; запечатленных как в строении этих тел, так и в петрографических чертах слагающих их пород.

Фациальная принадлежность массивных потоков однородного строения отражена в асимметричном строении зон закалки. В подошве и кровле потоков зоны закалки имеют различную ширину вследствие различной скорости остывания лавы, соприкасающейся с различными средами. Для некоторых потоков характерна неровная бугристая кровля, создаваемая чередующимися валикообразными выступами и более узкими изогнутыми впадинами (см. рис. 16), являющимися результатом сморщивания тонкой корки потока при течении лавы (Шрок, 1950). В мощных потоках в результате гравитационной дифференциации устанавливается закономерное (от подошвы к кровле) изменение минерального состава пород, их структурных особенностей, химических и физических свойств пород и состава отдельных минералов.

В потоках с миндалекаменным сложением, формирующихся при вскипании расплава, разнообразные по форме и размерам миндалины, располагаясь закономерно, создают зональность. В природе встречаются самые разнообразные распределения миндалин в потоках, но чаще других округлые миндалины концентрируются в кровле, эллипсоидальные — в более глубоких частях, а трубчатые и ветвистые — в подошве потоков. Количество миндалин обычно существенно увеличивается в кровле, где нередко образуются шлаковые корки, более характерные для субаэральных излияний.

Потоки шаровых лав (пиллоу-лав) слагаются многочисленными телами округлой, сферондальной формы, «подушками», обладающими собственными поверхностями охлаждения. Миндалины чаще скапливаются в верхней части сферондов. Форма, размеры и строение последних весьма разнообразны, но для всех характерна выпуклая верхняя поверхность и сложная, зависящая от формы подстилающих тел, нижняя поверхность (рис. 2, 18). В различной степени уплощенные сфероиды занимают опре-



Рис. 2. Зональный сфероид в потоке базальтов. Мощность 0,5 м, длина более 5 м (Южный Урал, Западно-Киндерлинская синклиналь)
1 — перлит; 2 — базальтовый порфирит с игольчатым пироксеном; 3 — базальтовый порфирит с интерсертальной структурой

деленное положение в пространстве. Их плоскости главного сечения ориентируются соответственно элементам залегания потока. Иногда встречаются потоки, в основании которых располагаются плотно прилегающие подушки, а в кровле — подушки, разобщенные цементирующим веществом. Последнее представлено осадочным или пирокластическим, а в отдельных участках гидротермальным материалом. К подушечным лавам относятся и те, обособления которых имеют вытянутую, колбасообразную форму.

В потоках лав со столбчатой отдельностью многогранные столбы ориентируются длинной осью перпендикулярно поверхности охлаждения, точнее перпендикулярно изотермическим поверхностям (Короновский, 1968). Таким образом, они чаще всего должны были бы располагаться перпендикулярно кровле и подошве потоков. Однако неустойчивость обстановки остывания приводит к формированию различным образом изогнутых столбов переменного сечения. Причиной S-образного изгиба столбов считается течение вещества потока в момент его остывания (Уотерс,

1963). Более сложные изгибы, вероятно, обусловлены особенностями остывания потоков. В базальтах Армении встречаются потоки, в которых столбы в верхней части потока располагаются перпендикулярно кровле и, постепенно изгибаясь в нижней части, стремятся расположиться параллельно подошве (см. рис. 20). Вероятно, в данном случае остывание потока осуществлялось не только через кровлю. В крупных сферондальных обособлениях столбы ориентированы вдоль радиусов.

Нередко встречаются потоки сложного строения, в которых комбинируются вышеописанные формы. В кровле и почве таких потоков часто присутствуют породы с брекчиевой текстурой (лавобрекчии), которые формируются в результате цементации лавой его взломанной корки (рис. 3) или в связи с падением пирокластических обломков на кровлю



Рис. 3. Лавобрекчии базальтовых порфиров (Северный Кавказ, р. Андрук)

незастывшего потока (туфолавы). В кровле потоков «пиллоу-лав» лавобрекчии иногда состоят из разорванных подушек. Кроме того, наблюдаются потоки, в верхней части сложенные подушечными лавами, в нижней — массивными породами или породами со столбчатой отдельностью.

Эффузивы основного состава обычно однородны и имеют выдержанные структурно-текстурные признаки. Среди них преобладают афировые разности, обладающие вариолитовой, спилитовой и интерсертальной структурами. Значительно реже отмечаются лучше раскристаллизованные структуры (толентовая, микроофитовая). Между отмеченными разностями нередко наблюдаются постепенные переходы. Породы порфировой структуры содержат мелкие, реже сравнительно крупные одиночные вкрапленники. Структура их основной массы аналогична структуре слабо раскристаллизованных пород. Лавы среднего состава образуют потоки, строение которых подобно строению потоков основных лав, но для них более обычны массивное сложение и параллелепipedальная отдельность.

Лавы кислого состава, будучи вязкими, образуют в континентальных условиях весьма сложные тела, а изливаясь на дно моря, формируют сравнительно просто построенные потоки (Коптев-Дворников и др., 1967), но значительно большей мощности, чем потоки лав основного состава. В наземных условиях мощность потоков варьирует от первых метров до 300 м, протяженность изменяется от сотен метров до 12 км (Наседкин, 1963). Потоки кислых лав, наблюдавшиеся нами на Южном Урале и Рудном Алтае, не имели протяженности более 2 км при мощности от 10—25 до 100 м. Последние чаще всего сложены флюидальными породами, иногда с полосчатой текстурой. Нередко потоки образованы разнообразными лавобрекчиями с массивными, а также флюидаль-

ными обломками и цементом. Встречаются потоки со столбчатой отдельностью и массивного сложения.

В редких случаях кислые лавы обладают подушечной текстурой, наблюдавшейся нами в потоках липарит-дацитовых порфиров сакмарской серии Южного Урала (рис. 4). Подушечную текстуру чаще имеют лавы андезит-дацитового состава.

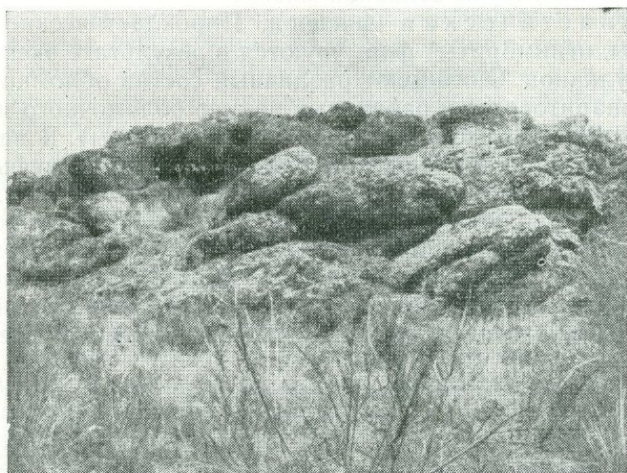


Рис. 4. Поток липаритовых порфиров с шаровой текстурой (Южный Урал, Западно-Киндерлинская синклираль)

Встречаются сложные зональные потоки, которые вблизи подошвы и кровли сложены лавобрекчиями (рис. 5), а в центральной части — массивными порсдами, а также массивные потоки, в кровле которых выде-

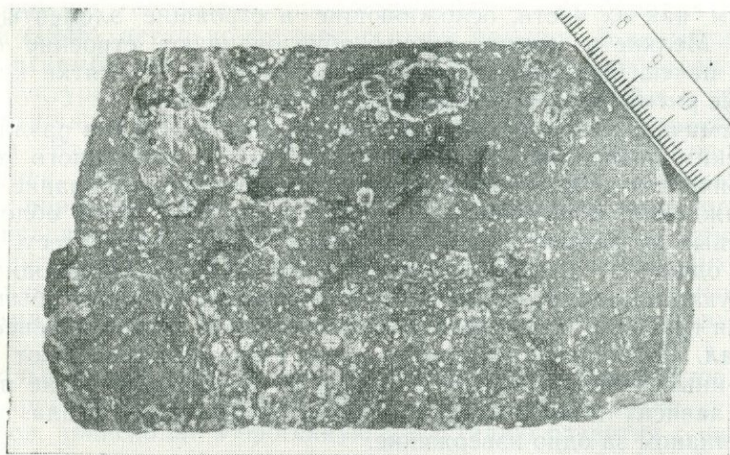


Рис. 5. Лавобрекчии липаритовых порфиров из кровли потока. В обломках видна флюидальность (Южный Урал, Ащебутак, штуф)

ляются зоны со столбчатой отдельностью, и др. Характерным образованием кровли потоков являются пемзовые корки и миндалекаменные «пузыристые» породы. Иногда встречаются пемзовые потоки, образованные в результате вспенивания лавы в условиях резкого спада давления.

Эффузивы кислого состава, как правило, имеют порфировые струк-

туры со сферолитовой, фельзитовой и пойкилитовой основной массой, неоднородной по составу, величине и форме зерен. Для них характерны слабая раскристаллизация, небольшие одиночные вкрапленники и невыдержанный текстурно-структурный рисунок. В приконтактных зонах потоков заметно уменьшаются количество и размер вкрапленников, наблюдаются вкрапленники, ориентированные вдоль границы контакта, и стекловатые структуры основной массы.

Пирокластическая фация. Пирокластические породы (туфы, туффиты, игнимбриты) формируются в результате эксплозивной деятельности вулканов. Они имеют различный состав обломков (от базальтового до липаритового) и различный размер обломочного материала (от пепловых частиц до глыб диаметром в первые метры). В наземных условиях широко распространены пемзовые и шлаковые туфы, сложенные высокопористыми обломками лав, а также игнимбритоподобные туфы и игнимбриты, состоящие из спекшихся обломков. Пирокластический материал в наземных и подводных условиях отлагается в виде пластов или протяженных линз. Более разнообразные формы туфовых тел возникают в случае заполнения пирокластическим материалом сложных форм рельефа. Они встречаются редко, преимущественно в континентальных отложениях.

Для толщ туфов и туффитов весьма характерна ритмичность, т. е. правильная неоднократная повторяемость в разрезе пород или образуемых ими ассоциаций (ритмов). При этом отдельные члены (элементы) ритма обычно тесно связаны друг с другом, а ритмы разделены сравнительно резкими границами. Подробное изучение ритмов вулканогенных толщ Магнитогорского синклинория позволило В. Т. Фролову (1964) установить исключительное разнообразие размеров ритмов и выделить среди них четыре группы: 1) мельчайшие (субмикроскопические) ритмы мощностью менее 1 см; 2) мелкие ритмы мощностью от нескольких сантиметров до 1—2 м; 3) средние ритмы мощностью от первых метров до 10—20, редко 30—40 м; 4) крупные ритмы, мощность которых измеряется сотнями и тысячами метров. Обычно мелкие ритмы подчинены более крупным, как их части, осложняющие и строящие элементы крупных ритмов. Мелкие и средние ритмы обуславливают строение отдельных толщ и пачек. Они прослеживаются на единицы и десятки километров. Крупные ритмы простираются на сотни километров.

Ритмичное осадконакопление происходит благодаря различным геологическим процессам как эндогенного, так и экзогенного характера. Вулканической деятельностью обуславливается формирование ритмичности осаднения, образующейся путем сортировки смеси обломков, выброшенных вулканическим извержением, по удельному весу, а для обломков одного веса — по размеру. В результате продукты одного извержения укладываются в виде слоя, в основании которого обычно располагается грубый и плотный, а в кровле — более тонкий и менее плотный материал. Многократно повторяющиеся извержения создают ритмично построенные пачки, в которых мощность ритмов обычно не превышает 0,5 м и зависит от количества пирокластического материала, выброшенного вулканом за одно извержение.

Другой тип ритмичности обусловлен закономерным развитием процесса вулканизма. На Южном Урале в отложениях блявинской свиты (Утягуловская синклиналь) нами отмечалась ритмичность, отражающая характер деятельности породившего ее вулкана. Наблюдавшиеся здесь ритмы, мощность которых составляет 10—20 м, имеют сложное строение. Они начинаются тонкими пепловыми туфами андезитовых порфиритов, величина обломков которых вверх по разрезу увеличивается и в средней части ритма достигает максимального размера бомб или лапиллей. Далее вверх обломки уменьшаются до пепловых. Ритм венчается потоком лав андезитовых порфиритов мощностью 2—5 м.

Однако для вулканогенных толщ более обычны сложные ритмы, сформированные в результате наложения одновременно проявляющихся различных геологических процессов. Примером могут служить ритмы, образованные при прерывистом поступлении туфового материала в бассейны терригенной седиментации. Они начинаются туфами, вверх по разрезу сменяющимися туффитами, а затем осадочными породами. Сочетание размеров обломков в тех и других породах здесь может быть весьма разнообразным. Строение ритмов сильно усложняется в зонах влияния двух одновременно действующих вулканов в том случае, когда лавы изливаются на туфы, туффиты и осадочные породы и т. п. В таких условиях формируются незавершенные ритмы. Иногда происходит чередование ритмов, обусловленных разными процессами (например, ритмов, образованных осадочными породами в связи с колебательными движениями земной коры, с ритмами вулканогенных пород, вызванных неоднократным повторением эксплозивной деятельности).

Закономерное, направленное, развитие вулканизма обуславливает появление ритмичности более крупного порядка. Она выражается в том, что в первую стадию деятельности вулканов часто изливались лавы преимущественно основного, затем кислого состава, а во вторую стадию отлагались главным образом туфы среднего или кислого состава. Мощность ритма в этом случае измеряется сотнями метров и первыми километрами. На существование закономерности такого рода, неоднократно наблюдавшейся на Южном Урале и Северном Кавказе, указывает Е. Ф. Малеев (1968). Таким образом, сочетание разнообразных по размеру и генезису ритмов создает сложную картину ритмичности пирокластических фаций.

Различия пирокластических образований наземного и подводного происхождения подробно освещены в работах В. М. Сергиевского (1954), а особенности формирования туффитов рассмотрены в трудах Г. С. Дзодендзе (1965), И. В. Хворовой и др. (1965).

Игнимбриты и родственные им образования сравнительно недавно стали объектом всестороннего изучения. Впервые внимание советских геологов на проблему игнимбритов обратил А. Н. Заварицкий (1945), детально изучивший туфы Армении. В настоящее время в группу игнимбритов включают обычно довольно разнообразные по составу, структурам, внешнему облику и генезису сваренные и спекшиеся туфы, в том числе пемзовые и пепловые. По мнению большинства исследователей (Влодавец, 1961; Малеев, 1962; Милановский, Короновский, 1963; Устиев, 1961), для игнимбритов характерны три основные особенности: 1) пирокластическая природа, 2) территориальная приуроченность к вулcano-тектоническим депрессиям (связь с процессом образования кальдера), 3) возникновение преимущественно на поздних стадиях геосинклинального развития в связи с завершающимися кислыми дифференциатами, особенно при формировании вулcano-плутонических комплексов.

В большинстве случаев мощные извержения игнимбритов, формирующие крупные толщи общим объемом в десятки и сотни кубических километров, происходят в орогенную мегастадию развития геосинклинали. В течение геосинклинальной мегастадии они формируются редко и преимущественно в самом конце ее, причем масштабы этих явлений гораздо менее значительны. За небольшими исключениями, почти все описанные в литературе игнимбриты имеют возраст не старше третичного.

Отчасти поэтому, а главным образом потому, что в условиях интенсивного зеленокаменного метаморфизма, широкого развития зон смятия и проявлений гидротермального метасоматоза игнимбриты и родственные им образования диагностируются с большим трудом. Они в районах древнего геосинклинального вулканизма изучены явно недостаточно. Очень часто эти породы ошибочно принимаются за туфы или даже за

тектонические брекчии. На Южном и Среднем Урале первые систематические исследования палеозойских игнимбритов и туфолав были приняты Т. В. Диановой (1961), Г. Ф. Червяковским (1961) и др. Позднее С. Г. Грешнер (1966) установил игнимбриты на Гайском, Ащевутацком и других рудных полях Южного Урала. Имеются сведения о развитии этих образований в девонских толщах Рудного Алтая. Таким образом, исследования последних лет свидетельствуют о том, что игнимбриты в древних вулканогенных толщах развиты гораздо шире, чем это считалось до сих пор.

По составу игнимбриты (рис. 6) отвечают наиболее кислым породам — липаритам, липарит-дацитам и дацитам. Реже отмечаются разно-

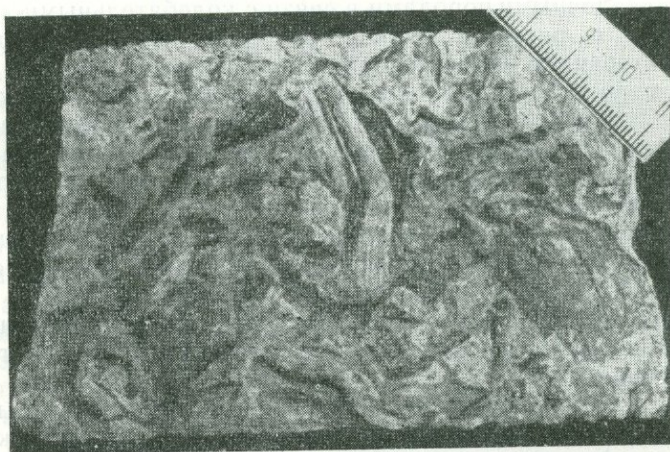


Рис. 6. Игнимбрит дацитового состава (Южный Урал, Ащевутацкий район, штупф)

сти среднего и субщелочного состава (Дианова, 1961; Червяковский, 1961). Обычно игнимбриты состоят из обломков эффузивных пород, вулканического стекла, пемзы; нередко присутствует пепловый материал. Они очень однородны, примесь постороннего материала не превышает 5—10%. Для этих пород характерно почти полное отсутствие цемента. Структурно-текстурные особенности их обусловлены сильным спеканием и свариванием, ведущими к исчезновению границ между соприкасающимися обломками. Вследствие сваривания и пластической деформации растянутые, расплюснутые, иногда расщепленные на концах обломки пламевидной формы («фиамме») в игнимбритах создают часто псевдофлюидальную текстуру. Для этих пород характерны также полосчатые, пористые, такситовые текстуры и игнимбритовая структура с широким развитием гребенчатых структур, образующихся в результате раскристаллизации стекла.

Игнимбриты в геосинклинальных комплексах образуют отдельные небольшие потоки, мощность которых достигает 25—30 м. Гораздо реже они слагают толщи, состоящие из нескольких крупных потоков мощностью до 75, иногда 100 м, как, например, в Ащевутацком районе Южного Урала. В составе таких потоков, помимо преобладающих игнимбритов, присутствуют сваренные и спекшиеся пемзовые и пепловые туфы и туфолавы. При этом в верхних частях потоков степень спекания материала уменьшается и устанавливаются несваренные или слабо сваренные туфы с ясной обломочной текстурой; в нижних частях игнимбриты постепенно переходят в массивные лавоподобные породы.

Нередко игнимбриты слагают секущие тела, часто выполняют жерловины. Во многих районах (Казахстан, Восточная Сибирь и др.) отме-

чается непосредственная связь потоков игнимбритов с крутопадающими секущими игнимбритовыми телами, являющимися корнями потоков. Одной из характерных особенностей игнимбритовых извержений является многочисленность магмовыводящих каналов (Милановский, 1963; Федоров, 1963).

В областях древнего геосинклинального вулканизма игнимбриты характеризуются следующими чертами: 1) это преимущественно кислые породы липаритового и липарит-дацитового состава; 2) в большинстве случаев потоки игнимбритов формируются в наземных условиях; 3) игнимбриты, как правило, характерны для жерловой — околожерловой зоны; 4) очень часто извержения игнимбритов сопровождаются образованием вулкано-тектонических депрессий; 5) нередко обнаруживается тесная связь игнимбритов с интрузиями гранитоидов, что позволяет считать их членами вулкано-плутонических комплексов.

Группа жерловых фаций. Породы, формирующиеся в выводном канале, подразделяются на вулканические проявления, выполняющие приустьевую часть каналов и относящиеся нами к экструзивной фации, и породы, образующиеся на глубине в самом канале и являющиеся представителями жерловой фации (табл. 2).

Таблица 2

Группа жерловых фаций

Фация	Условия образования	Форма тел	Порода
Жерловая		Некки, дайки, тела сложной формы	Эксплозивные брекчии, эруптивные брекчии, игнимбриты, монолитные однородные породы
Экструзивная ¹	Наземные, прибрежно-морские, морские	Экструзии (купола, обелиски), линзующиеся тела сложной формы	Лавы (преимущественно кислые) Лавовые брекчии

¹ Эту фацию можно относить к группе фаций, формирующихся на поверхности земли (Коптев-Дворников и др., 1967).

Породы экструзивной фации обладают одновременно свойствами эффузивных и субвулканических пород, так как они формируют тела, одни части которых располагались в выводном канале и занимали секущее положение, а другие изливались на поверхность. Экструзии имеют трубообразную, куполовидную (обелиски, купола) и караваяобразную форму. Их размеры колеблются от десятков до сотен метров. Экструзивы бывают сложены лавами или лавовыми брекчиями.

Породы жерловой фации формировались в канале, соединяющем магматический очаг с поверхностью земли. По условиям образования и залегания породы жерловой фации близки к автомагматическим брекчиям и субвулканическим телам, но в отличие от последних в момент становления они имели непосредственную связь с земной поверхностью.

Несмотря на то что каналы древних вулканов встречаются редко и их обнаружение сопряжено со значительными трудностями, в настоящее время накопился большой материал по описанию тел жерлового типа (П. Д. Яковлев, Оленин, 1965; Козин, 1968 и др.). Жерловины, сложенные лавобрекчиями липаритовых порфиров, наблюдались в окрестностях Блявинского месторождения. Игнимбриты жерловой фации в виде корней игнимбритовых потоков установлены на Гайском месторождении. Сложно построенное жерло, образованное трехкратным внедрением пород, каждое из которых отражено в соответствующей фазе эффузивной деятельности, описано В. С. Шарфманом (1969) в Баймакском районе

Южного Урала. В первую стадию жерловина заполнилась андезитовыми порфиритами, затем их прорвали кварц-плагиоклаз-роговообманковые дацитовые и андезит-дацитовые порфириты. В последнюю стадию формировались некии липаритовых порфиров с четко выраженной параллельной стенкам флюиальностью.

Породы жерловой фации формируются как в результате одного, так и путем многократных внедрений. Характерными признаками их являются оригинальные петрографические черты, обусловленные формированием в обстановке резкой смены условий кристаллизации, часто при интенсивном перемещении вещества вверх. Для магматических пород жерловой фации обычны такситовые текстуры и увеличение степени раскристаллизации с глубиной и к центру жерловины. Широким распространением пользуются пористые и шлаковые лавы (рис. 7), нередко с



Рис. 7. Липаритовые порфиры жерловой фации. Такситовая структура. $\times 8$. Николи+

флюиальной текстурой, ориентированной параллельно стенкам выводного канала (рис. 8, 9), разнообразные брекчии. При движении поднимающихся по жерловине частично раскристаллизованных лав происходит захват обломков вмещающих пород и образование брекчий агломератового состава (рис. 10). Иногда они содержат обломки экзотических пород, выносящихся из глубоких горизонтов. Брекчии цементируются лавами или обломочным (туфовидным) материалом; в последнем случае они внешне похожи на грубые неслоистые туфы. Лавовые породы, закупоривающие жерловины, иногда обладают столбчатой отдельностью; положение столбов изменяется с глубиной от вертикального, параллельного стенкам канала до веерообразного, перпендикулярного им.

Породы жерловой фации обычно интенсивно метаморфизованы циркулирующими вдоль каналов растворами, которые образуют минеральные ассоциации, отвечающие среднетемпературной пропилитизации (окварцевание, серицитизация, эпидотизация и т. д.). Эти изменения часто более значительны, чем во вмещающих породах. Существенным отличием экструзивных фаций от жерловых является присутствие среди последних обломочных пород — глыбовых, бомбовых туфов, лавовых

брекчий, игнимбритов или эксплозивных брекчий, которые полностью отсутствуют или встречаются в незначительном количестве среди экструзивных тел. Эндоконтактовые зоны некоторых экструзий обладают

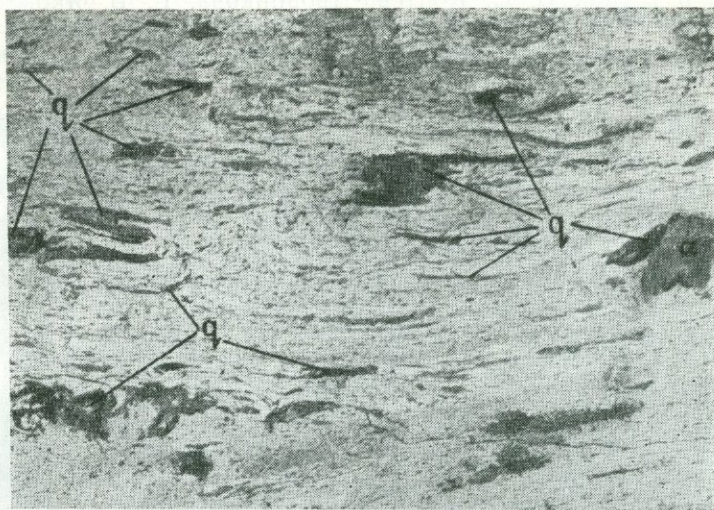


Рис. 8. Липаритовый порфир с флюидальной текстурой
q — выделения вторичного кварца в поровых пустотах (штуф, натуральная величина)

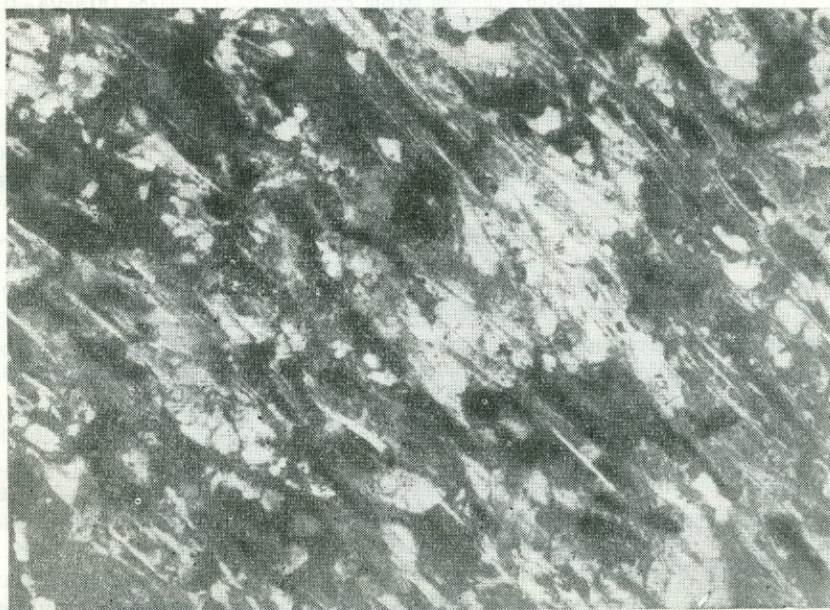


Рис. 9. Липаритовые порфиры жерловой фации. Длинные микролиты альбита ориентированы по течению лавы. $\times 8$. Николи+

обломочным строением, которое вызвано чаще всего взламыванием застывшей корки.

Группа субвулканических фаций. Уже трудами Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1949) и других исследователей установлено, что вулканическая деятельность сопровождается образованием близповерхностных рву-

щих тел, сложенных породами эффузивного облика. На необходимость выделения их в виде самостоятельной фации одним из первых обратил внимание М. А. Усов (1935), дальнейшую разработку этого вопроса мы находим в трудах В. С. Коптева-Дворникова, Е. Б. Яковлевой и др. (1967). Эти тела являются комагматичными с вмещающими вулканогенными комплексами, формируются одновременно с ними или завер-



Рис. 10. Брекчии базальтов жерловой фации с обломками песчаников (Южный Урал, Ишмуратовская синклираль)

шают крупные вулканические циклы и по условиям образования относятся к субвулканической и гипабиссальной фациям (табл. 3).

Таблица 3

Группа субвулканических фаций

Фация	Форма тел	Порода
Субвулканическая	Дайки, штоки, тела сложной формы, межпластовые тела (силлы, лакколиты и др.) небольших размеров	Породы эффузивного облика. Автомагматические и эксплозивные брекчии ¹
Гипабиссальная	Дайки, штоки, тела сложной формы, межпластовые тела значительных размеров	Породы интрузивного облика, эруптивные брекчии

¹ Эти брекчии можно выделить в самостоятельную фацию.

Породы субвулканической фации образуются в связи с вулканической деятельностью на незначительной глубине (от первых метров до 1000—1500 м) в полостях, не имеющих непосредственной связи с поверхностью. Они залегают в форме тел сложной формы, даек, жиллообразных залежей, штоков, силлов, лакколитов и др. Субвулканические тела могут быть представлены однородными породами эффузивного облика, а также облекаться или полностью слагаться обломочными разновидностями, среди которых устанавливаются автомагматические, эруптивные и эксплозивные брекчии (Яковлева, 1963; Бобохов, 1966; Бородаев и др., 1965). Аналогично эффузивным фациям, которые имеют различные структуры кристаллизации пород в зависимости от морских или на-

земных условий (Коптев-Дворников и др., 1967), в субвулканических породах также устанавливаются некоторые различия структур в телах, внедрившихся в субмаринные вулканиты, и в телах, связанных с наземными излияниями. Последние отличаются более крупнозернистыми, ясно выраженными элементами структур (сферолитов, ойкокристаллов) и появлением новых структур перекристаллизации.

По месту в истории развития вулканизма субвулканические образования подразделяются на две группы — раннюю и позднюю (Яковлев и др., 1968).

Тела субвулканической фации от излившихся аналогов отличаются структурами и текстурами пород. Однородная структура породы, выдержанная во всем объеме субвулканического тела, изменяется только непосредственно у контактов. Здесь появляются стекловатые и тонкокристаллические разности (зоны закалки). Например, на Южном Урале субвулканические липаритовые порфиры, имеющие сферолитовую или гранулитовую основную массу, в приконтактной зоне становятся тонкокристаллическими, приобретая пойкилитовую или гиалопилитовую структуру. В эндоконтактных зонах иногда появляются также участки лавобрекчий, миндалекаменные и флюидальные разности, ксенолиты вмещающих пород. Линейные элементы — флюидальность, удлинение миндалин, вкрапленников и микролитов — ориентируются параллельно контактовой поверхности. Нередко субвулканические тела у контактов брекчированы и обломки сцементированы лавовым материалом того же состава, кварцем или гематитом. Зоны закалки в субвулканических телах невелики — до 10—15 см. Другие приконтактные особенности (например, брекчирование, миндалекаменная текстура) иногда проявляются в нескольких десятках метров от контакта.

Для кислых пород субвулканической фации более, чем для эффузивных, характерны гломеропорфировые скопления вкрапленников и гранофировые срастания зерен кварца и плагиоклаза. В них чаще сохраняются свежими вкрапленники цветного минерала и заметно больше аксессуарных минералов. Среди субвулканических пород исключительно редки стекловатые разности. Субвулканические породы кислого состава изменяются метаморфическими процессами менее интенсивно, чем эффузивные. В них сохраняются реликты неальбитизированного калиевого полевого шпата, который присутствует во вкрапленниках и в основной массе. Среди темноцветных иногда встречается биотит.

Субвулканические породы основного состава раскристаллизованы лучше их эффузивных аналогов. Например, на Южном Урале они представлены среднезернистыми диабазами, габбро-диабазами с толеитовой и офитовой структурами. Особенно хорошо раскристаллизованы тела в центральных частях, где величина зерна нередко достигает 2—4 мм. Они отличаются от вмещающих эффузивов также меньшей степенью метаморфизма (нередко сохраняется первичный основной плагиоклаз) и наличием эндо- и экзоконтактных изменений. В эндоконтактных зонах диабазы становятся мелкозернистыми, плотными и редко миндалекаменными; иногда встречаются мелкие ксенолиты вмещающих пород. В экзоконтактах, особенно на участках выклинивания тел, вмещающие породы нередко гематитизированы.

Текстура субвулканических пород чаще всего массивная, однородная. Весьма редки породы с миндалекаменной, флюидальной и брекчиевой текстурами, чрезвычайно характерными для эффузивных образований. В субвулканических телах обычно образуются характерные формы отдельности. Телам кислого состава свойственна столбчатая отдельность (рис. 11), менее характерная для кислых эффузивов, а тела основного состава обладают параллелепипедальной и шаровой, нередко концентрически-скорлуповатой отдельностью (рис. 12). Последняя отличается от шаровой текстуры пиллоу-лав отсутствием корочек закалки и зональ-

ного сложения шарообразных обособлений. Столбчатой отдельностью обладают как субвулканические тела, так и потоки основного состава. Однако тщательное изучение отдельности — формы колонн, их положения относительно контактов тела — помогает установлению его принадлежности к субвулканической или эффузивной фации (Яковлева, 1956).



Рис. 11. Субвулканические липаритовые порфиры со столбчатой отдельностью (Южный Урал, Западно-Киндерлинская синклираль)

Иногда субвулканические и эффузивные породы отличаются петрохимическими особенностями. Например, диабазы поздней группы в Блявинском районе обладают повышенным содержанием железа и титана сравнительно с их эффузивными аналогами. В субвулканических телах



Рис. 12. Субвулканические диабазы со скорлуповатой отдельностью (Южный Урал, Ишмуратовская синклираль)

кислого состава (в Ащebutакском районе) увеличена щелочность при значительной роли калия; содержания его выше, чем в лавах.

Большую помощь в распознавании субвулканических тел могут оказать данные структурного анализа (изучение структур течения, ориентировки зерен кварца и плагиоклаза), а также изучение физико-механических свойств пород, остаточной намагниченности и др.

Среди обломочных пород, связанных с субвулканическими телами или с малыми интрузиями, наибольшим развитием пользуются автомагматические и взрывные брекчии. Автомагматические брекчии впервые выделены и детально изучены Е. Б. Яковлевой (1962, 1963) среди кислых вулканических образований Рудного Алтая и Центрального Казахстана. Они представлены породами кристаллокластической структуры, которые формировались длительно в сложной тектонической обстановке. Их кристаллизация, начавшаяся на глубине, неоднократно прерывалась пульсационным внедрением магмы в верхние слои земной коры, в результате чего происходило дробление выделившихся ранее кристаллов, замещение или обрастание их минералами новой генерации. В некоторых случаях имело место дробление уже частично образованной породы. Таким образом, автомагматические брекчии формируются в результате прототектонической деятельности.

Взрывные брекчии (по Е. Б. Яковлевой, автомагматические брекчии) начинают формироваться на несколько большей глубине, чем субвулканические тела, в результате взрывов, происшедших в магматическом очаге, и внедряются под большим напором в виде смеси обломков, обогащенной газами и парами воды, или обломков и магматического расплава (Бородаев и др., 1965; Бобохов, 1966). О большой подвижности этих смесей свидетельствуют тонкие (мощностью 1—2 мм) прожилки взрывных брекчий, наблюдавшиеся нами в карьере Блявинского месторождения. Взрывные брекчии являются эпигенетическими по отношению к вмещающим породам. По характеру цемента среди них устанавливаются брекчии с лавовым и обломочным цементом. Как те, так и другие содержат обломки округлой, овальной, иногда сплюсненной и угловатой формы и размером от долей сантиметров (осколки кристаллов) до 40 см и более. Некоторые обломки несут признаки пластичного состояния в момент формирования брекчий и оплавления. В обломках преобладают субвулканические липаритовые, липарит-дацитовые порфиры и дацитовые порфириты, реже встречаются обломки субвулканических диабазов и вмещающих эффузивных и осадочных пород (рис. 13). Лавовый цемент брекчий обладает миндалекаменной, флюидалной текстурой и реликтами витрофировой структуры. Обломочный цемент имеет кристаллокластическую структуру (рис. 14). На сравнительно глубокие условия образования брекчий указывает постоянное присутствие в них обломков плагиогранитов с гранофировой структурой и полнокристаллических гранитоидов.

По структурному положению и времени образования автомагматические и взрывные брекчии на Южном и Среднем Урале, Рудном Алтае очень близки к процессу формирования колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений. Поэтому они имеют важное поисковое значение.

Гипабиссальная фация. Интрузивные тела небольших размеров (сотни метров — первые километры), формирующиеся на глубинах 1000—3000 м и являющиеся комагматическими с эффузивными породами, многими исследователями (Усов, 1935; Левинсон-Лессинг, 1949 и др.) относятся к гипабиссальной фации. В последние годы В. Н. Котляр (1968) наряду с субвулканической выделяет глубинно-вулканическую фазию, которая, по-видимому, отвечает гипабиссальной, но, по данным автора, имеет несколько меньшие глубины формирования. Геологические наблюдения показывают, что интрузивные тела гипабиссальной фации нередко имеют очень тесные связи с эффузивными и главным образом с субвулканическими комплексами. Они могут формироваться близко одновременно с вмещающими вулканитами (ранняя группа) или чаще всего завершают геосинклинальный вулканизм, являясь его самыми поздними проявлениями (позднегеосинклинальными интрузиями района Южного Урала наряду с позднегеосинклинальными интрузиями

габбро-плаггиогранитной формации среднепалеозойского возраста (средний — верхний девон) имеют место гипабиссальные интрузии аналогичного состава (габбро-диориты, плаггиограниты) нижнедевонского, воз-



Рис. 13. Эксплозивные брекчи с гранофировыми обломками плаггиогранита. Цемент кристаллокластический. $\times 3$. При одном никеле



Рис. 14. Эксплозивные брекчи с обломками диабазов, $\times 3$. При одном никеле

можно, даже силурийского возраста. Последние по петрографическим и петрохимическим свойствам очень близки к субвулканическим породам соответствующего состава. На Карабекском участке (Северный Кавказ) гипабиссальные интрузии позднегеосинклинальной стадии габ-

бро-плагиогранитного состава формировались в нижнем карбоне. Часть этих тел (ранняя группа) образовалась раньше субвулканических даек основного состава. Однако главная их масса внедрилась после завершения вулканизма.

Сближенное во времени образование тел гипабиссальной и субвулканической фаций, близкие черты петрографического и петрохимического состава пород этих фаций, одинаковый характер метаморфических преобразований (среднетемпературная пропилитизация) дают нам основание считать гипабиссальные интрузии комагматичными с геосинклинальным вулканизмом и объединять их в единую с субвулканическими проявлениями группу фаций.

Гипабиссальные интрузии формируют небольшие тела сложной формы, реже штоки, пластообразные залежи и протяженные дайки. Наблюдается определенная последовательность образования интрузивных пород: габбро, диориты, плагиограниты. Породы гипабиссальной фации резко отличаются от эффузивных и субвулканических аналогов полнокристаллическим, часто порфириновидным, строением. В них никогда, даже в мелкозернистых разностях, не наблюдается вулканического стекла. Породы основного, среднего и кислого состава обладают крупно- или мелкозернистым кристаллическим строением с частым сохранением первичных структур и состава главных породообразующих минералов — пироксена, роговой обманки и реже неальбитизированного полевого шпата. В телах гипабиссальной фации чаще и ярче, чем в субвулканических, проявляются приконтактные изменения. В эндоконтактных зонах породы становятся более тонкозернистыми, порфириновидными или развиваются эруптивные брекчии. Последние особенно характерны для тел основного состава. В экзоконтактных зонах наиболее крупных и более глубоких тел развиваются незначительные по мощности ореолы роговиков кварц-амфиболового и кварц-эпидотового состава.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

Вулканогенные породы формируют как стратифицирующиеся, так и нестратифицирующиеся тела. К первым относятся поддающиеся стратификации тела эффузивной и пирокластической фаций, которые формируются на поверхности земли и залегают подобно осадочным породам. Вторые образуются на некоторой глубине и представлены жерловыми, субвулканическими и другими образованиями, прорывающими вмещающие породы.

Рассматривая основы геологического картирования, прежде всего необходимо остановиться на диагностике пород, особенно полевой, макроскопической, которая затрудняется тем, что приходится иметь дело с большим набором тонкозернистых, внешне однообразных пород. Правильное их определение при полевых исследованиях, непосредственно в маршруте, обеспечивает уверенное сопоставление вулканных толщ, отдельных потоков и покровов; выявление разнофациальных пород — субвулканических, жерловых и эффузивных и установление истинных контуров слагаемых ими тел. Надежная макроскопическая диагностика пород позволяет понять внутреннее строение отдельных толщ и уже в поле ставить и решать вопросы генезиса как отдельных толщ, так и всей формации в целом.

Громадное значение максимально правильного определения пород в поле для точности и успешности геологической съемки подчеркивает В. М. Сергиевский (1954), советуя изучать породы параллельно микроскопически (в шлифах) и макроскопически (с лупой), обращая особое внимание на визуальное выражение признаков, устанавливаемых под микроскопом. На основе такого сравнительного изучения, сопро-

вождающегося составлением эталонной коллекции, кроме общих, устанавливаются локальные признаки, характерные только для пород данного участка. По этим признакам можно, пользуясь лупой, весьма точно диагностировать породы. Так, в ряде районов Южного Урала и Алтая, где ранее картировались только четыре группы эффузивных пород (диабазы, порфириды, альбитофиры и кварцевые альбитофиры) среди пород эффузивного облика, без микроскопа удается различать не только главные разновидности, такие, как базальтовые, андезитовые, дацитовые порфириды и липаритовые порфиры, но и выделять внутри этих групп по структуре основной массы и составу вкрапленников такие, например, разности, как афировые и порфирические базальтовые порфириды с вариолитовой, спилитовой или интерсертальной структурами, с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. По крупности зерна отличаются стекловатые, мелко- и среднезернистые разности. Аналогичные данные получены для пород кислого состава при использовании макроскопических признаков, установленных сравнительным изучением.

Изучение стратифицированных образований вулканогенных толщ включает в качестве главной задачи расчленение этих толщ на ряд литолого-стратиграфических единиц (свит, подсвит, пачек) и установление последовательности их формирования, т. е. разработку региональной литолого-стратиграфической схемы.

В качестве первого шага геологической съемки обычно рекомендуется изучение стратиграфической последовательности слагающих район толщ, выделение маркирующих или опорных горизонтов и лишь после этого их картирование для выяснения складчатой структуры района, фациальных изменений и др. Такой подход не всегда оправдан, так как в условиях сложно построенных вулканогенных толщ, часто не содержащих палеонтологических остатков, только после выявления складчатой структуры удается понять стратиграфическую последовательность и создать достоверную, удобную в пользовании стратиграфическую схему, являющуюся, таким образом, конечным результатом исследования. Поэтому необходимо одновременное, комплексное изучение вопросов стратиграфии, тектоники и истории вулканизма, взаимно уточняющих и контролирующих друг друга.

Поскольку литолого-стратиграфическая схема является конечным результатом картирования, вначале приходится создавать и пользоваться предварительным, в процессе работы непрерывно совершенствующимся вариантом схемы, обоснованным геологическим материалом, который собран на ограниченной площади. По мере вовлечения в съемку новых площадей схема уточняется и расширяется регион ее применимости.

Вулканогенные формации создавались в результате вулканической деятельности, в определенной тектонической обстановке, под влиянием физико-географических условий. Состав и строение формаций, следовательно, обусловлены конкретной комбинацией этих факторов, а ее стратификация вызвана их эволюцией. Последняя осуществляется путем многократных различных по значимости изменений и выражается сложными, разного порядка, сочетаниями отличающихся составом и мощностью слоев осадочных и туфогенных пород, потоков и покровов лав.

Физико-географические условия эволюционируют медленно и поэтому роль связанных с ними изменений в разрезе вулканогенной формации обычно невелика. Значительнее роль тектонических движений, которые создают перерывы, несогласия, обуславливают чередование различных толщ и т. д. Основные изменения строения разреза обусловлены развитием процесса вулканизма. Естественно, что стратиграфическое расчленение вулканогенной формации должно осуществляться на основе изучения эволюции физико-географических, тектонических условий и главным образом вулканизма. Нельзя забывать и о возможно более детальном палеонтологическом обосновании этого расчленения.

Раннегеосинклиналиальная вулканическая деятельность имела закономерно направленное и цикличное развитие. Как установлено, во многих регионах (Урал, Кавказ, Казахстан и др.) направленность развития вулканического процесса выражалась формированием вначале более основных, а затем более кислых пород. Цикличность процесса проявлялась в повторяемости ритмов различного порядка, крупнейший из которых имеет двучленное строение. Нижний элемент такого ритма представлен главным образом эффузивными образованиями основного состава, а верхний — туфогенными породами среднего и кислого состава. На границе двух частей ритма обычно меняется и тип вулканизма. Если в первой половине цикла преобладают спокойные трещинные излияния, то во второй его половине активно проявляется эксплозивная деятельность вулканов центрального типа. Двучленное строение ритмов отчетливо фиксируется на Южном Урале (например, в Магнитогорском синклинии карамалыташская и улутауская свиты), на Северном Кавказе (сосновская и семиродниковская свиты) и в других регионах.

Изучение колчеданоносных вулканогенных формаций показывает, что они складываются из одного или нескольких, существенно отличающихся, ритмов первого порядка. Примером формации, образованной одним ритмом, может служить девонская липарит-базальтовая формация Северного Кавказа, а примером формации, состоящей из двух ритмов, — силурийско-нижнедевонская липарит-базальтовая формация Блявинского района на Южном Урале. В названных регионах толщи вулканогенных пород, образующих формацию такого типа, лучше всего по своему стратиграфическому объему соответствуют серии. Ритмичное строение серий позволяет расчленить их на свиты, включающие вулканогенные образования одного полного цикла или его половины.

Нижний ритм липарит-базальтовой формации Блявинского района выделяется нами как блявинская свита. Верхний ритм составляет херсонковская свита и несогласно залегающая на ней нижнедевонская толща, которая может рассматриваться как свита. Сосновская и семиродниковская свиты Северного Кавказа соответствуют двум частям одного крупного ритма. Аналогичными частями ритма являются карамалыташская и улутауская свиты. В подсвиты и пачки выделяются различные по величине части ритма, отличающиеся друг от друга набором геологических, петрографических и других признаков.

Для расчленения вулканогенных толщ на литолого-стратиграфические единицы, а также для сопоставления (идентификации и различия) этих толщ и слагающих их стратиграфических единиц основными являются следующие признаки: 1) палеонтологическая и палинологическая характеристика; 2) геологическая позиция: а) положение в структуре (приуроченность к определенной структурно-фациальной зоне); б) место в истории развития этой структуры, т. е. приуроченность к определенной стадии развития — геосинклиналиальной (ранней, поздней), орогенной или платформенной; в) положение среди других формаций и соотношение с вмещающими породами; 3) основные черты (направленность и цикличность) эволюции вулканизма; 4) состав и строение толщ: а) набор пород, участвующих в их строении, и петрохимическая характеристика; б) количественные соотношения туфов, лав и пород различного состава (основных, средних и кислых); в) состав и количество сопутствующего осадочного материала; г) строение пачек туфов и осадочных пород (характер чередования, ритмичность и пр.); д) характер изменения фаций и мощностей, а также направление этого процесса; 5) тип вулканической деятельности — спокойный (трещинный) или бурный (эксплозивный) и характер извержений (подводный или наземный); 6) абсолютный возраст пород.

Второстепенные признаки (особенности минерального состава, текстур, структур, отдельности пород и т. д.), как слишком изменчивые,

редко бывают пригодны для сопоставления вулканогенных толщ. Однако они могут оказаться весьма полезными в поле при прослеживании и оконтуривании отдельных тел и пластов.

В качестве границ литолого-стратиграфических единиц, кроме несогласий, наиболее рационально использовать границы, обусловленные перерывом осадконакопления или быстрым, резким качественным изменением вещественного состава и характера седиментации, независимым от направления вертикальной изменчивости подстилающей толщи (Леонов, 1953). В вулканогенных толщах ими фиксируются периоды резкой смены типа вулканизма, изменения химического состава извергающейся материи или перерывы в вулканической деятельности, отмечающиеся накоплением осадочных пород. Такие границы разделяют толщи, почти не замещающие одна другую фациально, в горизонтальном направлении. Они наиболее полно отвечают требованиям, предъявляемым к стратиграфическим границам, т. е. являются строго определенными, уверенно распознаются в поле, а изменение их возраста по простиранию минимально.

Говоря о границах литолого-стратиграфических единиц, следует особо остановиться на несогласном залегании. Это необходимо потому, что в условиях сложноперегибающихся вулканогенных толщ с особым характером напластования и слоеобразования, когда каждый последующий поток лавы или слой туфов сложной линзообразной формы ложится сразу на несколько ранее образовавшихся слоев, нижняя граница почти каждого такого слоя в разрозненных обнажениях может восприниматься как граница географического или углового несогласия. Поэтому для доказательства несогласия, кроме несоответствия элементов залегания слоев над и под разделяющей их границей, необходимо иметь перерыв в осадконакоплении, следы размыва и другие признаки. Видимость крупного углового несогласия может создаться при весьма незначительном поднятии и размыве пород, отложившихся с первичным наклоном или дислоцированных при внедрении субвулканических тел. Такие локальные несогласия непригодны в качестве стратиграфических границ, поскольку они могут быть результатом вулканического процесса, а не региональных тектонических движений.

Используя указанные принципы стратификации, можно наметить первый вариант литолого-стратиграфической схемы, отражающей эволюцию вулканизма во времени. Затем полученная схема должна быть дополнена и подкреплена результатами анализа изменений состава и строения как всей формации, так и выделенных в ней литолого-стратиграфических единиц на всей территории исследований. Это позволит уточнить объем, состав и границы стратиграфических единиц, исключить из схемы те ошибочно выделенные единицы, которые замещают друг друга по простиранию, и провести структурно-фациальное районирование.

В процессе геологического картирования возникает необходимость сопоставления не содержащих фауны толщ, разобренных разломами, интрузивными породами или мощными отложениями четвертичного периода. Для большей достоверности сопоставления следует сравнивать не частные, а сводные литолого-стратиграфические разрезы, позволяющие сопоставлять не только строение и последовательность отложения толщ, но также характер и направление изменения их фаций и мощностей. При сопоставлении и противопоставлении существенную помощь могут оказать изучение ритмичности, а также методы определения абсолютного возраста пород и минералов, в том числе метод сравнительной дисперсии двупреломления, разработанный Е. А. Кузнецовым (1964).

Для сравнения эффузивных пород, особенно основного состава, а также первичнокрасноцветных и некоторых сероцветных глинистых осадков в последнее время все более широко применяются палеомагнит-

ные исследования (Храмов, 1967). Проведение этих исследований в палеовулканических областях затруднено тем, что породы в них претерпевают разнообразный метаморфизм, приводящий к изменению величины и направления остаточной намагниченности. Тем не менее изучение магнитных свойств горных пород, в особенности естественной остаточной намагниченности, несмотря на трудоемкость работы, успешно применяется при изучении вулканогенных толщ для расчленения и корреляции разрезов. В частности, в Ащebutакском районе изучение палеомагнетизма выявило четкое отличие карамалыташской свиты от улутаской, имеющей обратную остаточную намагниченность, и установило, что субвулканические тела в этом районе отличаются от эффузивов направлением и величиной вектора остаточной намагниченности. Кроме того, субвулканические тела влияют на намагниченность вмещающих эффузивов, изменяя ее так, что ее вектор в эффузивах вблизи контакта приобретает направление, близкое к таковому в субвулканическом теле.

Некоторыми исследователями для областей древнего вулканизма как один из основных признаков идентификации литолого-стратиграфических единиц выдвигается степень метаморфизма вулканогенных образований. Этот критерий, предполагающий, что более метаморфизованные толщи являются более древними, должен использоваться с большой осторожностью. Как известно, метаморфизм может быть обусловлен комплексом весьма разнообразных процессов, по-разному проявляющихся в различных зонах, и зависит от множества факторов (степень проницаемости пород, динамическая обстановка, положение в пространстве относительно интрузий, крупных разломов и т. д.). Поэтому нередко разновозрастные породы, принадлежащие к одной формации, могут быть по-разному метаморфизованы в разных своих частях. Ярким примером тому служит девонская липарит-базальтовая формация Передового хребта Северного Кавказа, из которой, выдвигая разную степень метаморфизма в качестве главного аргумента, геологи выделяли, с одной стороны, нижнепалеозойские, а с другой — нижнекаменноугольные эффузивы. Только детальные работы последних лет, а затем находки фауны показали, что все названные эффузивы принадлежат к в различной степени метаморфизованным частям одной формации (Кропачев, Круть, 1963).

При изучении вулканогенных, фациально резко изменчивых толщ для разработки их стратиграфии, по нашему мнению, не может быть применен в его классическом виде метод послойного описания и сопоставления разрезов, хорошо зарекомендовавший себя при изучении осадочных образований. Этот метод может быть использован лишь как вспомогательный совместно с методом составления опорных разрезов. Суть последнего метода заключается в изучении не только обнажений, расположенных вдоль линии маршрута (т. е. в одной плоскости разреза), как это делается обычно, но и в обследовании примыкающей к линии разреза полосы обнажений шириной 0,5—1,0 км, в масштабе, более детальном, чем масштаб составляемой карты. Таким образом, описывая разрез, можно изучать пересекаемые геологические тела в трех измерениях, составляя о них объемное представление, которое полнее отражает условия образования этих тел. На первых стадиях геологического картирования вулканогенных толщ изучение опорных разрезов является наиболее результативным и наименее трудоемким приемом, позволяющим сравнительно быстро установить стратифицирующиеся и нестратифицирующиеся вулканогенные образования, наметить предварительный вариант стратиграфической схемы и некоторые характерные горизонты, способные служить маркирующими.

Из рис. 15, изображающего три варианта одного разреза Блявинской синклинали, описанного разными способами, видны преимущества разреза, составленного на основе изучения обнажений, расположенных

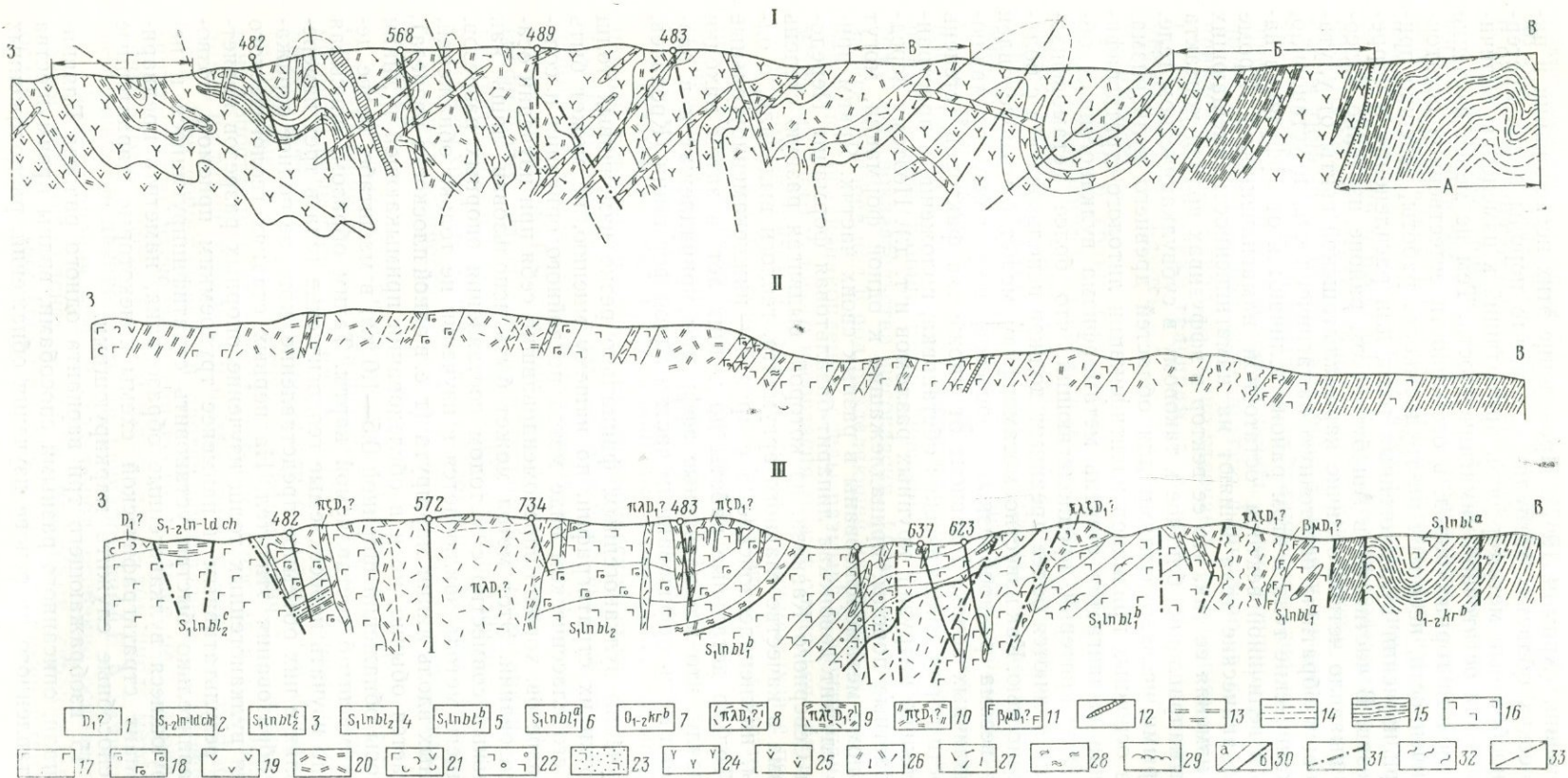


Рис. 15. Разрезы через южную часть Блявинской синклинали

1 — нижний девон, эффузивные породы. Силурийская система; 2 — херсонковская свита; блявинская свита; 3 — верхняя толща; 4 — нижняя и средняя толщи нерасчлененные, 5 — средняя толща; 6 — нижняя толща; 7 — губерлинская свита. Субвулканические породы; 8 — липарит-дацитовые порфиры; 10 — дацитовые порфиры; 11 — диабазы; 12 — яшмы; 13 — кремнистые сланцы; 14 — туффиты; 15 — туфоаргиллиты и алевролиты; 16 — базальтовые порфириты; 17 — диабазы, 18 — вариолиты; 19 — андезитовые порфириты; 20 — дацитовые порфириты; 21 — бомбовые туфы андезит-базальтовых порфиритов; 22 — лапиллиевые туфы базальтовых порфиритов; 23 — мелкообломочные туфы базальтовых порфиритов; 24 — лавы и туфы спилитов и диабазов; 25 — лавы и туфы порфиритов; 26 — альбитофиры; 27 — кварцевые альбитофиры; 28 — флюидалность; 29 — «подушки» в шаровых лавах; 30 — границы (а — литологические, б — стратиграфические); 31 — разломы; 32 — зоны расщепления; 33 — оси складок. А — губерлинская свита. Сакмарская серия; Б — первая толща, В — вторая толща, Г — третья толща. Разрезы I и II составлены на основе

последнего описания толщ только в плоскости разреза

как вдоль линии разреза, так и на прилегающей к ней территории. Такой разрез отражает строение участка гораздо полнее и точнее, чем частный разрез, составленный в результате послойного описания толщ. Это не исключает необходимости послойного описания частных разрезов, особенно на хорошо обнаженных участках вдоль склонов или тальвегов ручьев и в других благоприятных местах. Частные разрезы в совокупности с опорными в дальнейшем позволяют полнее представить картину распределения фаций и мощностей в стратиграфических подразделениях, слагающих формацию. Изучение опорных разрезов даст исследователю предварительные сведения по геологии района, подготовив его к осуществлению площадного картирования, без которого невозможно решение многих вопросов тектоники, пространственного размещения интрузивных и субвулканических тел, метаморфизма, оруденения и др.

Площадное картирование следует начинать с хорошо обнаженных и просто построенных участков, устанавливаемых предварительным дешифрированием аэрофотоснимков, аэровизуальными наблюдениями и рекогносцировочными наземными маршрутами. Съемка таких участков проводится методом оконтуривания геологических объектов, прослеживания по простирацию маркирующих слоев, границ стратиграфических подразделений и других геологических границ, которые наносятся в поле на аэрофотоснимки или карты.

Прослеживание маркирующих горизонтов — очень важный элемент геологического картирования, обеспечивающий возможность изучения современного тектонического строения и фациальных изменений вулканогенных толщ. В последних такими горизонтами могут служить мало мощные пласты осадочных пород, туффилов и туфов (особенно пепловых), в меньшей степени покровы лав и границы толщ, различающихся составом и строением. Все эти горизонты обычно менее выдержаны, чем маркирующие слои в осадочных толщах, но, картируя их, можно получить в конечном итоге систему слоев, кулисообразно сменяющих друг друга по простирацию, которая явится объективной основой для выявления фациальных изменений и поможет сопоставлению разрезов.

Отдельные хорошо обнаженные участки должны исследоваться в более крупных масштабах, позволяющих выявить детали геологического строения района и решить такие вопросы, как, например: 1) внутреннее строение и форма субвулканических тел и интрузивов; 2) строение толщ или отдельных пластов и потоков; 3) детали тектоно-вулканической структуры; 4) условия локализации месторождений и рудопроявлений.

Картирование хорошо обнаженных участков обеспечивает выяснение принципиальных вопросов геологии района, которые невозможно решить на плохо обнаженных территориях и без знания которых очень сложно, а иногда просто невозможно понять строение последних. Зная положение таких участков в общей структуре района и изучив геологическое строение окружающих площадей, исследователь, таким образом, получает возможность, идя от простого к сложному, «подать» со стороны этих площадей элементы ранее выявленных структур и определенные стратиграфические единицы, что, в свою очередь дает возможность правильно понять геологическое строение плохо обнаженных площадей по редким обнажениям, высыпкам или ограниченному числу горных выработок и скважин.

Картирование складок в областях вулканизма также сопряжено с рядом особенностей, одной из которых является специфика определения положения слоев в пространстве. Если определение элементов залегания туфов и туффилов, как и осадочных пород, осуществляется путем прямого замера положения плоскостей напластования, то положение лавовых потоков устанавливается косвенно, посредством замера ориен-

тировки тех или иных элементов, которые закономерно связаны с залеганием потока.

В потоках с массивным сложением элементы залегания могут быть замерены только по положению подошвы или кровли. Последняя устанавливается по характерной поверхности, создаваемой валиками и узкими морщинами (рис. 16), по более мощной, чем в подошве, зоне закалки, закономерно, от подошвы к кровле, изменению минерального и химического состава, физических свойств, структуры породы и химизма отдельных минералов.

В миндалекаменных лавах миндалины, располагаясь преимущественно в кровле, создают асимметричное строение потоков, четко указы-

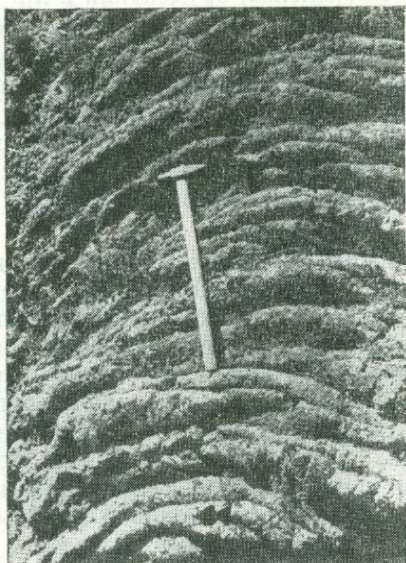


Рис. 16. Кровля потока базальтов. Изгибы валиков показывают направление течения лавы (Армения. Фото А. В. Гущина)

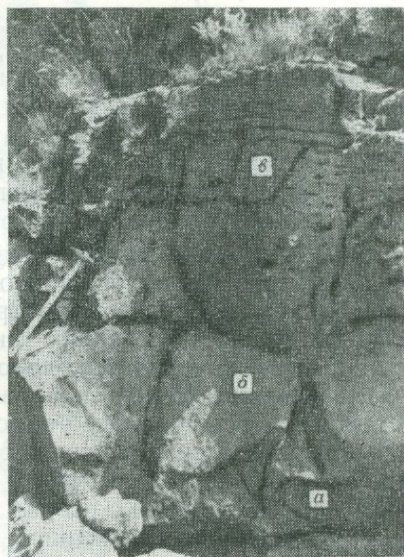


Рис. 17. Поток базальтов с закономерно расположенными миндалинами (Армения. Фото А. В. Гущина)

а — зона мелких миндалин; б — зона массивных пород; в — зона крупных миндалин

вающее положение кровли (рис. 17). Изучение последовательности заполнения миндалин может дать интересный материал о залегании потока на различных стадиях этого заполнения (Шрок, 1950).

В потоках с подушечной текстурой положение кровли устанавливается по форме подушек, выпуклой стороной обращенных вверх, а элементы залегания замеряются по положению перпендикулярных короткой оси плоскостей главного сечения сфероидов (рис. 18). При этом необходимо учитывать возможность первичного наклона подушек.

В потоках со столбчатой отдельностью с залеганием чаще всего совпадает плоскость, перпендикулярная длинной оси столбов. Но она лучше фиксирует залегание субвулканических тел типа силлов и даек, застывающих в сравнительно спокойной обстановке. В потоках и покровах, остывающих которых часто происходит в весьма динамичной обстановке, столбы нередко существенно изгибаются (рис. 19). Поэтому залегание потока, по нашим наблюдениям, наиболее достоверно устанавливается по замеру ориентировки столбов вблизи его кровли. Положение кровли потоков может быть установлено по соотношению потока с вмещающими породами (Коптев-Дворников и др., 1967) и по ряду дру-

гих особенностей его строения, отмеченных в этой книге и подробно описанных Р. Шроком (1950).

Наиболее точные данные о залегании вулканической толщи дают прослой осадочных пород, туффигов и слоистых туфов. Менее определенно элементы залегания замеряются по подушечной текстуре, столбчатой отдельности и др., а наименее точно — по флюидалности лав. Ис-



Рис. 18. Базальтовые порфириты с подушечной отдельностью, залегающие круто (Южный Урал, Чебаклинская синклираль)

пользование последнего признака требует особой осторожности, так как флюидалность далеко не всегда параллельна напластованию. В условиях расчлененного рельефа элементы залегания устанавливаются по фестонам линии пересечения поверхности слоя с современной земной поверхностью. Имея дело с неравноценными признаками, следует, вводя

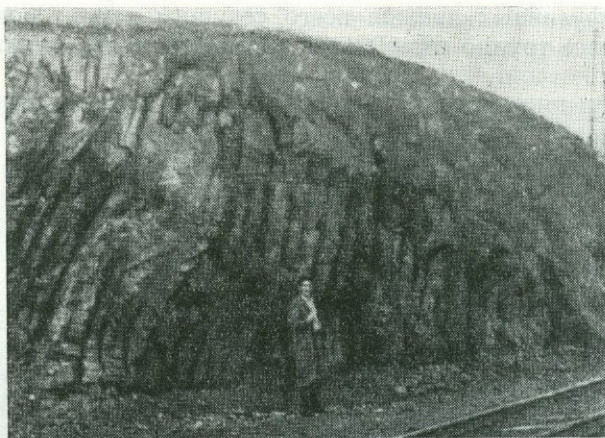


Рис. 19. Поток базальтовых порфиритов с S-образно изогнутыми столбами, результат течения лав вправо (Южный Урал, Блявинская синклираль)

различные типы знаков элементов залегания, показывать на картах, каким способом установлены элементы залегания.

Изучая морфологию складок, необходимо учитывать, что не всякое наклонное залегание слоев в вулканогенных толщах обусловлено их изгибанием в процессе складкообразования. Часто слои имеют значительный первичный наклон, в туфах и лавах основного состава достигающий

15°, а в потоках и куполах кислых лав 30—40°. Поэтому изучение складчатости должно сопровождаться изучением обстановки слоеобразования толщи — картины рельефа, в условиях которого накапливались вулканогенные породы.

Для геосинклинальных вулканогенных комплексов характерно большое разнообразие генетических типов тектонических структур, в которых важную роль играют тектоно-вулканические структуры, подробно описанные в специальной главе. Здесь следует только подчеркнуть, что пачки осадочных пород обычно характеризуются сложной дисгармоничной складчатостью, которая не соответствует более простым складкам вмещающих эффузивных толщ, что необходимо учитывать при геологическом картировании.

К числу нестратифицированных образований, кроме субвулканических пород, относятся автомагматические, эксплозивные и другие брекчии, а также тектонически раздробленные и гидротермально переработанные породы. Среди них важнейшую роль играют субвулканические тела, выделение которых необходимо, во-первых, потому, что с ними нередко связаны полезные ископаемые (например, медноколчеданные месторождения), а во-вторых, потому, что они, с трудом отличаясь от соответствующих эффузивов, затрудняют установление нормальной стратиграфической последовательности эффузивных образований. Особенно много трудностей при изучении стратиграфии вулканогенных толщ создают субвулканические тела второй (поздней) группы (Яковлев, Гончарова, 1966). Недооценка их роли ведет к неправильному пониманию геологического строения региона. Например, на разрезах I и II (см. рис. 15), построенных без учета субвулканических образований, все тела кислого состава искусственно объединены в эффузивные толщи и пачки, что резко исказило действительную картину стратиграфии и тектонического строения района.

Выделение субвулканических тел требует всестороннего подхода, однако решающее значение здесь имеет изучение формы тел и их контактов с вмещающими породами, так как субвулканические тела отличаются от эффузивных прежде всего секущим характером своих контактов. Наиболее трудно отличаются согласные тела (силлы и лакколи-

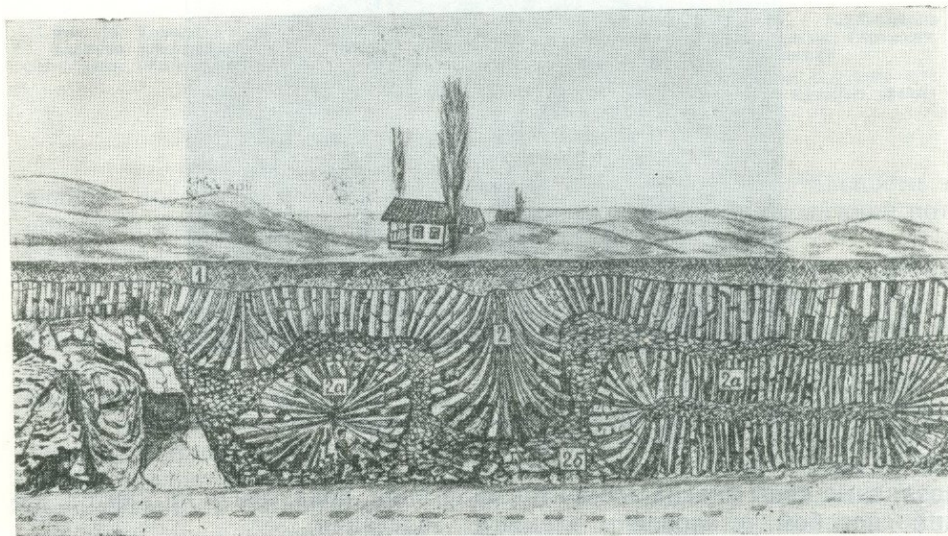


Рис. 20. Потоки базальтов (Армения, район курорта «Арзни». Зарисовка А. В. Гущина)
 1 — почвенный слой; 2 — поток базальтов со столбчатой отдельностью (а — крупные сферолиты; б — лавобрекчии с обломками базальтов и стекла); 3 — поток базальтов с глыбчатой отдельностью

ты), секущее положение которых выражается в незначительном срезании слоистости вмещающих пород кровлей тела, проникновением его апофиз в перекрывающие породы и захватом их ксенолитами, контактными изменениями и другими признаками, указывающими на более

древний возраст пород кровли. Вместе с тем существует возможность принять за секущий контакт резкое выклинивание потока (рис. 20), особенно характерное для кислых эффузивов, или облекание экструзий и потоков слоистыми породами, а также формы, образованные в результате захоронения сложного вулканического рельефа (рис. 21).

Для выделения субвулканических тел, независимо от масштаба основной съемки, следует производить картирование в масштабе не мельче 1:10 000 на хорошо обнаженных или разбуренных участках, сопровождаая его петрографическими и другими исследованиями. Целью этого картирования является выявление отличительных признаков, таких, как морфология тел, черты внутреннего строения, отдельность, текстура, структура, химический состав и др. В дальнейшем с их помощью решается задача выделения и картирования субвулканических тел при геологической съемке заданного масштаба.

Среди нестратифицированных пород вулканогенной формации особое место занимают тектонические брекчии, интенсивно переработанные гидротермальными растворами. Когда такие образования рассекают массивные субвулканические залежи в виде пластообразных тел, трассирующих трещины и мелкие разломы, или располагаются вдоль контактов, они в керне скважин выглядят подобно туфам, состоящим из обломков пород эффузивного облика, сцементированных цеолитами, хлоритами и окислами железа.

Первым признаком таких образований является однородный состав обломков, соответствующий вмещающим породам. Например, в брекчиях, залегающих среди липа-

Масштабы: горизонт. 1:50 000 1:50 м
вертикаль. 1:20 000 1:50 м

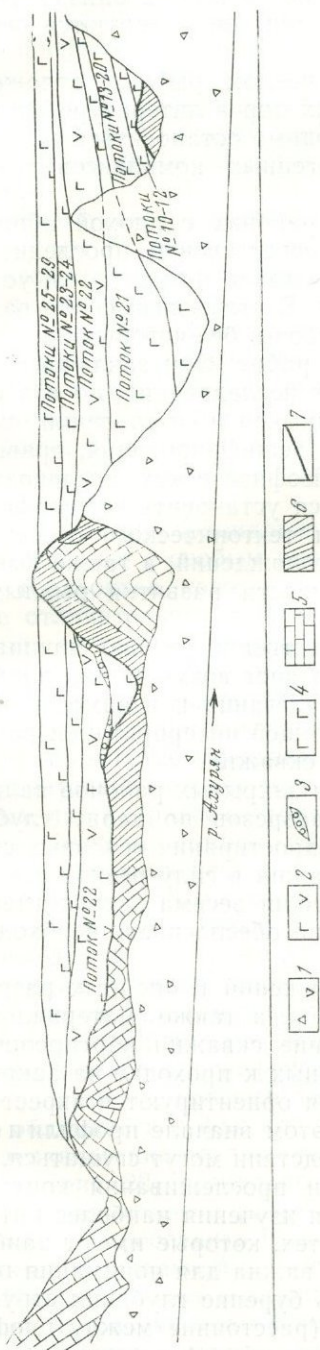


Рис. 21. Обнажение вулканогенной толщи, залегающей на сложном рельефе (Армения, ущелье р. Ахуран, Зарисовка А. В. Гушина). 1 — четвертичные отложения; 2 — андезито-базальты; 3 — лавнаебрекчии андезито-базальтов; 4 — базальты и долериты; 5 — известняки; 6 — диабазы; 7 — поверхность захороненного рельефа

ритовых порфиров, есть только обломки липаритовых порфиров. Вторым — наличие всех переходов в зоне контакта — от трудно отличимой от туфа брекчии до массивной субвулканической породы, из которой она образовалась, через трещиноватую породу с закономерно распо-

ложенными полигональными обломками, разделенными прожилками гидротермальных минералов.

Брекчии отличаются от туфов пространственным расположением. В то время как туфы образуют достаточно выдержанные пласты, «прослой» брекчий невозможно сопоставить даже по весьма близко (менее 50 м) расположенным скважинам, так как они контролируются пересекающимися системами трещин.

Картирование в районах, закрытых чехлом рыхлых отложений, весьма актуальный вопрос, которому до сих пор в литературе уделяется недостаточно внимания. Поэтому необходимо остановиться на основных особенностях картирования вулканогенных комплексов в таких условиях.

При проведении съемочных работ в районах с плохой обнаженностью естественно нет возможности непосредственно проследить на местности геологические границы, контакты толщ, пластов, тел, установить их залегание, взаимоотношение и т. д. В этой связи особо важное значение приобретают подготовительные работы, без которых невозможно проведение целеустремленных полевых работ. Они заключаются не только в изучении материалов предыдущих исследований, но и в предварительном дешифрировании аэрофотоснимков и составлении схематической карты, учитывающей результаты дешифрирования, гравиметрических, магнитометрических и других геофизических исследований. В результате этих работ следует попытаться установить комплексы пород, слагающих район, главнейшие черты тектонического строения и основные закономерности размещения месторождений, а также выявить обнаженные участки и определить особенности развития рыхлых отложений, в первую очередь их мощности.

Картирование закрытых районов, естественно, нужно начинать с изучения коренных обнажений, так как это даст возможность получить те сведения о породах, особенностях их залегания и взаимоотношениях, которые являются основой для последующей интерпретации данных, полученных при работе с керном буровых скважин.

Другим требованием при картировании закрытых районов является изучение одного или нескольких опорных разрезов по керну глубоких скважин, пробуренных по профилю вкрест простираения основных структур. Поскольку интерпретация данных скважин в силу резкой изменчивости и невыдержанности вулканогенных толщ весьма затруднительна, густота скважин в опорном профиле должна обеспечивать необходимое перекрытие.

На основании изучения коренных обнажений и опорных разрезов, с учетом результатов геофизических съемок, а также материалов по смежным районам, уточняется расположение скважин картировочного и особенно структурного бурения, намеченных к проходке на закрытых участках. Профили картировочного бурения ориентируются вкрест простираения основных структур района. При этом вначале профили и скважины располагаются более редко, а впоследствии могут сгущаться, если возникает необходимость детализации или прослеживания контактов, маркирующих слоев и рудоносных зон. Для изучения наиболее интересных в поисковом отношении участков или тех, которые имеют наиболее сложное строение и расшифровка которых важна для понимания геологии всего района, необходимо производить бурение глубоких структурных скважин. Намеченный план бурения (расстояние между профилями, их направление, расстояние между скважинами) в процессе проведения работ корректируется, а некоторая часть объема бурения резервируется для выяснения вопросов, возникающих в процессе картирования.

Горные выработки и скважины являются основным источником информации о геологическом строении закрытых районов. Таким образом,

если при обычной геологической съемке в первую очередь изучается поверхность, то при съемочных работах в закрытых районах исходным материалом являются сведения о глубинном строении территории. Геологическая карта в этом случае представляет собой результат камеральных геометрических построений. В процессе ее рисовки должны быть составлены, увязаны между собой и проанализированы все разрезы по профилям скважин, а также разрезы, ориентированные перпендикулярно и под углом к этим профилям. Для участков наиболее сложного строения рекомендуется построить геологические планы, на которых в изолиниях следует изобразить наиболее важные контакты толщ, субвулканических и жильных тел, маркирующие горизонты, некоторые разломы.

В Ащebutакском районе на Южном Урале изображение в изолиниях (по данным буровых скважин) подошвы улутауской свиты, а также контактов трех толщ верхнекарамалыташской подсвиты наглядно показало, что контакты этих толщ отчетливо срезаются улутауской свитой, которая залегает последовательно на всех толщах. Кроме того, анализ полученных графиков позволил подтвердить влияние разломов, ограничивающих структурно-фациальные блоки, на изменение мощностей вулканогенных толщ карамалыташской свиты. Методы геометризации геологических объектов дают возможность определить элементы залегания контактов, тектонических нарушений и получить линию выхода их на дневную поверхность.

Изменчивость фациального облика и мощностей вулканогенных пород заставляет с особым вниманием относиться к выделению маркирующих горизонтов, которое затрудняется тем обстоятельством, что некоторые отличительные признаки пород (например, отдельность) не могут быть достаточно надежно установлены в керне. Наиболее выдержанными и поэтому надежными маркирующими горизонтами в вулканогенных комплексах являются прослои осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Однако даже тогда, когда в разрезе присутствуют в достаточном количестве указанные прослои, их идентификация может быть затруднительной в силу того, что некоторые из них, располагаясь в различных частях разреза, могут быть совершенно одинаковыми. В этом случае большую помощь оказывает анализ ритмичности. При детальном картировании успешно используются мелкие и средние ритмы, которые наиболее ярко выражены в вулканогенно-осадочных, а также пирокластических толщах и в силу сравнительно небольшой мощности удобны для изучения их по керну скважин. Выявление признаков, позволяющих отличить один ритм от другого, должно основываться на изучении последовательности смены пород, изменении размерности, окатанности, сортировки обломочного материала от нижних частей ритма к верхним, петрографического состава пород, текстурно-структурных особенностей их, примеси тех или иных, в какой-то степени своеобразных, обломков в туфах или туффитах и т. д. Такое изучение ритмичности вулканогенно-осадочного живетского комплекса в Ащebutакском районе (рис. 22) позволило не только уверенно сопоставить между собой отдельные части разреза, вскрытые скважинами, но и расчленить всю толщу, проследить практически все выделенные ритмы, установить характер фациальной изменчивости (Авдонин и др., 1968).

Изучение керна скважин открывает некоторые дополнительные возможности, разумеется не компенсирующие отсутствия обнажений. Они заключаются в том, что, работая с керном, исследователь имеет дело с невыветренными породами, более удобными для диагностики и изучения минерального состава, структурных, иногда текстурных особенностей, степени и характера метаморфизма и т. д. Еще более важно то, что в керне сохраняются контакты пород, детальное изучение которых позволяет, в частности, отличать субвулканические, или жильные, тела

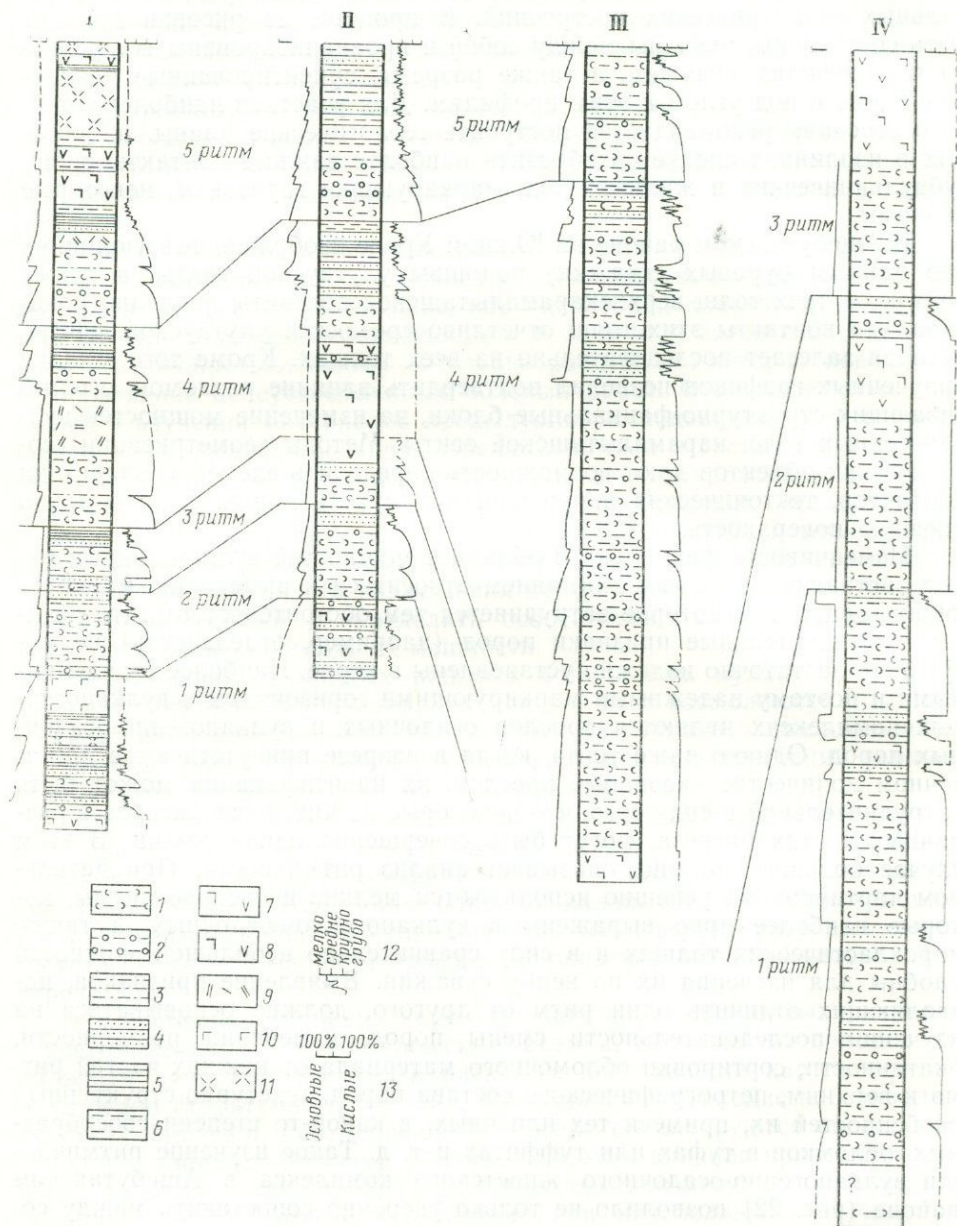


Рис. 22. Схема сопоставления разрезов нижних частей улаитауской свиты (Южный Урал, Ащебутакский район)

I и II — Западно-Ащебутакское месторождение; III — Иссыргужинское месторождение; IV — разрез по правому берегу р. Б. Кумак. 1 — крупно- и грубообломочные туффиты; 2 — среднеобломочные туффиты; 3 — мелкообломочные туффиты; 4 — туфогенные песчаники; 5 — туфогенные алевролиты; 6 — яшмовидные породы; 7 — андезит-базальтовые порфириты; 8 — андезит-базальтовые порфириты субвулканические; 9 — липарит-дацитовые порфириты субвулканические; 10 — габбро-порфириты; 11 — сиенит-порфириты; 12 — кривая размерности обломков в ритме; 13 — кривая процентного соотношения обломков по составу

от эффузивов. Наличие зон закалки, ксенолитов, мелких апофиз, эндо-экзоконтактовых изменений является наиболее надежным критерием для выделения субвулканических и жильных тел при работе с керном.

Для изучения отдельных структур и общего тектонического строения закрытых районов необходимо использование геофизических данных и аэрофотоматериалов. Большую помощь при этом оказывают предварительно составленные геолого-геофизические схемы, на которые наносятся данные магнитометрической и гравиметрической съемок, а также результаты дешифрирования аэрофотоснимков.

Определение элементов залегания пород, подчас довольно затруднительное и при хорошей обнаженности вулканогенных комплексов, в закрытом районе еще более усложняется. Поэтому в последние годы на Рудном Алтае, в Казахстане и других районах все более широко применяются различные способы отбора и изучения ориентированного керна (Казанцев, 1966). Помимо использования методов кернометрии и одновременно с ними необходимо постоянно проводить замеры ориентировки слоистости по отношению к оси керна, изучать взаимоотношение слоистости и сланцеватости, особенно в тех случаях, когда положение одного из этих элементов в районе или вблизи скважины известно и устойчиво, например, если региональная сланцеватость имеет выдержанное направление. Также важны наблюдения над взаимоотношениями слоистости (или сланцеватости) пород с контактами различного рода тел — даек, субвулканических образований, жил и прожилков. В этих случаях по одному известному элементу можно определить положение другого.

Использование фотоматериалов как наземной (фототеодолитной), так и аэрофотосъемки безусловно необходимо на всех стадиях геологического картирования при любой степени обнаженности.

Наземная стереофотограмметрическая съемка, применяемая при изучении карьеров и детальном картировании в горных районах, может оказать большую помощь при изучении опорных разрезов в условиях расчлененного рельефа и хорошей обнаженности. Документация разреза с ее помощью облегчается, а точность и достоверность документации значительно повышаются. В то же время фотографирование изучаемого объекта осуществляется сравнительно просто и быстро. Наземная съемка может быть с успехом применена при документации частных разрезов, отдельных обнажений и горных выработок (Келль и др., 1957).

При площадном геологическом картировании применяется дешифрирование аэрофотоснимков, дающее много сведений по геологии района за счет гораздо меньших, чем при других методах, затрат усилий и времени (Петрусевич, 1961). Аэрофотоснимки несут значительную геологическую информацию, они являются лучшей основой для нанесения полевых геологических наблюдений. На них видна картина расположения обнаженных участков, знание которой позволяет более целесообразно организовать маршрут и корректировать его в процессе работы.

Обычно наиболее широко в геологии используются черно-белые фотоснимки, отражающие лишь часть свойств геологических объектов в виде их признаков. На цветных (с натуральной цветопередачей) и спектрзональных (с ограниченной цветопередачей) снимках запечатлеваются дополнительные признаки пород — как прямые (окраска пород и ее интенсивность), так и косвенные (цвет растительности, цвет четвертичных отложений). Таким образом, использование цвета существенно расширяет возможности стереофотограмметрической съемки. Максимальная информация от стереофотоснимков получается при их комплексном использовании. В частности, для хорошо обнаженных районов, сложенных породами с контрастной окраской, целесообразно иметь цветные и черно-белые снимки, а для закрытых степных или лесных районов весьма эффективна комбинация черно-белых и спектрзональ-

ных снимков, поскольку последние заметно подчеркивают разницу в окраске растительности.

Опыт картирования вулканогенных толщ Южного Урала в масштабах 1 : 25 000 и 1 : 50 000 показал, что для этих целей на площадях с хорошей или средней обнаженностью наиболее рациональны снимки масштаба 1 : 10 000. На снимках более мелкого масштаба заметно затрудняется распознавание геологических объектов. В закрытых районах можно с успехом обойтись снимками масштабов 1 : 20 000 и 1 : 25 000, поскольку здесь увеличение масштаба съемки практически не дает дополнительной информации о геологии палеозойских толщ. В общем случае, чем хуже обнаженность района, тем более мелкий масштаб съемки будет оптимальным, так как только наиболее крупные элементы геологического строения способны проявляться в покрове четвертичных отложений.

В условиях Южного Урала (Блявинский, Ащebutакский и Теренсайский районы) степень дешифрируемости аэрофотоснимков различна и главным образом обусловлена обнаженностью, зависящей от типа ландшафта (Станкевич, 1968). Наибольшую информацию удается получить с фотоснимков для участков с расчлененным рельефом, где мощность покрова четвертичных пород минимальна. В степных равнинных районах и на сыртах, представляющих собой поднятый предмеловой пенеплен с кое-где сохранившимися отложениями мезозоя, лишь в редких случаях удается отдешифрировать элементы палеозойской геологии, а в долинах рек дешифрируются только выполняющие их четвертичные отложения.

По аэрофотоснимкам закрытых площадей (Ащebutакский и Теренсайский районы) удается воссоздать картину макротрещиноватости, дешифрируя разрывные структуры, а для отдельных толщ и пород составить розы-диаграммы простираций трещин. Дешифрирование и статистическая обработка установили доминирующие системы трещин и помогли выявить истинную роль разрывных нарушений, которые ранее резко недооценивались и на геологических картах практически отсутствовали. Полученные сведения также способствовали более правильной интерпретации данных при составлении разрезов по буровым скважинам.

В лучше обнаженных районах (Блявинский район), кроме элементов трещинной тектоники, на аэрофотоснимках отчетливо различаются поля развития осадочных и вулканогенных пород. Для первых характерны более светлый фототон, менее густая и сложная гидросеть и мягкие формы рельефа. На некоторых участках в осадочных толщах видна слоистость, иногда позволяющая расшифровывать складчатую структуру. Среди осадочных пород ордовикско-силурийского возраста различаются устойчивые кремнистые разности, слагающие наиболее высокие хребты и гряды, и легкоразрушаемые глинистые разности, на которых формируется наиболее низкий слабо всхолмленный рельеф. На основании этих признаков на черно-белых снимках удастся наметить поля развития кремнистых пород сакмарской и губерлинской свит и глинистых отложений губерлинской, кураганской и кидрясовской свит. Характерный скалистый рельеф местами позволяет уверенно диагностировать кремнистые туфоаргиллиты и туфопесчаники губерлинской свиты.

На цветных фотоснимках вулканогенные породы отличаются от осадочных коричневым цветом, приобретенным ими при выветривании, а среди осадочных по красному цвету дешифрируются выходы сланцев кураганской свиты. Спектрзональные снимки, на которых по расположению растительности наиболее четко устанавливаются разломы, также дают возможность различать поля развития вулканогенных пород, кроме рельефа, отличающиеся более интенсивной синей окраской коренных выходов эффузивов и их россыпей.

На черно-белых снимках и особенно четко на цветных можно видеть линзы и глыбы известняков нижнего кембрия и девона, распознающихся благодаря светлой окраске и скальному облику выходов.

В поле развития вулканогенных пород (на черно-белых снимках светло-серый или контрастный фототон и рельеф, изрезанный мелкой дендритообразной ложковой сетью) достаточно четко выделяются дацитовые и липаритовые лавы, туфы и субвулканические тела. Они узнаются по более светлому фототону, составленному белыми расплывчатыми пятнами, постепенно сменяющимися разделяющими их участками серого тона, и частым скальным выходам. Особенно четко благодаря своей форме видны дайки, образующие протяженные гривки. На цветных фотоснимках, кроме того, по коричневому цвету, более густому, чем цвет эффузивных пород основного состава, оконтуриваются тела субвулканических диабазов. На спектрзональных снимках эти диабазы отличаются густым синим цветом. Субвулканические тела основного состава, находящиеся в поле эффузивных пород, распознаются по однородному густо насыщенному ложками рельефу, лучше всего изображающемуся на черно-белых снимках.

Среди вулканогенных образований нередко отчетливо дешифрируются сланцевые пачки. В них более твердые пласты видны в виде гривок, иногда позволяющих понять складчатое строение пачки и установить направление ее падения. Местами удается проследить потоки лав основного состава, залегающие среди туфов, или пласты туфов среди резко отличных лав, а также структурные линии различного генезиса (границы толщ, пластов и потоков), отражающие характер складчатости.

Кроме вышеописанных пород, на черно-белых снимках легко распознаются массивы интрузивных серпентинизированных ультрабазитов. Интрузивные массивы выделяются благодаря своеобразному рельефу, образованному сочетанием мелких штоков и даек прочных габбро и плагиогранитов, прорывающих легкоразрушающиеся серпентинизированные ультрабазиты, насыщенные ксенолитами вмещающих пород. В результате этого сочетания создается характерный бугорчатый рельеф (см. рис. 59). Интрузии габбро и плагиогранитов в поле развития серпентинитов узнаются по светлому фототону, положительным формам рельефа и скальным выходам. В поле эффузивных пород их невозможно отличить от кислых субвулканических тел. Интрузии (голубовато-серые гипербазиты) еще лучше видны на цветных снимках. Цвет позволяет находить интрузии, не обладающие характерным рельефом.

Таким образом, опыт применения аэрофотоматериалов на Южном Урале еще раз подтверждает важность их комплексного использования при геологическом картировании.

ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Фациальный анализ, зародившийся как метод палеогеографии, находит все более широкое применение в геологических науках. Без него стало невозможно ни одно сколько-нибудь широкое геологическое исследование. В последние годы к фациальному анализу, как методу геологических исследований, все чаще обращаются геологи, изучающие вулканогенные формации (Яковлева, 1963; Эрлих и др., 1965; Дворцова и др., 1965; Коптев-Дворников и др., 1967; Малеев, 1968; Шарфман, 1969). Значение фациального анализа весьма велико и для работ, которые проводятся с целью составления прогнозно-металлогенических карт колчеданосных вулканогенных формаций.

Как известно, задачей фациального анализа является всестороннее исследование фаций и их взаимоотношений. В этом исследовании намечаются две стороны. Первая заключается в детальном литологическом

и петрографическом изучении пород и тел, ставящем целью выяснение условий их генезиса. Такое изучение дает возможность выделить фации, расчленив породы по условиям их происхождения, построить и пополнить их классификацию, а в процессе картирования позволяет определять принадлежность пород к определенной фации. Другая сторона фациального анализа заключается в том, что он является методом историко-геологического исследования закономерностей и причин наблюдающегося в природе размещения и соотношения фаций в пространстве и во времени. Поскольку характеристика первой стороны фациального анализа по существу была дана при описании фаций вулканогенных пород, в настоящем разделе мы остановимся на применении фациального анализа для изучения вулканогенных формаций.

Как и при изучении осадочных образований, анализ фаций вулканических толщ начинается с картирования фаций, конечной целью которого является составление сводной палеофациальной карты, дающей представление о распределении фаций в пространстве и служащей основой для палеогеографической (палеовулканической) карты. Для более полного представления о характере сочленения фаций эта карта обычно сопровождается схемами, реконструирующими картину размещения фаций для узких интервалов времени (для отдельных стратиграфических единиц), и фациальными профилями. В комплекте карт, прилагаемых к металлогенической, стремясь сократить его до оптимального предела, мы не даем карты фаций, а показываем их на металлогенической и геологической картах черным крапом, отражающим также состав пород.

Палеофациальный анализ, как геологический метод исследований, может оказать существенную помощь в решении различных вопросов геологии. В частности, без него невозможно производить стратификацию вулканогенных толщ, сложное строение и необычайно сильная фациальная изменчивость которых обусловлены многообразием источников составляющего формацию вещества, исключительно разнообразной и асинхронной деятельностью вулканических аппаратов и интенсивной тектонической расчлененностью вулканических прогибов.

Изучая стратифицирующиеся образования вулканогенных формаций, работая над созданием стратиграфической схемы, геолог собирает материал, необходимый для составления палеофациальной карты, выясняет картину распределения разновозрастных фаций на площади и последовательность фаций в разрезе. Несмотря на то что характер распределения фаций в каждом бассейне седиментации, в каждой вулканогенной формации имеет свои индивидуальные черты, изучение фаций позволило геологам наметить их закономерные ряды (относительно береговой линии, относительно центра извержения вулкана и т. д.). Поэтому, установив ту или иную фацию, зная основные ряды фаций, мы имеем возможность предполагать ее окружение. Встретив две фации или две группы фаций, обычно сменяющих друг друга на площади (лавовую и туфовую, туфовую и туффитовую, дельтовую и морскую и т. д.), мы, естественно, должны допустить возможность их принадлежности к одной, а не к разным стратиграфическим единицам и проверить эту возможность детальным картированием. Такая проверка предупредит нас от распространенной ошибки, заключающейся в том, что горизонтальный ряд фаций часто принимается за вертикальный.

Несколько примеров подобных ошибок, допущенных в связи с недооценкой в Карпатах роли фациального анализа, приводит Е. Ф. Малеев (1968). Встречаются они и в других регионах. Например, на Южном Урале В. В. Сидоренко и др. (1964), описывая вулканогенные отложения Медногорского района, выделили в северной части Блявинской синклинали силурийскую и среднедевонскую лавовую и туфовую толщи. Предполагалось, что туфы залегают несогласно на силурийских породах.

Анализ положения этих туфов относительно окружающих эффузивных пород показал, что туфы в южном направлении сменяются лавами базальтового состава и, следовательно, вместе с последними входят в состав единой стратиграфической единицы (рис. 23). На Северном Кавказе анализ фаций девонской спилит-кератофировой формации позволил установить, что свита туфоконгломератов, считавшаяся залегающей на вулканогенных породах и сформировавшейся за счет их размыва, по

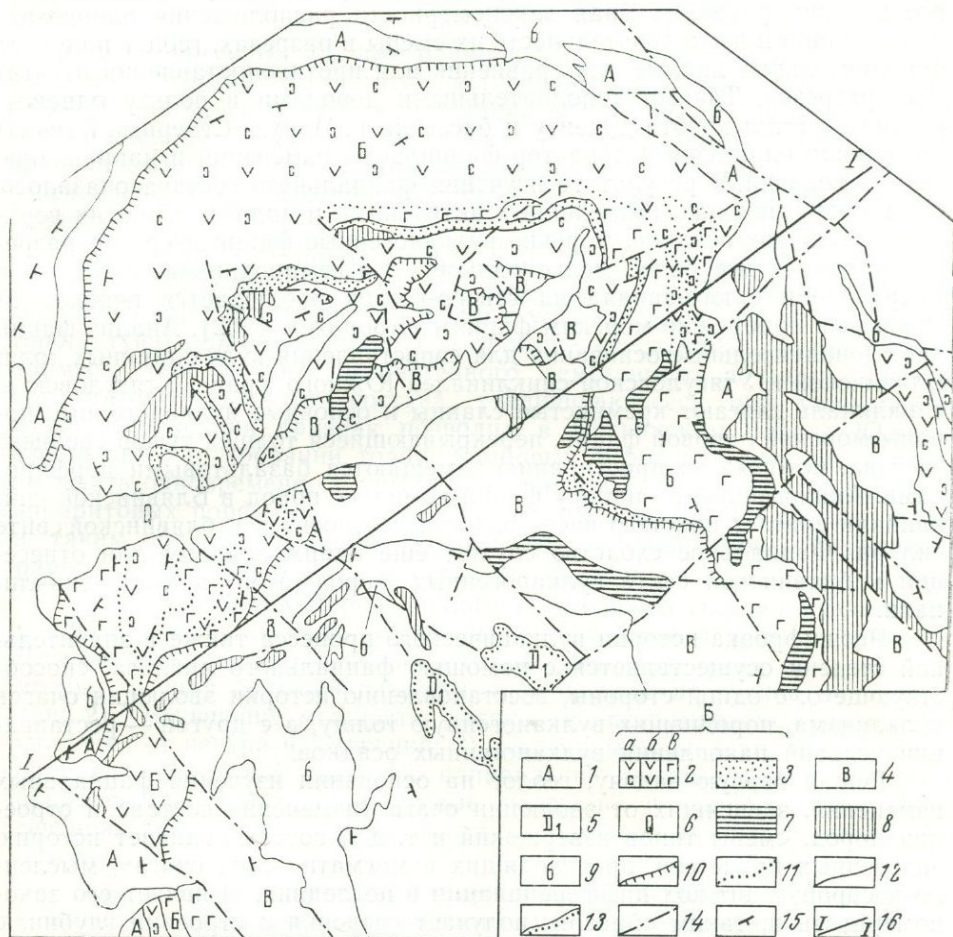


Рис. 23. Схема геологического строения северной части Блявинской синклинали (Южный Урал)

1 — нижнеблявинская подсвита; 2 — верхнеблявинская подсвита, нижняя толща (а — бомбовые туфы андезитовых порфиритов; б — эффузивы андезитового состава; в — эффузивы базальтового состава; г — лито-кристаллокластические туфы дацитовых порфиритов; 4 — верхняя толща верхнеблявинской подсвиты и херсонковской свиты; 5 — нижнедевонские (?) эффузивы; 6 — четвертичные осадки. Субвулканические породы: 7 — диабазы; 8 — дацитовые порфириты; 9 — интрузии габбро и гипербазитов; 10 — границы литолого-стратиграфические; 11 — границы фациальные; 12 — границы экструзивных и субвулканических тел; 13 — границы несогласного залегания; 14 — разломы; 15 — элементы залегания; 16 — примерное положение зоны погребенного разлома

простирацию замещается туфами семиродниковской свиты. Таким образом, конгломераты оказались фацией этой свиты (Кропачев, 1962).

Фации, закономерно располагаясь в разрезе, образуют ряды, обусловленные трансгрессиями или регрессиями моря, особенностями вулканического процесса, соотношением скорости осадконакопления и скорости прогибания бассейна седиментации и другими причинами. Эти ряды, сменяя друг друга в разрезе, создают естественные литолого-стратиграфические единицы. Закономерный ряд фаций, например, образуют

на Южном Урале такие стратиграфические единицы, как карамалыташская и улутауская свиты (от лавовой через туфовую до туффитовой), а также блявинская и херсонковская свиты (лавовая, на ней туфовая, затем вновь лавовая и еще одна туфовая толщи). Границы между закономерными рядами фаций, разделяющие породы, резко различающиеся по фациальной принадлежности, являются четкими стратиграфическими границами.

Фациальный анализ нередко оказывает существенную помощь в сопоставлении разрезов. Зная закономерности расположения разновозрастных фаций и последовательность их смены в разрезах, геолог получает дополнительные данные для сравнения или противопоставления изучаемых разрезов. Такими дополнительными доводами в пользу разновозрастности толщ хребта Дженту и бассейна р. Марух (Северный Кавказ) послужили одинаковый характер фациальных изменений и направление этих изменений. В результате изучения фациального состава оказалось, что в обоих районах, разделенных интрузиями и полями развития верхнепалеозойских осадков, морские вулканогенные фации вверх по разрезу сменяются все более мелководными, а в семиродниковской свите в направлении с юго-запада на северо-восток наблюдается переход от морских к прибрежно-морским фациям (Кропачев, 1962). Анализ фаций дает дополнительные основания для сопоставления вулканогенных толщ Блявинской и Утягуловской синклиналей Южного Урала. Утягуловскую синклиналь слагают кремнистые сланцы и основные вулканогенные породы морской лавовой фации, перекрывающиеся толщей туфов среднего состава, которые по простиранию замещаются базальтовыми порфиридами. Аналогичный по набору фаций комплекс пород в Блявинской синклинали слагает нижнюю часть разреза и относится к блявинской свите силура. Фациальное сходство служит еще одним доводом для отнесения к блявинской свите вулканогенных пород Утягуловской синклинали.

Расшифровка истории вулканического процесса также в значительной степени осуществляется с помощью фациального анализа, способствующего, с одной стороны, восстановлению истории эволюции очагов вулканизма, породивших вулканогенную толщу, а с другой — реставрации условий накопления вулканогенных осадков.

Решая первую задачу, геолог на основании изучения фациальных изменений, зависящих от эволюции очага (изменения состава и строения пород, смены типов извержений и т. д.), восстанавливает историю эндогенных процессов, происходящих в магматических очагах, мысленно воспроизводит ход дифференциации в последних, выявляет его закономерности и, таким образом, получает сведения о строении глубин, с которых поступало вещество. Смену типов извержений во времени можно представить более детально, если подсчитать коэффициенты эксплозивности для всех этапов формирования формации. Эти коэффициенты отражают характерные особенности строения формации и отдельных ее частей, а поэтому служат дополнительным признаком при сопоставлении разрезов вулканогенных толщ.

Решая вторую задачу, геолог реставрирует характер среды седиментации (континентальный, морской) и строение вулканических сооружений (стратовулканы, щитовые вулканы и др.), их зональность в плане и последовательность поступления и отложения вулканогенного материала, изучает соотношение вулканогенных, осадочных пород и хемогенных осадков, возникших за счет поставляемых вулканами растворенных компонентов. Палеофациальный анализ также помогает установлению источников слагающего формацию вещества, причем не только терригенного (областей размыва здесь не рассматривающихся), но и главным образом вулканогенного — очагов извержения продуктов вулканической деятельности или мест их вероятного присутствия.

Очаги извержения по значимости и размерам создаваемых построек разделяются на основные и побочные (паразитические). Первые действуют длительное время, сохраняя свое местоположение, вторые — кратковременны. Создаваемые ими постройки существенно различаются, и поэтому для выявления очагов разного масштаба используются разные признаки. Заметно различаются и разными способами устанавливаются вулканические аппараты, извергавшие основные и кислые лавы. Однако большинство признаков и способов определения местоположения вулканических аппаратов являются общими для всех их разновидностей.

В вулканогенных толщах раннегеосинклинальных прогибов жерла или некки, т. е. прямые остатки вулканического аппарата, встречаются редко. Чаще местоположение источника вулканических продуктов устанавливается по косвенным признакам. В стратифицированных толщах древние вулканы удается наметить, пользуясь комплексом признаков, запечатленных как в отдельных пластах и породах, так и в строении разреза толщ.

Для туфогенных пород такими признаками являются: 1) величина обломков, уменьшающаяся при удалении от жерла; 2) следы транспортировки и сортировки, нарастающие с удалением от жерла, вблизи которого туфы обычно неслоисты, а обломки не окатаны; 3) содержание примесей терригенного, органогенного, хемогенного, а также туфогенного материала другого состава, увеличивающееся при удалении от жерла. Последний признак позволил в Блявинском районе Южного Урала при картировании толщи бомбовых туфов андезитового состава выделить одновременно с ними образовавшуюся линзу бомбовых туфов липаритовых порфиринов, оконтурить площадь развития кислых туфов и, таким образом, установить небольшое вулканическое сооружение в районе пос. Блявтамак.

Для эффузивных пород кислого и основного состава указателями местоположения их выхода на поверхность служат разные признаки. Для кислых лав таковыми являются: 1) незначительная (первые километры), в силу большой вязкости, протяженность потоков и покровов лав; 2) уменьшение мощности потоков и экструзивных куполов при удалении от центра извержения; 3) текстурные признаки, указывающие направление течения лавы. По направлению течения обычно вытянуты вкрапленники и наклонены осевые поверхности складок пластичного течения (рис. 24) и S-образно изогнуты столбы в потоках со столбчатой отдельностью.

Для основных лав такими признаками являются: 1) увеличение мощности потоков по мере удаления от очага извержения. Правда, использование этого признака должно осуществляться с величайшей осторожностью, так как изменение мощностей лав зависит от тектонических движений, сопровождающих вулканическую деятельность, и рельефа; 2) изменение текстурных особенностей, например лавы с подушечной текстурой чаще формируются вблизи места извержения; 3) направление течения лав, на которое указывают выпуклости «подушек» и изгибы в плане колбасообразных обособлений «пиллоу-лав» (рис. 25), S-образная форма колонн (см. рис. 19), вытянутость вкрапленников и наклон трещин отдельности в потоках со столбчатой отдельностью, изгибы трубчатых миндалин и другие признаки (Шрок, 1950; Уотерс, 1963; Коптев-Дворников и др., 1967).

Иногда нам удавалось определять направление течения подушечных лав по отношению главных сечений «подушек» к слоистости, разделяющих потоки, прослоев тонкозернистых осадочных пород. Если признать, что эта параллельная слоистость первоначально была горизонтальной, то двугранный острый угол между ее плоскостью и плоско-

стями главного сечения «подушек» вышележащего потока, равный 10—15°, укажет направление движения лавы.

Рассматривая строение разрезов вулканогенных толщ, можно видеть, что по мере удаления от очага извержения увеличивается количество прослоев туфов и уменьшается роль лав, также увеличивается чис-



Рис. 24. Липаритовый порфир с флюидальной текстурой. Складки пластичного волочения указывают на течение вещества влево (Рудный Алтай, штупф)

ло прослоев туффитов и осадочных пород. В туфовых толщах уменьшается число прослоев бомбовых и лапиллиевых туфов. Таким образом, изменяются соотношения между седиментами разного типа. Они могут быть подсчитаны и показаны в изолиниях в виде схем, указывающих районы наиболее вероятного расположения вулканических аппаратов



Рис. 25. Базальтовые порфириты с «колбасообразной» отдельностью (Южный Урал, Блявинская синклираль)

(Малеев, 1969). На Южном Урале было замечено появление вблизи жерл игнимбригов и родственных им образований, а в некоторых случаях туфов и лав субаэрального происхождения (гематитизированные породы).

Другими признаками центров извержения являются: 1) приуроченность жерловин к древним разломам (каналы трещинного типа), а так-

же к участкам сопряжения или пересечения разломов (каналы центрального типа); 2) в вулканах центрального типа изометричная, в плане штокообразная форма жерловин, размер которых не превышает 1—2 км; жерловины вулканов линейного типа чаще имеют форму даек или сильно вытянутых линз, ориентированных вдоль разломов и увязывающихся в цепочки; 3) концентрически-зональное строение жерловин, обычно выраженное тем, что в центре канала находятся массивные лавы, приобретающие на периферии флюидальную текстуру, а их окружают брекчии или игнимбриты. Иногда гидротермально измененные породы, располагаясь по периферии жерловины, подчеркивают ее зональное строение; 4) закономерное, часто радиальное расположение трещин, а также интенсивная неравномерная трещиноватость в породах жерловой фации, ограниченных кольцевыми или дугообразными разломами. Важной особенностью жерловин является секущее положение относительно вмещающих пород и, как правило, более крутое их первичное залегание, многофазность заполнения, иногда позволяющая устанавливать последовательность накопления эффузивных пород.

Поскольку вулканогенная толща (формация) нередко создается в результате одновременной деятельности нескольких очагов извержения, меняющих положение в пространстве, тип вулканизма и состав выбрасываемых продуктов, встает вопрос об изучении этих изменений. Картину миграции очагов и другие особенности развития вулканизма можно восстановить, определив время деятельности того или иного очага, т. е. установив источники вулканических продуктов отдельно для каждого стратиграфического подразделения, для каждого естественного этапа формирования вулканогенной формации. А это требует привязки всех признаков местоположения вулканических аппаратов к конкретным стратиграфическим подразделениям. Стратиграфическую приуроченность необходимо иметь в виду и при использовании дополнительных признаков вулканических аппаратов, таких, как участки концентрации субвулканических тел, радиальные и концентрические системы трещин или даек и пр.

Анализ фаций, изменения которых и положение в пространстве прямо или косвенно связаны с тектоническими движениями, существенно помогает изучению тектонического строения, выяснению характера и истории тектонических движений. Для разрешения вопросов тектоники анализ фаций осуществляется одновременно с анализом мощностей, который невозможен без анализа фаций, так как мощность осадков функционально связана не только с величиной прогибания бассейна седиментации, но и с фациальными условиями их накопления (Гарецкий и Яншин, 1960).

Мощность осадков в общем случае отражает величину прогибания дна бассейна в течение исследуемого интервала времени и дает возможность рассчитать среднюю скорость этого прогибания. Однако для получения более точных цифр необходимо знать последовательность смены фаций в разрезе. В некомпенсированных прогибах, скорость прогибания дна которых больше скорости осадконакопления, фации по восстанию сменяются все более глубоководными. При появлении вверх по разрезу все более мелководных образований естественно предполагать, что скорость накопления осадков больше скорости прогибания бассейна, а величина прогибания меньше мощности осадков, отложившихся в то же время. Для правильной оценки величины движений и их скорости в обоих случаях необходима поправка на глубину бассейна седиментации. Ритмичная смена фаций, вероятно, является следствием ритмичности тектонических движений и т. д.

Таким образом, анализируя картину распределения фаций и мощностей, можно восстановить движения, породившие ее, реставрировать основные черты древней структуры, существовавшей в процессе осадко-

накопления, и осуществить структурно-фациальное районирование, т. е. выделить в пределах изучаемой территории участки разного масштаба, характеризующиеся и отличающиеся строением разреза, структурой и магматизмом, что проведено авторами для Блявинского, Теренсайского и Ащебутакского районов. Эти участки, именуемые структурно-формационными, структурно-фациальными зонами и структурно-фациальными блоками (ограниченные разломами части структурно-фациальных зон, отличающиеся друг от друга строением разреза), являются крупными структурными единицами: поднятиями, прогибами или ступенями на их склонах. Схемы распределения фаций и мощностей, построенных для каждой литолого-стратиграфической единицы, дают возможность нарисовать картину распределения основных структур в различные периоды геологической истории, установить время их заложения, наметить направление миграции и представить историю их формирования. Детальный анализ фаций нередко позволяет выделять конседиментационные, позднее погребенные, разломы (см. рис. 23) и синвулканические складки, формировавшиеся одновременно с осадконакоплением. Изучая вулканогенные формации, нужно учитывать, что распределение фаций и мощностей в них контролируется не только тектоническими движениями, но и таким важным фактором, как пространственное размещение очагов извержения. Мощность отдельных потоков лав и слоев туфов также зависит от рельефа, на котором они откладываются, и возрастает в его отрицательных формах. В силу особенностей слоеобразования и поступления вещества в бассейн седиментации мощности отложившихся толщ не всегда равновелики синхронному прогибанию. Дело в том, что вулканогенные толщи могут формироваться на любом батиметрическом уровне и с большой скоростью наращивать мощности. В общем случае скорость накопления обратно пропорциональна расстоянию от очага извержения. По величине она может быть больше или меньше скорости прогибания, т. е. вулканогенные продукты могут перегружать или недогружать прогиб. Ответить на этот вопрос помогает временной (по разрезу) анализ фациальных изменений сопутствующих осадочных образований. Например, наличие прослоев кремнистых и граптолитовых сланцев как в нижней, так и в верхней части вулканогенных образований сакмарской серии Южного Урала можно объяснить совпадением скорости прогибания и осадконакопления, а появление все более мелководных осадков в верхах семиродниковской свиты (Северный Кавказ) — перегрузкой бассейна ее накопления. Следовательно, замер мощности вулканогенной толщи не всегда дает значение абсолютной величины синхронного вертикального погружения блока, но разница мощностей толщ в соседних блоках, при учете вышеперечисленных факторов, уверенно указывает величину относительного перемещения блоков. Детальные формационный и фациальный анализы позволяют производить реконструкцию палеовулканических сооружений, особенно построек центрального типа.

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ

Формационный анализ сводит все многообразие геологических образований к сравнительно небольшому числу основных типов геологических формаций, дает возможность выявить закономерности развития этих формаций и установить их рудоносность. В основе формационного анализа лежит эмпирически подмеченный факт существования в земной коре крупных устойчивых парагенетических ассоциаций пород, сформированных в условиях определенного тектонического режима на той или иной стадии геотектонического развития. Эти ассоциации представляют собой естественноисторические геологические тела, именуемые формациями.

Теоретические основы формационного анализа были заложены трудами главным образом Н. С. Шатского (1960), впервые четко сформулировавшего понятие «формация», давшего первую классификацию формаций. В дальнейшем учение о формациях развивалось Н. П. Херасковым (1967), В. В. Белоусовым (1948), В. Е. Хайным (1950), Н. Б. Васильевым (1940) и другими исследователями.

Согласно М. В. Муратову и В. М. Цейслеру (1968), среди формаций выделяются три группы: 1) платформенные, 2) геосинклинальных складчатых областей и 3) областей эпиплатформенного орогенеза. Формации второй группы включают два класса формаций: собственно геосинклинальные и орогенные. Среди первых в зависимости от типов геологических структур, на площади которых они формируются, выделяются формации геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий. Для геосинклинальных прогибов характерны мощные (сотни — тысячи метров) вулканогенные (преимущественно основного и среднего состава) и вулканогенно-осадочные формации, а также глинисто-сланцевые, флишевые, граувакковые и известняковые формации. Для геоантиклинальных поднятий обычны маломощные (первые сотни метров) с многочисленными местными несогласиями андезитовая, кварц-кератофировая, песчанико-конгломератовая, угленосная и красноцветная формации, а также формации рифовых и брекчиевых известняков. К этому следовало бы добавить подразделение геосинклинальных, а также орогенных формаций на ранние и поздние, что сделано авторами ранее и в данной работе (Яковлев, Авдонин и др., 1966).

Значительную и важную группу представляют формации, сложенные главным образом магматическими породами. Наиболее полную классификацию и сводку данных о строении и составе магматических формаций, с эффузивными представителями которых генетически связаны колчеданные месторождения, дал Ю. А. Кузнецов (1964).

При изучении конкретного района, в том числе колчеданосного, необходимо: 1) установить принадлежность каждой из слагающих район породных ассоциаций к той или иной из уже известных (описанных) формаций; 2) восстановить историю образования установленных в районе формаций, изучить состав и строение, определить их индивидуальные особенности; 3) изучить ассоциации пород, не имеющие аналогов среди известных формаций, и решить, чем обусловлено появление этих ассоциаций, могут ли они рассматриваться как формации.

Решение первой задачи производится путем расчленения наблюдаемого в районе набора пород на крупнейшие естественные ассоциации, исследования и последующего сравнения ассоциаций (состава, строения) с описанными формациями. Определив набор пород и характер их сочетания в формации, их мощности и последовательность образования, мы получаем необходимую и достаточную информацию для отнесения данной ассоциации к той или иной формации. Таким образом определяется набор формаций, участвующих в строении района, их горизонтальные и вертикальные ряды, устанавливаются границы формаций. Последними могут быть границы как несогласно, так и согласно залегающих толщ. Поскольку смена в пространстве областей с различным тектоническим режимом происходит постепенно, а во времени — более резко, более четкими выглядят границы формаций, сменяющих одна другую по разрезу. В то же время переход формаций по простиранию осуществляется постепенно и на границе формаций образуется комплекс чередующихся (переслаивающихся) пород, принадлежащих к сопрягающимся формациям, например кремнисто-базальтовый комплекс Блявинско-Киндерлинской зоны. Следовательно, граница разновозрастных формаций, сменяющих друг друга по простиранию, носит фациальный характер (граница липарит-базальтовой и кремнистой силурийских формаций Сакмарской зоны и др.).

Знание набора слагающих район формаций и картины их размещения в пространстве и времени (строение формационных рядов) дает возможность сравнить изучаемую территорию с другими районами земного шара и методом аналогии установить или подтвердить ее принадлежность к конкретной геологической структуре (к эвгеосинклинали, к передовому прогибу, к срединному массиву и т. д.) и к определенной стадии развития этой структуры (геосинклинальной, орогенной, платформенной и т. д.). Сравнение формаций и формационных рядов позволит с достаточной обоснованностью предполагать основные черты тектонического режима формирования района и слагающих его формаций. Картина распространения формаций служит основанием для структурно-формационного и тектонического районирования.

Решение второй задачи обязательно для детального прогнозирования, поскольку совершенно недостаточно определить, с какой формацией связано оруденение. В конкретных условиях колчеданосных районов необходимо знать перспективность отдельных частей формации. Поэтому особое значение приобретает выявление внутри формаций естественных породных сообществ, возникших в результате тех или иных геологических причин. Такие естественные ассоциации именуется нами магматическими комплексами. Как части формаций, они часто соответствуют субформации, в понимании Н. П. Хераскова. Примеры расчленения формаций на комплексы можно видеть в главах, посвященных описанию Блявинско-Киндерлинской зоны, Теренсайского и Ащebutакского районов, а также на соответствующих картах.

Специфика строения и необычайная сложность вулканогенных формаций и комплексов требуют для их изучения применения как можно более обширного комплекса методов. Использование методов геологического картирования, стратиграфии, фациального анализа, структурной геологии и абсолютной геохронологии пород позволяет выявить складчатую структуру, последовательность напластования, фациальные взаимоотношения и фациальную принадлежность пород, внутреннее строение формации и слагающих ее комплексов, возраст вулканогенной формации, а также ее положение среди других образований района.

Комплекс петрологических исследований устанавливает состав пород, слагающих формацию, внутреннее строение отдельных пластов осадочных и туфогенных пород, покровов и потоков лав, а также субвулканических тел, расшифровывает тип и степень метаморфизма пород и дает возможность представить их первичный состав и структуру.

Установление состава и строения и металлогенической специализации комплексов, слагающих формацию, выявление последовательности их формирования и реставрации условий и процессов, приведших к образованию формации, а также явлений, сопровождавших становление формаций и комплексов, необходимо, в частности, для детального прогнозно-металлогенического районирования.

Третья задача возникает в случае, если в изучаемом районе установлена ассоциация пород, не описанная среди общеизвестных формаций и отсутствующая в принятых классификациях. При наличии такой ассоциации необходимо ответить на вопрос о том, что представляет собой данная ассоциация пород — формацию или нет. В качестве формаций выделяются парагенетические, часто повторяющиеся, ассоциации пород, главной причиной возникновения которых является тектонический режим, специфический для каждой формации.

Вопросам изучения вулканогенных формаций Урала посвящены работы Н. П. Хераскова (1967); Е. А. Кузнецова (1961); С. Н. Иванова (1964); В. М. Сергиевского и др. (1966); М. Д. Тесаловского и др. (1968); И. В. Хворовой и др. (1964); Д. С. Штейнберга и И. Д. Соболева (1964); Т. И. Фроловой, В. С. Шарфмана и Г. Б. Рудника (1966);

Г. Ф. Яковлева, В. В. Авдонина, Т. Я. Гончаровой и С. М. Кропачева и др. (1966); М. Б. Бородаевской, А. И. Кривцова и др. (1969).

Д. С. Штейнберг (1966, 1969) среди геосинклинальных вулканогенных образований Урала выделяет: 1) недифференцированные или слабо дифференцированные и 2) дифференцированные серии вулканогенных пород. В первом типе серий преобладают толщи, сложенные преимущественно афировыми базальтами и диабазами, а также пироксен-плагио-класовыми базальтовыми порфиритами, выделяемыми в порфиритовую формацию. Дифференцированные серии подразделяются на контрастные (липарит-базальтовые) и непрерывные или последовательно дифференцированные (липарит-дацит-андезит-базальтовые). Среди контрастных серий на Урале выделяются нормальные калинатовые и натровые. Последние характерны для начальной подстадии тектоно-магматического развития (например, в Блявинском районе для силурийско-нижнедевонской подстадии). Калинатовые контрастные серии развиваются преимущественно в позднегеосинклинальную стадию (верхнедевонско-нижнекаменноугольную в Магнитогорском прогибе).

Указанные серии вулканогенных пород базальтоидного магматизма сменяются орогенными гранитными породами сиалического происхождения; они выделяются в калиевую серию (Штейнберг, 1969). Примерно тех же позиций, с некоторыми отклонениями, в части формационного анализа вулканогенных отложений придерживаются Т. И. Фролова (1968), С. Н. Иванов (1964) и др. На восточном склоне Урала, например, выделялись раннегеосинклинальные дифференцированные комплексы эйфельского возраста (липарит-дацит-андезит-базальтовый, липарит-базальтовый), с которыми связано медноколчеданное оруденение, и неколчеданносные недифференцированные комплексы: нижнедевонский андезит-базальтовый и живетский андезитовый; позднегеосинклинальную стадию характеризуют недифференцированный трахиандезит-базальтовый и дифференцированный трахилипарит-базальтовый комплексы (Яковлев и др., 1966, 1968).

При анализе металлогенической специализации колчеданосных вулканогенных формаций М. Б. Бородаевская и другие сотрудники ЦНИГРИ (1969) выделяют две группы этих базальтоидных формаций: 1) недифференцированные (натровая базальтовая и натровая андезит-базальтовая) и 2) дифференцированные (контрастно дифференцированная липарит-базальтовая и последовательно дифференцированная натровая базальт-андезит-дацит-липаритовая). Именно со второй группой формаций, особенно последовательно дифференцированной, связаны колчеданные месторождения Урала.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

На примере изучения палеозойского вулканизма Южного Урала и Северного Кавказа устанавливаются две группы магматических формаций: раннегеосинклинальная натриевая и позднегеосинклинальная калинатовая, которые вначале охарактеризованы кратко.

Раннегеосинклинальные формации слагаются вулканогенными отложениями и породами субвулканической фации. Комагматичные им интрузии габбро-плагиогранитной формации развиты слабо.

Вулканогенные отложения этих формаций обладают некоторыми характерными чертами. Они являются субмаринными, редко глубоководными. Об этом свидетельствуют отсутствие крупнообломочного терригенного материала, малая мощность осадочных пород, среди которых преобладают эксгальационно-осадочные кремнистые сланцы и яшмы, и подушечное строение лав. Для колчеданосных полей характерно сочетание морских вулканогенных отложений с прибрежно-морскими. Здесь относительно глубоководные излияния начальной подстадии сменяются

в дальнейшем мелководными, прибрежно-морскими и в редких случаях наземными накоплениями вулканического материала.

Раннегеосинклинальные вулканогенные отложения образуют мощные линзы (до 2—3 км) среди осадочных пород. Подстилающими, как правило, являются тонкообломочные осадочные образования: глинистые, углисто-глинистые сланцы, нередко превращенные в филлиты. Перекрываются они также осадочными и вулканогенно-осадочными породами: туфогенными алевролитами, аргиллитами, кремнисто-глинистыми сланцами и известняками. Вулканогенные отложения эвгеосинклинальных трогов к периферии фациально замещаются вулканогенно-осадочными, главным образом тонкообломочными разностями, затем чисто осадочными, преимущественно кремнистыми породами. В центральных частях трогов вулканические образования наиболее полно и ярко выражены. Они слагают мощные хорошо выдержанные толщи, по фациальной принадлежности четко подразделяющиеся на две части. Низы обычно представлены лавами, верхние горизонты — пирокластическими накоплениями. Лавовые разрезы постоянно являются гомодромными, так как излияния начинаются основными лавами, закономерно сменяющимися более кислыми разностями. Резкое изменение кислотности лав может иметь место один, два и реже более раз. Поэтому раннегеосинклинальные вулканогенные серии являются моноциклическими, двуциклическими и очень редко полициклическими. Туфогенные части разрезов при автохтонном залегании пород также, как правило, обладают гомодромной направленностью кислотности. В случае переотложения туфогенного и туфогенно-осадочного материала, что чаще всего наблюдается в удаленной зоне вулканизма, разрезы становятся антидромными.

По химизму породы раннегеосинклинальных формаций являются производными базальтовой магмы, дифференциация которой происходит через ряд пород с пониженной известковистостью, и относятся к нормальному известково-щелочному ряду. Эта особенность является характерной чертой формации. В связи с интенсивными процессами альбитизации пород натрий в них всегда существенно преобладает над калием. Пространственно (структурно) и близко во времени с контрастными по составу поздними субвулканическими телами раннегеосинклинальных формаций тесно связано медноколчеданное оруденение (Яковлев, Гончарова, 1968).

Позднегеосинклинальные кали-натриевые формации имеют сложное фациальное строение, наряду с вулканогенными отложениями, слагаются комагматичными интрузивами. Они образуют вулкано-плутонические ряды, или ассоциации (Устиев, 1967). Субвулканические образования имеют подчиненное значение. Вулканогенные отложения представлены мелководными, местами наземными фациями, что подтверждается краснокаменным изменением лав, присутствием мощных терригенных отложений, рифогенных известняков и конгломератов. Среди вулканических пород существенно преобладают пирокластические, нередко крупнообломочные разности среднего и кислого состава.

На Южном Урале, например в Ащebutакском районе, устанавливается гранодиоритовый комплекс ранневерхнедевонского возраста, в Теренсайском районе — магнитогорский граносиенитовый комплекс поздненижнекаменноугольного возраста. Эти интрузивы комагматичны позднегеосинклинальным верхнедевонским и нижнекаменноугольным вулканогенным комплексам трахилипаритовой формации, которые относятся, по Д. С. Штейнбергу (1966), к кали-натриевой серии. Пространственно (структурно) и, вероятно, парагенетически с позднегеосинклинальной серией формаций связано полиметаллическое оруденение.

Раннегеосинклинальные вулканогенные формации. Раннегеосинклинальная группа вулканогенных формаций в зависимости от характера дифференциации подразделяется на следующие формации: недифферен-

цированные (базальтовая), слабо дифференцированные (андезит-базальтовая) и дифференцированные, среди которых, в свою очередь, выделяются контрастно дифференцированные (липарит-базальтовая) и последовательно дифференцированные (липарит-андезит-базальтовая). Характер дифференциации, приводящий к развитию определенной ассоциации, зависит от особенностей геологического развития геосинклинали: от толщины земной коры, глубины генерирующих магматических очагов, интенсивности тектонических движений, наличия или отсутствия процессов ассимиляции, насыщенности магмы летучими компонентами и многих других. Дифференцированные фации могут подразделяться на несколько комплексов: базальтовый, липаритовый, андезит-дацитовый и др.; слабо дифференцированные формации могут быть представлены андезит-базальтовыми или андезитовыми комплексами.

Недифференцированная базальтовая формация характерна для узких линейно вытянутых структурно-фациальных зон, имеющих тенденцию к интенсивному постоянному прогибанию. Эти зоны обычно приурочены к крупным глубинным разломам, ограничивающим геосинклинальные трюги. Накопление данной формации происходит в течение начальной стадии развития геосинклинали. Недифференцированные лавы основного состава формируют вулканогенные или чаще кремнисто-вулканогенные толщи, имеющие иногда большую мощность (сотни — первые тысячи метров). Эффузивные породы подчинены осадочным породам, значительно преобладающим над ними. Среди последних существенную роль играют кремнистые осадки, образование которых связано с вулканической деятельностью. Эффузивы обычно сохраняют недифференцированный базальтовый состав и представлены афировыми разностями или более раскристаллизованными зернистыми диабазами. Они характеризуются однородным строением и составом, нередко обладают шаровой текстурой; крайне ограниченное развитие имеют пирокластические породы.

Выдержанный характер потоков базальтовых лав, устойчивый однородный состав их, отсутствие локальных раздувов и очень небольшое количество пирокластических накоплений свидетельствуют о трещинном, относительно глубоководном образовании их. По данным Т. И. Фроловой и др. (1966), М. Б. Бородаевской, Н. К. Курбанова и др. (1969), к описываемой формации относится поляковская свита, развитая в Присакмарской зоне Магнитогорского синклинория на Южном Урале.

Слабо дифференцированная андезит-базальтовая формация характерна для геосинклинальных зон. Эти геосинклинали зарождались очень рано, на начальных этапах развития геосинклинали. Широким развитием в этой формации пользуются породы андезит-базальтового состава с резким преобладанием пирокластических фаций над эффузивными. Эффузивы обладают весьма устойчивым составом, порфиоровыми структурами с многочисленными, нередко крупными вкрапленниками пироксена и плагиоклаза в стекловатой, слабо раскристаллизованной основной массе. Количественные соотношения вкрапленников очень непостоянны. Эффузивы часто переслаиваются с туфами, нередко крупнообломочными, а также с туфогенно-осадочными и осадочными породами, несущими следы мелководного образования. Прогибание геосинклинали, по-видимому, быстро компенсировалось накоплениями вулканических продуктов, которые достигали больших мощностей (до 3—4 км). Тесная ассоциация и переслаивание вулканитов с осадочными породами, образование локальных раздувов и постоянное повсеместное преобладание грубообломочных пирокластических разностей над лавами свидетельствуют о прерывистом характере вулканической деятельности и наличии вулканов центрального типа. Существенное развитие грубых несортированных пирокластических пород, наличие игнимбритоподобных пород, местами появление краснокамennых изме-

нений позволяют полагать, что накопление вулканических продуктов слабо дифференцированной андезито-базальтовой формации происходило в мелководных условиях, когда отдельные стратовулканы возвышались над уровнем моря в виде островов.

Типичным представителем данной формации является ирендыкская свита на Южном Урале; к слабо дифференцированной формации относятся также вулканогенные образования сеномана на Северо-Западном Кавказе и порфиритовая серия байоса Закавказья и др.

Дифференцированные формации характерны для структурно-фациальных зон, которые в течение всей раннегеосинклиальной стадии имели ярко выраженную тенденцию к прогибанию. Эти устойчивые прогибы обычно осложняют центральные части эвгеосинклиальных трогов.

Образование контрастно дифференцированной липарит-базальтовой формации происходило довольно неравномерно в пространстве и во времени из-за неустойчивости тектонического режима. Она проявляется в связи с тектонической неоднородностью развития геосинклинали при появлении контрастных тектонических движений, которые сопровождаются резкой дифференциацией продуктов вулканизма. Расчленение геосинклиального прогиба на ряд структурно-фациальных блоков, имевших различные направления вертикальных перемещений, устанавливается на ранних этапах развития геосинклинали. Блоки, которые в течение длительного времени обладали устойчивым прогибанием, представляли области интенсивного развития основного вулканизма. В их пределах происходило накопление мощных (более 2—3 км) однородных вулканогенных толщ основного состава. Излияния лав носили спокойный трещинный характер, изредка сопровождавшийся выбросами туфов.

В периоды затухания или полного прекращения извержений имело место накопление кремнистых осадков, связанных с вулканической деятельностью. В конечные этапы раннегеосинклиальной стадии, в период частичной консолидации блоков, обычно наблюдается незначительное проявление более кислого вулканизма, представленного маломощными потоками и эксплозиями дацитового и липаритового состава. Блоки, испытывавшие неравномерное замедленное погружение или длительное устойчивое поднятие, отличались широким развитием кислого вулканизма. В пределах этих блоков основные излияния быстро сменялись кислыми продуктами, которые формировали вулканогенные толщи пестрого невыдержанного состава и строения с большим количеством туфогенных пород. Кислый вулканизм носит локальный характер и связан с вулканами центрального типа, которые извергали пирокластику, давали небольшие короткие потоки вязкой лавы и сопровождались развитием экструзий, субвулканических тел и эксплозивных брекчий.

В связи с различной скоростью и направленностью движений отдельных блоков геосинклиального прогиба, а также различным характером и составом вулканических проявлений в их пределах наблюдается резкая изменчивость мощностей, фациального выражения и состава вулканических образований контрастно дифференцированной формации.

Таким образом, продукты вулканизма данной формации представлены резко дифференцированным рядом с преимущественным развитием крайних основных и кислых членов: базальтовых порфиритов, диабазов, с одной стороны, и липаритовых, липарит-дацитовых порфиров, с другой стороны. Резко подчиненное значение имеют породы среднего состава (андезитовые и дацитовые порфириты), которые чаще представлены пирокластическими разностями.

Для формации в целом характерно широкое распространение основных по составу дифференциатов базальтоидного вулканизма при резко подчиненном значении кислых проявлений. В развитии формации устанавливается определенная закономерность, выражающаяся в общих

чертах в смене во времени основных дифференциатов более кислыми, трещинных излияний извержениями центрального типа, морских сравнительно глубоководных условий осадконакопления прибрежно-морскими и заметным увеличением количества пирокластических и осадочных пород. Ярким представителем контрастно дифференцированной формации являются вулканогенные отложения силурийско-нижнедевонского возраста, развитые в Сакмарской зоне, а также эйфельского яруса в Магнитогорской синклинали на Южном Урале. К данной формации несомненно принадлежат также вулканические образования урупской серии среднедевонского возраста и продукты юрского вулканизма (лейаса и аалана) на Северном Кавказе.

Последовательно дифференцированная липарит-дацит-андезит-базальтовая формация весьма разнообразна и изменчива по составу и формируется при дифференцированных движениях геосинклинального прогиба, существенное усиление которых наблюдается в поздние этапы геосинклинальной стадии. Активный вулканизм данной формации обычно приурочен к зонам сочленения блоков различной мобильности.

Локальное развитие вулканических пород, фациально замещающих ся по простиранию и вкост него туфогенно-осадочными и осадочными ритмичными пачками, обилие пирокластического материала, резко преобладающего над эффузивами, широкое развитие тел жерловой фации — все это свидетельствует о центральном типе извержений, приведших к накоплению вулканитов последовательно дифференцированной формации. В последовательности образования эффузивов может наблюдаться сложная закономерность, выражающаяся в неоднократном чередовании пород различной кислотности. В общих чертах устанавливается преимущественное развитие в нижних частях формации основных эффузивов — диабазов и базальтовых порфиритов; в верхних — эффузивов среднего и кислого состава: андезитовых, дацитовых порфиритов и липаритовых порфиров. Мощные толщи андезитовых порфиритов данной формации сопровождаются грубым и тонкообломочным пирокластическим материалом, который фациально замещается туффитами, туфопесчаниками и туфоконгломератами. С ними иногда ассоциируют линзы рифогенных известняков. Широко развитые кислые эффузивы представлены малопротяженными потоками и куполами липаритовых и липарит-дацитовых порфиров, часто с четко выраженными флюидальными текстурами. Они сопровождаются мощными накоплениями пирокластического материала.

Излияния, обычно мелководные, в ряде случаев носят наземный характер, о чем свидетельствуют краснокаменные изменения, которым иногда подвергаются кислые лавы верхних частей формации. Однако вследствие быстрой компенсации прогиба мощности могут достигать значительных величин (1500—1600 м). Относительно большая стабилизация геосинклинали к моменту формирования последовательно дифференцированной формации сказалась в преимущественном проявлении извержений центрального типа и довольно широко развитии продуктов наземного вулканизма. В более интенсивно прогибавшихся блоках накапливались ритмичные толщи туфогенно-осадочных пород, которые представляли продукты размыва вулканических построек. Типичным примером данной формации являются живетские отложения Южного Урала.

МЕТАМОРФИЗМ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД И ЕГО КАРТИРОВАНИЕ

Метаморфические изменения, охватывающие вулканические, осадочные и интрузивные породы геосинклинальных зон, в последние годы начали усиленно изучаться в связи с тем, что знание их способствует расширению представлений о процессах рудообразования.

Общие вопросы генезиса метаморфизма, принципы выделения равновесных минеральных фаций и определенные условия их формирования детально рассмотрены в трудах Н. А. Елисеева (1959), Е. А. Кузнецова (1963), Т. Барта (1956), Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961), Г. Винклера (1969). Эти исследователи считают главными физическими факторами, определяющими метаморфизм, температуру и давление, которые претерпевают породы с возрастанием глубины в земной коре. Вследствие этого устанавливаются определенные связи между глубиной и метаморфическими парагенезисами. Изучению физико-химических условий метаморфических процессов много внимания уделяли Д. С. Коржинский (1961, 1963), А. А. Маракушев (1965), Т. С. Лоеринг (1951). Они показали огромную роль при метаморфических преобразованиях пород водных растворов и процессов метасоматоза.

В. А. Заварицкий (1950), С. Н. Иванов (1964, 1969), М. Б. Бородаевская и А. Д. Ракчеев (1968), В. М. Нечехин, В. А. Маркс, В. А. Прокин (1968), исследователи метаморфизма вулканогенных пород Среднего Урала считают, что вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы палеозойского возраста претерпели метаморфизм разных этапов и генетических типов. С. Н. Иванов высказал предположение о том, что зеленокаменные перерождения являются результатом пропилитизации, связанной с гидротермальной деятельностью вулканических очагов. Изменения, сопутствующие телам колчеданных руд, рассматриваются им как внутренние зоны метасоматических колонок, синхронных с пропилитизацией боковых пород. В. М. Нечехин и др. (1963) главную роль в преобразовании пород придают процессам регионального зеленокаменного и в меньшей мере контактового и регионально-контактового метаморфизма. М. Б. Бородаевская и А. Д. Ракчеев (1968) выделяют пропилитизацию, связанную с несколькими этапами вулканической деятельности, зеленокаменные перерождения, возникшие в связи со складкообразованием, контактовый метаморфизм, сопутствующий разновозрастным и различным по составу интрузиям, а также гидротермально-метасоматические перерождения, неоднократно проявлявшиеся в процессе длительной истории развития Урала.

Исследования метаморфизма вулканогенных пород на Южном Урале Г. П. Зарайского и др. (1966), В. В. Авдонина (1968, 1970), В. И. Воробьева, Н. И. Еремина (1968), М. Б. Бородаевской, А. И. Кривцова (1968) свидетельствуют также о проявлении разновозрастных процессов метаморфизма, принадлежащих к различным генетическим типам. Основные изменения, по их данным, представлены среднетемпературной пропилитизацией, завершающейся формированием колчеданного оруденения.

Вопросы метаморфизма в современных гидротермальных системах рассмотрены С. И. Набоко (1963, 1964). На примере Камчатки показано, что фильтрация к поверхности земли высоконагретых, разбавленных гидротермальных растворов с углекислотой и сероводородом обуславливает вертикальную метасоматическую зональность. Она проявляется на глубине до 800 м в смене глубинной эпидотовой зоны пропилитизации приповерхностными зонами цеолитизации, адуляризации, окварцевания и аргиллизации.

Полученные материалы по метаморфизму конкретных районов Южного Урала, а также широкое использование литературных сведений показывают, что процессы метаморфизма являются длительными — многоэтапными и полигенными. Неоднократное наложение различных по генезису и интенсивности процессов метаморфизма вызывает многообразие вторичных минеральных ассоциаций и невыдержанный характер их развития в пространстве. Это обстоятельство усложняется еще тем, что метаморфизм является конвергентным процессом. При различных по генезису метаморфических преобразованиях, происходящих в близких

физико-химических условиях, развиваются одинаковые минеральные фации.

Однако сравнительный анализ по ряду древних и современных вулканических областей дает основание с большой уверенностью выделять следующие генетические типы метаморфизма.

1. Автометаморфизм, проявляющийся в результате воздействия на породы остаточных растворов; процесс кратковременный, локальный, источник метаморфизующих растворов — извергнутый материал.

2. Пропилитизация — изменение пород термальными растворами, поступающими из глубинных магматических очагов, которые поставляют вулканический материал. Просачивание растворов происходит в период формирования вулканогенных толщ, но особенно интенсивная газово-гидротермальная деятельность наблюдается после излияний самых поздних, кислых дифференциатов вулканического цикла.

Пропилитизация подразделяется на локальную и региональную (Набоко, 1964). Локальная пропилитизация характерна для кратерных областей и зон разломов. Измененные породы по отношению к массе вулкана составляют десятые части; в палеовулканических областях сохраняются не всегда. Гидротермальный процесс длительный; источник метаморфизующих растворов — корни вулканов. Региональная пропилитизация развивается в отрыве от вулканов на огромных площадях и устанавливается до значительных глубин. Процесс длительный, может быть многостадийным; источник метаморфических растворов — глубинные эндогенные эманации, порожденные магматическим очагом.

3. Дислокационный метаморфизм, связанный со складкообразовательными процессами. Источник метаморфизующих растворов — поровые воды пород. Он подразделяется на региональный метаморфизм, захватывающий все породы складчатой зоны, и локальный динамометаморфизм, развивающийся в участках наиболее интенсивных дислокаций (зоны смятия, интенсивного расщепления).

4. Контактный метаморфизм проявляется в экзо- и эндоконтактных зонах интрузий в результате термального воздействия и изменения гидротермальными процессами. Источник метаморфизующих растворов — магма внедрившегося интрузивного тела.

Все перечисленные генетические типы метаморфизма имеют место как в геосинклинальный, так и в орогенный этап развития складчатых поясов, но проявляются они с различной интенсивностью. Для геосинклинального этапа наиболее характерны процессы пропилитизации, для орогенного — дислокационный и контактовый метаморфизм.

ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Метаморфические преобразования тесно связаны с тектоническими процессами, поэтому во времени четко подразделяются на этапы и стадии в соответствии с развитием геосинклинали. В Блявинско-Киндерлинской зоне Южного Урала устанавливаются метаморфические процессы, связанные с геосинклинальным и орогенным этапами (Г. Ф. Яковлев, Авдонин и др., 1966). В Ащевутакском и Теренсайском рудных районах, в которых широко проявился позднегеосинклинальный гранитоидный магматизм, по характеру и времени развития метаморфических процессов выделяются три самостоятельных этапа: раннегеосинклинальный, позднегеосинклинальный и орогенный (В. В. Авдонин, 1968). В каждом этапе устанавливаются различные стадии метаморфизма в связи с эволюцией геосинклинального или орогенного магматизма и формированием тектонических структур.

Геосинклинальные (особенно раннегеосинклинальные) процессы порождаются становлением базальтоидного магматизма, формированием конседиментационной складчатости и проявлением гидротермального

рудообразования. Для раннегеосинклинальной стадии характерна интенсивная пропилитизация, связанная с формированием разновозрастных вулканогенных комплексов, отвечающих крупным вулканическим циклам (например, силурийский и нижнедевонский в Блявинском районе); пропилитизация усиливается к концу вулканической деятельности при формировании поздней группы субвулканических тел. В позднегеосинклинальную стадию проявляется менее интенсивная пропилитизация, связанная с образованием комагматичных интрузивных комплексов ультраосновного и основного состава. Эта пропилитизация имеет локальный характер и относится к более высокотемпературной ступени умеренных глубин.

Дислокационный метаморфизм сопровождает формирование конседиментационных и синвулканических структур, но проявляется он в геосинклинальный этап довольно слабо.

В позднегеосинклинальный этап на Южном Урале имел место контактовый метаморфизм, связанный с внедрением гранитоидов верхнедевонского (ащebutакский комплекс) и нижнекаменноугольного (магнитогорский комплекс) возраста. Метаморфические преобразования выразились в развитии контактовых зон роговиков и амфиболитов. В. В. Авдониным (1970) на Ащebutакском месторождении, а А. Н. Шмидтом (1961) на Куросанском рудном поле показано, что скарнирование наложено на гидротермально измененные породы и руды колчеданного состава.

Метаморфические преобразования орогенного этапа характеризуются широким проявлением контактового метаморфизма в связи с внедрением батолитических интрузий гранитоидного состава. Этот метаморфизм обусловил образование амфиболитов, роговиков, по составу отвечающих эпидот-амфиболитовой фации. Орогенические процессы привели также к широкому развитию дислокационного метаморфизма. Последний имел региональный характер, в результате которого были сформированы метаморфические и кристаллические сланцы, а также проявлялся локально, вызывая образование зон смятия (на Рудном Алтае), интенсивного катаклаза. Гидротермально-метасоматический метаморфизм, связанный с деятельностью очагов гранитной магмы, завершился процессами золотого и золото-полиметаллического оруденения.

В связи с нарастанием от геосинклинального к орогенному этапу тектонических напряжений в этом направлении наблюдается закономерное усиление дислокационного, особенно регионального, метаморфизма.

Наложение разнообразных метаморфических процессов может привести к однотипным преобразованиям, если близки физико-химические условия их или резко изменить состав предыдущих минеральных ассоциаций, которые сохраняются только в виде реликтов. Наложение, например, дислокационного метаморфизма на пропилитизированные вулканические образования вызывает в той или иной степени перекристаллизацию пород, исчезновение неустойчивых минералов и появление новообразований главным образом стресс-минералов (хлорита, серицита), а также изменение текстурных признаков пород. Последние превращаются в слабо или более интенсивно рассланцованные разности. Отсутствие пренит-пумпеллитовой фации пропилитизации среди основных эффузивов в Ащebutакском и Теренсайском районах Южного Урала и на Рудном Алтае, по нашему мнению, объясняется именно сильным воздействием более позднего дислокационного метаморфизма. В результате чего пренит и пумпеллит были преобразованы в более устойчивые в новых условиях кальцийсодержащие минералы группы эпидота и карбоната, широко распространенные в этих районах. Первичные условия (характер вулканизма, гомодромная направленность процесса, подводная обстановка и т. д.) в указанных районах в период формирования раннегеосинклинальных излияний основного состава были совершенно одина-

ковыми. Поэтому мы не можем разделить представления Д. С. Коржинского (1961, 1963), В. П. Логинова (1966), А. И. Кривцова (1968) о том, что пренит и пумпеллит являются характерными минералами орогенного дислокационного метаморфизма. Наоборот, пренит-пумпеллитовая фация имеет широкое развитие только в слабо дислоцированных блоках древних геосинклиналей, в которых хорошо сохраняется первичная раннегеосинклинальная пропилитизация (Блявинско-Киндерлинская зона).

При наложении метаморфизма не всегда происходит изменение состава вторичных минеральных ассоциаций. Новообразования наблюдаются только в том случае, когда процесс сопровождается метасоматозом или имеет место резкое и значительное изменение физико-химических условий. Образование главной массы вторичных минералов — альбита, хлорита, серицита и др. — осуществляется, по-видимому, только один раз в определенную стадию метаморфизма. В дальнейшем они становятся устойчивыми, лишь видоизменяются (укрупняются, приобретают ориентировку, обезвоживаются, очищаются от элементов-примесей). Большое разнообразие состава хлоритов, серицитов, эпидотов среди метаморфизованных вулканических пород в этом случае объясняется не разновозрастностью их, а несколько иным составом исходных пород. При одних и тех же условиях одновременно могут возникать несколько различных по составу вторичные минералы (более железистые, магnezиальные или обогащенные щелочами), так как они чрезвычайно чувствительно реагируют на первичный состав породы.

Метаморфические преобразования тесно связаны с магматическими процессами. Поэтому для правильного понимания генетического типа метаморфизма необходимо детальное изучение магматических образований, расчленение их на разновозрастные комплексы и выделение различных фаций глубинности.

Накопление поверхностных эффузивных фаций сопровождается газово-гидротермальной деятельностью, источником которой являются те же глубинные магматические очаги. Наиболее интенсивное газовыделение наблюдается в конце формирования вулканического комплекса при излияниях наиболее поздних, обычно самых кислых дифференциатов магмы и продолжается еще некоторое, по-видимому продолжительное, время после его формирования. Эти термальные растворы, просачиваясь через накопившиеся вулканогенные породы, изменяют их. В породах развиваются вторичные минералы, отвечающие среднетемпературной пропилитизации небольших глубин. При наличии полициклических вулканических комплексов процессы пропилитизации могут повторяться, поэтому, как правило, более древние отложения нижних частей вулканогенных разрезов более интенсивно изменены. Так, в Блявинском районе среди кислых эффузивов нижнедевонского возраста часто сохраняются реликты калиевого полевого шпата, полностью замещенные альбитом в силурийских липаритовых порфирах. Эффузивы основного состава верхних частей силурийского комплекса сохраняют реликты более основного плагиоклаза, не замещенного альбитом, в то время как в нижних горизонтах этого комплекса плагиоклазы полностью альбитизированы, пироксены также более интенсивно изменены, замещены агрегатом вторичных минералов (хлорита, эпидота, кальцита и др.).

На Северном Кавказе, по данным И. В. Круть и Л. И. Яковлева (1964), наблюдается та же картина. Вулканогенные образования нижних частей среднедевонского комплекса интенсивно изменены, полностью альбитизированы и совершенно не содержат калиевого полевого шпата; в верхних частях разреза эффузивы имеют более свежий облик, сохраняют реликты основного первичного плагиоклаза и часто содержат калиевый полевой шпат.

Формирование даек и тел, сложенных породами субвулканической фации, также сопровождается процессами пропилитизации, очень близкой по характеру минеральных фаций к вышеописанной эффузивной. Это объясняется, по-видимому, единым источником и близкими физико-химическими условиями эффузивной и субвулканической пропилитизации. Е. Б. Яковлева (1967 г.) неоднократно обращала внимание на отсутствие или чрезвычайно незначительное развитие приконтактовых изменений в субвулканических образованиях, которые выражаются в закатке самих тел и термальном воздействии их на окружающие породы всего ореола, измеряющемся единицами сантиметров. Существенное отличие эффузивной и субвулканической пропилитизации заключается в различном площадном развитии. Эффузивная пропилитизация имеет региональный характер, как правило, она охватывает большие площади. Только низкотемпературные фации (хлорит-карбонатная, кварц-карбонатная) проявляются обычно вдоль разломов и поэтому образуют зоны небольших размеров удлинённой формы. Субвулканическая пропилитизация, наоборот, является локальной, развивается вдоль поясов и зон субвулканических тел или окаймляет узлы, крупные тела субвулканических образований. В последнем случае иногда устанавливается зональность. В Блявинской синклинали кварц-эпидотовая ассоциация образует значительное овальной формы поле между Яман-Киссинским и Блявинско-Комсомольским субвулканическими поясами, которое закономерно окружено зонами развития ассоциаций более низкотемпературной ступени: кварц-гематитовой и хлорит-халцедон-цеолитовой.

Интрузии гипабиссальной фации сопровождаются пропилитизацией и контактовым метаморфизмом. Пропилитизация наблюдается в связи с формированием более основных интрузий габбро-плагиогранитного состава, являющихся производными базальтового магматизма. Она выражается развитием более высокотемпературных и более глубинных минеральных фаций: кварц-пренитовой, эпидот-уралитовой, магнетит-серпентинитовой, которые имеют локальное развитие. Принадлежность этих процессов к пропилитизации доказывается развитием их внутри интрузивных тел, в редких случаях они захватывают участки экзоконтактов и не обнаруживают относительно интрузивных тел никакой зональности. Контактный метаморфизм, как отмечалось, характерен для гипабиссальных интрузий более кислого и субщелочного состава, в формировании которых, по-видимому, принимала участие гранитная магма.

Таким образом, выделение различных магматических комплексов, выяснение возрастных взаимоотношений между ними помогают в уточнении представлений о генетических особенностях метаморфических изменений, связанных с их становлением. При постепенном нарастании глубинного магматизма и преобладании его над поверхностным в конце геосинклинального развития зон в этом же направлении наблюдается закономерное усиление глубинного метаморфизма, выразившегося в затухании пропилитизации и расширении контактовых изменений.

МЕТОДИКА КАРТИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

Для объяснения различий в метаморфических парагенезисах Эскола (Тернер, Ферхуген, 1961) предложил концепцию метаморфических фаций, связывая их с изменениями условий метаморфизма; при этом он исходил из положений, что: 1) каждая фация соответствует метаморфизму в некоторых определенных физико-химических (геологических) условиях; 2) минеральные парагенезисы, составляющие фацию, представляют собой системы, достигшие равновесия во время метаморфизма. Важным геологическим доказательством правильности этих положений является всегда существующая зависимость минерального и валового

химического состава метаморфических пород, что является сущностью представления о метаморфических фациях.

Минеральную ассоциацию в любой метаморфической породе можно рассматривать как продукт частичной или полной приспособляемости ранее существовавшей минеральной ассоциации к специфической физической и химической обстановке (Тернер, Ферхуген, 1961).

Минеральные парагенезисы метаморфизованных пород определенного генетического типа подразделяются на фации и минеральные ассоциации в зависимости от температурных условий (ступеней) и глубины (зон) проявления метаморфизма. При картировании метаморфизма основными задачами являются: выяснение устойчивых равновесных минеральных парагенезисов, физико-химических условий их образования, а также установление пространственного размещения минеральных ассоциаций и возрастных взаимоотношений между ними. Характер связей метаморфических изменений с тектоническими и магматическими процессами определяет их генетическую сущность. Графическое изображение метаморфических изменений выражается составлением карт метаморфизма. На этих картах отмечаются поля развития вторичных минеральных ассоциаций (фаций) различных генетических типов метаморфизма с учетом возрастной последовательности их развития.

Для ряда районов в настоящее время составлены карты метаморфизма различных масштабов, охватывающие различные по размерам площади и имеющие несколько иные цели и задачи.

Мелкомасштабные карты (1 : 500 000, 1 : 200 000, 1 : 100 000), например карта Среднего Урала, составленная А. Д. Ракчеевым (1956), являются дополнительными к геологическим картам. Они охватывают огромные площади, включающие рудные пояса и зоны, и отражают генетический тип, характер минеральных ассоциаций и возраст проявления наиболее крупных и значительных этапов метаморфизма. Эти материалы помогают уточнять представления о геологическом строении и истории развития региона, а также используются при металлогеническом анализе.

Крупномасштабные карты метаморфизма (1 : 50 000, 1 : 25 000, 1 : 10 000), например карты Баймакского (В. М. Нечеухин, 1964 г.) и Бурибайского (А. И. Кривцов, 1968 г.) рудных полей, карта участка полиметаллического месторождения в Кураминском хребте, составленная В. А. Араповым (1964), охватывают сравнительно небольшие территории, заключающие рудные поля и месторождения или представляющие определенный интерес в отношении оруденения. Карты метаморфизма в этом случае являются или обычными с показом современных фаций метаморфизма или специализированными, отражающими все или только некоторые метаморфические преобразования в историческом аспекте и все выявленные гидротермальные изменения. Специализированные карты метаморфизма составляются в комплексе с прогнозно-металлогеническими картами и используются в прогнозных целях. Они дают дополнительные сведения для правильного ведения поисково-разведочных работ, так как при прогнозировании важно знать не только соотношение и связь оруденения с первичными породами и тектоническими структурами, но также чрезвычайно важным обстоятельством является выяснение характера проявлений метаморфических процессов и соотношения их в пространстве и времени с оруденением.

Коллективом геологов Оренбургской рудной экспедиции МГУ были проведены специальные исследования по изучению метаморфических изменений и составлены карты метаморфизма масштаба 1 : 50 000 по Блявинскому району (Т. Я. Гончарова, Г. Н. Зарайский, Г. В. Ручкин), по Ащевтакскому рудному полю (В. В. Авдонин) и Теренсайскому району (В. И. Воробьев). Эти карты входят в комплект прогнозно-металлоген-

нических карт и имеют целью обеспечить более правильное и объективное прогнозирование.

Изучение метаморфизма производится в полевой и камеральный периоды. Основным методом картирования является оконтуривание площадей развития различных минеральных фаций.

В полевой период изучение метаморфических изменений осуществляется одновременно с геологическими исследованиями. Глубокое знание геологических особенностей района приводит к более широкому и правильному представлению метаморфических явлений. При составлении детальных разрезов, в маршрутных исследованиях или при площадных геологических съемках наряду с геолого-структурными факторами постоянно и систематически должны отмечаться характер и степень метаморфических преобразований пород.

Важное значение имеют наблюдения над макроскопическим обликом пород, отмечается степень монолитности или рассланцевания пород, сохранение первичных структур и текстур (обломочные или однородные породы с полнокристаллическим или порфировым строением, с развитием флюидалных, миндалекаменных и других текстур). Очень подробно описывается цвет породы, нередко зависящий от характера вторичных преобразований, фиксируется форма выделений вторичных минералов (в пустотах, миндалинах или трещинках) и по возможности точно диагностируется состав их, для чего прибегают к рассмотрению их под лупой, в порошок, при реакции с соляной кислотой. Особое внимание уделяется развитию рассеянной рудной минерализации, отмечаются вкрапления сульфидов (размер, форма, концентрация их). Затем производятся наблюдения над возрастными взаимоотношениями минеральных ассоциаций при помощи взаимопересечений их и тесной пространственной связи. При характеристике степени проявления тех или иных изменений бывает достаточно применение трехбалльной системы (мало, средне, много или слабо, средне, сильно).

На основании собранных материалов в поле одновременно с геологической картой составляется схематическая полевая карта метаморфизма, на которой изображаются поля развития минеральных фаций различных типов метаморфизма. При слабой геологической изученности района в первый год исследования можно ограничиться составлением карт метаморфизма отдельных участков или разрезов с детальной разработкой к ним легенды. Последняя должна быть хорошо разработана и увязана с геологией района и оруденением.

В камеральный период составляется окончательная карта метаморфизма, на которой изображаются поля развития минеральных ассоциаций, принадлежащих к различным типам метаморфизма. Для этого производится детальное петрографическое изучение пород и некоторые специальные минералогические исследования.

При микроскопическом изучении пород особое внимание уделяется диагностике вторичных минералов, форме выделения их, количественным, а также возрастным соотношениям.

Диагностика минералов обычными микроскопическими методами не всегда приводит к положительным результатам, так как при метаморфических процессах нередко развиваются мелкочешуйчатые и мелкозернистые агрегаты. Поэтому для определения их оптических констант широко применяются иммерсия, федоровский столик, а также различные минералогические методы (количественная термометрия, рентгеноструктурный анализ, электронная микроскопия, изучение в ультракрасном спектре и др.).

Форма выделения вторичных минералов свидетельствует о метасоматическом характере процесса или отложения минерального вещества в пустотах. Поэтому обязательным является подразделение форм выделения вторичных минералов прежде всего на прожилковую и непрожил-

ковую. Среди последней отмечают образования, выполняющие пустотки и миндалины, а также развивающиеся по первичным минералам и вулканическому стеклу. Последние могут развиваться в виде одиночных кристаллов, или агрегатов, пятнистых скоплений разнотельного, граблостового облика или радиально-лучистого строения. Прожилковая форма выделения вторичных минералов (кроме зон разрывных нарушений) обычно свидетельствует о затухании метаморфических изменений в пространстве. Зоны микропрожилков и более крупных жил нередко наблюдаются в краевых частях полей интенсивной переработки. Они окаймляют эти площади. Эти прожилки могут быть первичными, а также иметь вторичное переотложенное происхождение. Кроме того, прожилковая форма развития вторичных минералов может свидетельствовать о затухании процесса во времени. Например, в отличие от более ранней площадной альбитизации геосинклинальных вулканитов, которая постоянно проявляется в виде метасоматического процесса (альбит замещает более основные плагиоклазы и калиевые полевые шпаты пород), в Блявинском районе имеет место более поздняя прожилковая альбитизация, связанная с формированием кислых субвулканических тел поздней группы. Эта альбитизация является низкотемпературным локальным процессом. Альбит в виде свежих прозрачных кристаллов призматической формы с ясными полисинтетическими двойниками образует мономинеральные прожилки или развивается в ассоциации с поздним кварцем и кальцитом.

Количественные содержания вторичных минералов характеризуют интенсивность метаморфического процесса. Значительное развитие вторичных минералов наблюдается на участках сильной проработки, в зонах и каналах просачивания метаморфизирующих растворов. Небольшие содержания вторичных минералов свидетельствуют о слабом проявлении данного процесса.

Необходимо отмечать также, в каком виде (мелкие зерна или крупные агрегаты) отлагаются вторичные минералы, развиваясь в виде каймы по краю первичного кристалла или в центральной части его. Важным признаком является интенсивность процесса, которая выражается образованием псевдоморфоз или при частичном замещении сохранением реликтов первичных минералов. Например, при альбитизации вулканитов всегда устанавливается степень декальцификации более основных плагиоклазов, для чего точно определяется номер альбита. При развитии по полевым шпатам пренита также имеет место различная степень изменения первичного минерала. В слабо измененных породах пренит обычно в виде очень мелких зернистых агрегатов развивается в центральных зонах кристалла, при более интенсивной проработке наблюдаются увеличение количества и укрупнение зерен его. В этом случае пренит может замещать весь кристалл полевого шпата или вытесняться из него и располагаться в межзерновом пространстве в форме крупных гнезд и скоплений.

Количественные содержания минералов под микроскопом можно определять приблизительно, пользуясь трехбалльной системой (мало, средне, много). Мысленно помещая все образования определяемого минерала в один сектор поля зрения микроскопа, подсчитывается в процентах доля этого сектора относительно всего поля зрения, принятого за единицу. Такая точность подсчета вполне достаточна при дальнейших построениях. Более точный количественный подсчет минералов на специальных приспособлениях часто невозможен из-за очень малых размеров вторичных образований (зерен и чешуек) и чрезвычайно большого их количества.

Возрастные взаимоотношения между минеральными выделениями при микроскопическом исследовании уточняются наблюдениями по взаимопересечению прожилков, по зональности отложений в этих прожил-

ках и пустотках. Как правило, более ранние минералы располагаются по стенкам миндалин и пустоток, центральные части их заполняются поздними образованиями. Важными обстоятельствами являются установление тесных сростаний определенных минералов и закономерное расположение их в центральных частях или на периферии скопления, а также пересечение этих агрегатов более поздними прожилками. Дополнительные сведения о возрастных взаимоотношениях могут быть получены при наблюдениях над последовательностью замещения одних минеральных ассоциаций другими.

Возрастные соотношения метаморфических процессов более определенно устанавливаются из анализа геологических особенностей и позиции площадей развития минеральных ассоциаций — формы и размера, взаимопересечений полей метаморфизма, приуроченности их к определенным частям стратиграфического разреза, к интрузивным телам субвулканической или гипабиссальной фации.

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ КАРТ МЕТАМОРФИЗМА

Описание шлифов производится на специальных карточках, для удобства пользования изготовленных из плотной бумаги небольших размеров или на перфокартах (10×15 или 15×20 см). Удобнее, конечно, применять перфокарты, так как количество шлифов обычно достигает значительных объемов (многие сотни и даже тысячи штук), частое и длительное пользование карточками облегчается наличием нужного кода. У нижнего края каждой карточки после краткого описания шлифа следует перечислить все вторичные минералы, обнаруженные в данном шлифе, поместив их в порядке количественного содержания. Это облегчает кодирование шлифа и быстрый поиск нужного минерала (пример перфокарты).

После петрографического описания пород и специальных минералогических исследований составляется серия карт, отражающих развитие отдельных вторичных минералов. Эти карты выполняются на восковках, на которых производится показ состава, количества и формы выделения минерала. Состав обычно отражается цветом (например, хлорит — зеленым, серицит — желтым, кварц — голубым). Характер выделения минерала можно выразить формой значка, например гнездовые скопления и агрегаты обозначаются точкой или небольшим кружком; прожилковые — извилистой черточкой. Толщина знака обычно соответствует количественному содержанию. Сложные, большие знаки применять не рекомендуется, так как они затрудняют выявление закономерностей площадного развития минерала, а также не могут отобразить изменений, связанных с формированием небольших тел (жилвных, субвулканических и др.). Для быстрого переноса данных с перфокарт на восковку последняя накладывается на специально вычерченную на ватмане в черном цвете карту фактического материала. В этом случае цифры точек обнажений легко читаются через восковку. После переноса на восковку всех наблюдений производится оконтуривание площадей развития минерала. Эти площади заштриховываются цветом знака с густотой, отвечающей интенсивности развития минерала. Накладывая данные карты на структурно-геологическую карту того же масштаба и сличая их друг с другом, легко анализировать развитие минеральных ассоциаций в пространстве. Устанавливается наложение площадей развития отдельных минералов или резкая разобщенность других, выясняются закономерности размещения их относительно тектонических структур, главным образом разрывных нарушений, и связь с поясами даек и тел субвулканической и гипабиссальной фаций. Так, при анализе карт минералов по Блявинско-Киндерлинской зоне выяснилась четкая пространственная разобщенность пренита и пумпеллиита, относящихся к единой фации.

Пренит-альбит-хлоритовая ассоциация чаще развивается по хорошо раскристаллизованным или крупнопорфировым породам среднего и основного состава, так как пренит обычно замещает полевые шпаты. В то время как пумпеллит-альбит-хлоритовая ассоциация развивается по стекловатым, слабо раскристаллизованным разностям, пумпеллит охотнее проникает и замещает вулканическое стекло. Возможно, существуют и другие причины для несовместного образования этих минералов — намечается преимущественное развитие пренита в верхних частях колонны вулканических отложений; поля развития данной ассоциации тяготеют к ядрам синклинальных структур, тогда как пумпеллит является более глубинным минералом, ореолы его развития удалены к крыльям антиклинальных складок того же порядка.

Таким образом, предварительно составленные карты вторичных минералов помогают более уверенно выделять минеральные ассоциации.

На геологической основе с учетом всех материалов по метаморфическим процессам составляется карта минеральных ассоциаций или фаций — карта метаморфизма (например, Блявинской синклинали). Она изготавливается в черно-белом цвете или в цветовой гамме. В последнем случае метаморфические процессы одного генетического типа или отдельные стадии его, например разновозрастные стадии процесса пропилитизации в Блявинском районе, обозначаются одним цветом. Разные знаки, изображенные в этом цвете, соответствуют различным минеральным ассоциациям (фациям). Регионально развитые процессы рекомендуются изображать одиночными знаками различной густоты, тогда как локальные, например связанные с субвулканическими образованиями, целесообразно показывать различно ориентированной штриховкой; так сделано на приложенной карте метаморфизма Блявинского района, так как эти поля, несмотря на небольшие размеры, имеют важное поисковое значение и при густой штриховке ярче выделяются. Гидротермально измененные околорудные породы и сами рудные тела изображаются еще более густой сетью штрихов. Зарисовка контуров площадей развития вторичных минеральных ассоциаций должна отвечать возрастным взаимоотношениям изображенных этими полями процессов метаморфизма.

Анализ карты метаморфизма способствует установлению закономерностей развития в пространстве и времени метаморфических процессов и связи их с рудообразованием.

Описание карты метаморфизма Блявинского района. Вторичные изменения магматических пород Блявинского района разнообразны по генезису и возрасту (см. приложение 1). Среди них выделяются метаморфические изменения, связанные с развитием вулканизма и комагматичных с ним интрузий (автометаморфизм и пропилитизация), а также метаморфические изменения, связанные с проявлением орогенеза (дислокационный метаморфизм). Наложение этих процессов метаморфизма привело к сильному изменению пород.

Ведущим процессом метаморфизма в Блявинском районе является пропилитизация, связанная с формированием различных вулканических фаций (эффузивной, субвулканической, гипабиссальной). Минеральные ассоциации, развитые в породах этих фаций, очень близки, так как образуются в одинаковых физико-химических условиях (при средних температурах и небольших давлениях), и, по-видимому, имеют единый источник метаморфизирующих растворов — более глубинные магматические очаги.

Аналогично большинству исследователей метаморфизма зеленокаменно измененных пород Урала (Иванов, 1964; В. П. Логинов, 1951 г.; Бородаевская, 1965; Нечеухин, Маркс, Прокин, 1968), Северного Кавказа (Круть и Яковлев, 1964; Черницын, 1967), Рудного Алтая и других районов. Под пропилитизацией нами понимаются средне- и низкотемпе-

ратурные изменения магматических пород различного состава, которые вызваны поствулканической гидротермальной деятельностью, генетически связанной с глубинными вулканическими очагами. Эти процессы могут неоднократно повторяться в геосинклинальный и орогенный этапы развития складчатых зон в связи с эволюцией вулканизма.

Пропилитизация выражается в изменении минерального состава вулканических пород: цветные минералы уралитизируются или замещаются хлоритом; полевые шпаты альбитизируются, реже подвергаются пренитизации, стекло замещается агрегатом хлорита, карбоната, эпидота, серицита, кварца и других вторичных минералов. Наиболее характерным, ярко выраженным процессом является альбитизация, которая придает натриевый облик всем вулканическим породам геосинклинальной серии. Однако альбитизация является только частью процесса пропилитизации, поэтому специально рассмотрению не подвергается. О характере и условиях проявления альбитизации лав имеется обширная специальная литература. Процессы пропилитизации и оруденения во многих вулканических районах очень сближены в пространстве и во времени, что объясняется, по-видимому, принадлежностью их к единому источнику.

В Блявинском районе, например, пропилитизация проявлялась неоднократно и выразилась развитием следующих фаций метаморфизма (табл. 4).

Таблица 4

Фация	Температурная ступень	Зона глубинности
Цеолитовая	Низкотемпературная	Небольших глубин
Кальцит-хлоритовая (альбит-хлоритовая)		
Пренит-пумпеллитовая (пренитовая)	Среднетемпературная	Средних глубин
Эпидотовая (эпидот-актинолитовая)		

Метаморфизм, связанный с силурийскими базальтовым, кремнисто-базальтовым и липарит-андезитовым комплексами. Вулканические породы данных комплексов интенсивно изменены процессами пропилитизации; в них проявлено несколько минеральных ассоциаций (табл. 5).

Таблица 5

Фация	Ассоциация	Степень	Зона
Кальцит-хлоритовая	Кальцит-альбит-хлоритовая	Низкотемпературная	Небольших глубин
	Кварц-альбит-хлоритовая		
Пренит-пумпеллитовая	Стильпомелан-хлорит-альбитовая	Среднетемпературная	Средних глубин
	Пренит-альбит-хлоритовая		
	Пренит-пумпеллит-кварц-альбит-хлоритовая		

Отмеченные минеральные ассоциации развиваются только в породах силура; это определяет нижнюю возрастную границу пропилитизации; верхняя устанавливается по пересечению полей силурийской пропилитизации минеральными ассоциациями, связанными со становлением субвулканических тел нижнедевонского возраста. Последние имеют определенно наложенный характер. Тесная связь процессов пропилитизации с формированием силурийских вулканогенных комплексов доказывается более интенсивным изменением этих комплексов и наличием метаморфической зональности. Намечается прямая и обратная зональность развития вторичных минеральных ассоциаций в крупных вулканических структурах. Так, в ядре Утягуловской синклинали обнаруживается проявление эпидотовой фации, далее закономерно сменяющееся пренитовой, затем пумпеллитовой и альбит-хлоритовой минеральными ассоциациями. В Блявинской синклинали структуре наблюдается обратная закономерность — в центральной части ее широким развитием пользуется низкотемпературная хлорит-кальцитовая фация, на крыльях переходящая в пренит-пумпеллитовую.

Перечисленные факты позволяют предполагать генетическую связь пропилитизации с завершающей стадией силурийского вулканизма.

Метаморфизм, связанный с нижнедевонским липаритовым комплексом. Метаморфизм, связанный с субвулканическими породами основного состава, проявлен определенными минеральными ассоциациями (табл. 6).

Т а б л и ц а 6

Фация	Ассоциация	Степень	Зона
Альбит-хлоритовая	Кварц-альбит-хлоритовая	Низкотемпературная	Небольших глубин
Актинолитовая	Биотит-альбит-хлоритовая	Среднетемпературная	Средних глубин
	Актинолит-альбит-хлоритовая		

Метаморфизм, связанный с субвулканическими породами кислого состава, выражен минеральными ассоциациями, представленными в табл. 7.

Т а б л и ц а 7

Фация	Ассоциация	Степень	Зона
Цеолитовая	Хлорит-халцедон-цеолитовая	Низкотемпературная	Небольших глубин
Хлорит-кальцитовая	Кварц-гематитовая		
	Кварц-кальцит-альбитовая		
Эпидотовая	Стильпномелан-хлорит-альбитовая	Среднетемпературная	Средних глубин
	Кварц-эпидотовая		

Последовательность развития вторичных минеральных ассоциаций, пространственно и генетически связанных с формированием нижнедевонских субвулканических тел кислого и основного состава, выявляется до-

вольно отчетливо. Среднетемпературные фации (эпидотовая и эпидот-актинолитовая) развиваются в самих телах или вблизи них, образуя значительные площади сильно измененных пород. Низкотемпературные фации — цеолитовая, хлорит-кальцитовая (альбит-хлоритовая) — имеют небольшое локальное распространение; они проявляются в субвулканических телах, а также вдали от них по контролирующим их разломам. Наблюдается наложенность минеральных ассоциаций низкотемпературных фаций на более высокотемпературные. Аналогичные возрастные взаимоотношения устанавливаются по соотношению прожилков: кварцевые и цеолитовые прожилки постоянно пересекают пренитовые и эпидотовые.

По данным Г. П. Зарайского, кварц-гематитовая ассоциация у контакта с рудой часто замещается кварц-кальцит-пиритовой околорудной ассоциацией. Последняя, следовательно, является более поздней. Кроме того, прожилки кварц-серицитового состава пересекают нередко цеолитизированные породы.

Таким образом, нижний возрастной предел ассоциаций, связанных с нижедевонскими субвулканическими телами кислого и основного состава, определяется возрастом этих тел. Верхней границей служит этап образования околорудных гидротермально измененных пород.

Метаморфизм, связанный с интрузивными комплексами. Метаморфизм, связанный со становлением среднепалеозойского габбро-плагиогранитного комплекса, проявился развитием незначительного количества ассоциаций вторичных минералов (табл. 8).

Таблица 8

Фация	Ассоциация	Степень	Зона
Пренитовая	Кварц-пренитовая	Среднетемпературная	Небольших глубин
Эпидотовая	Хлорит-эпидотовая		Средних глубин
	Хлорит-уралитовая		

Все минеральные ассоциации проявляются главным образом в породах интрузивных тел и лишь незначительно захватывают вмещающие отложения.

Хлорит-уралитовая и хлорит-эпидотовая минеральные ассоциации имеют широкое распространение. Развитие их в значительной мере определяется первичным составом исходных пород. Габбро и диориты подвергаются чаще уралитизации, гранодиориты и плагиограниты — эпидотизации. Кварц-пренитовая ассоциация накладывается на вышеописанные ассоциации, развивается в различных по составу интрузивных породах и в небольшом ореоле экзоконтакта. Она четко контролируется зонами разрывных нарушений. Нижняя возрастная граница описываемого метаморфизма определяется приуроченностью его к телам и зонам развития габброидов. Верхняя возрастная граница может быть установлена на том основании, что на кварц-хлорит-эпидотовую ассоциацию накладываются гидротермальные изменения (кварц-хлорит-эпидотовая и гематит-кварцевая), связанные с прожилково-вкрапленным медным оруденением.

Метаморфизм, связанный со среднепалеозойским гипербазитовым комплексом, проявился развитием магнетит-серпентинитовой ассоциации, которая приводит к частичной или полной серпентинизации пород. Дуниты и пироксениты превращаются в серпентиниты.

О химизме метаморфических изменений. Для изучения химических превращений Г. П. Зарайским и др. (1966) были обработаны данные результатов химических анализов пропилитизированных пород по методу Т. Барта (на стандартную ячейку в 1600 ионов кислорода).

Из диаграммы, на которой отражены изменения химизма вулканогенных пород основного состава, видно, что наименее измененными являются диабазы поздней субвулканической фации нижнедевонского комплекса (рис. 26). Они мало отличаются от среднего мирового типа базальта (по Дели). В них намечается только несколько пониженное содержание щелочей (натрия и калия) и относительно повышенное ко-

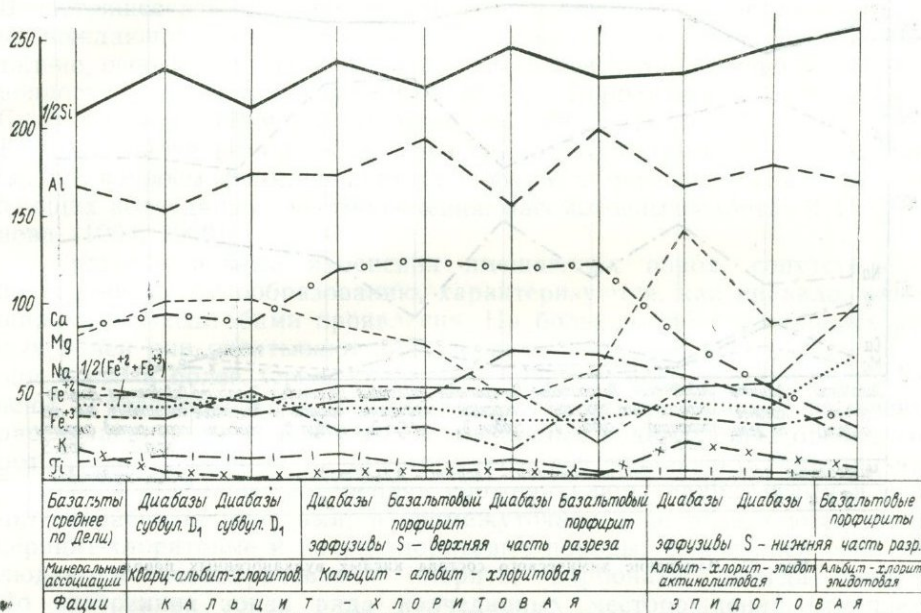


Рис. 26. Изменение химического состава основных вулканогенных пород

личество магния. Химический состав основных пород эффузивной фации испытывает значительно большие колебания. В диабазах, захваченных кальцит-альбит-хлоритовой ассоциацией, содержание натрия заметно возрастает (в полтора раза больше, чем в среднем типе базальта). Это объясняется, по-видимому, их интенсивной альбитизацией. Наблюдается также существенное увеличение количества кальция и уменьшение магния. В минеральном составе пород эта особенность выражается обильным развитием кальцита и уменьшением хлорита. В диабазах, подверженных эпидотовой фации изменения, интересно поведение натрия, кальция и магния. Содержание натрия и кальция в них постепенно уменьшается, происходит обогащение магнием и железом, которые фиксируются в хлорите, широко развитом в данных породах. Однако обогащение магнием происходило, по-видимому, за счет перераспределения его, а не за счет привноса, так как в первичных породах количество его примерно такое же.

В изменении содержания остальных элементов устанавливаются менее выдержанные закономерности. Все породы обеднены калием и незначительно обогащены алюминием; содержание титана постепенно убывает. От альбит-хлоритовой ассоциации к эпидотовой несколько возрастает количество кремния и постепенно убывает содержание титана.

Породы кислого состава эффузивной и субвулканической групп фаций силурийского и нижнедевонского возраста, как было отмечено выше, подвержены изменениям эпидотовой, хлорит-кальцитовой и цеолитовой фаций. Однако материалы по изменению химизма имеются только для пород эпидотовой фации.

На диаграмме, отражающей изменения химического состава вулканических пород кислого состава, видно, что содержание железа и титана в них остается примерно постоянным (рис. 27). Устанавливается несколько повышенное относительно среднего типа липарита содержание кремния. Действительно, эти породы всегда окварцованы. Заметно бо-

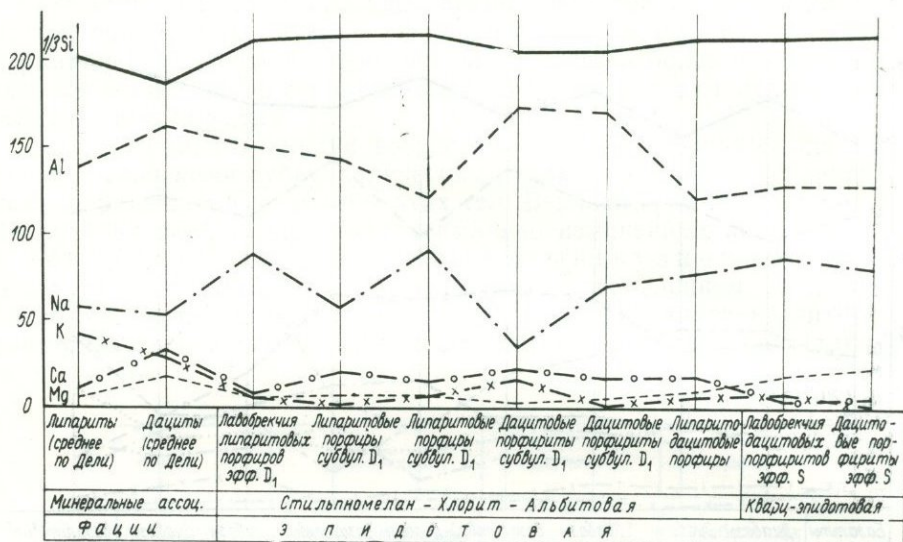


Рис. 27. Изменение химического состава кислых вулканогенных пород

лее высокое со значительными колебаниями количество натрия. В породах кислого состава нижнедевонского комплекса разности с относительно более высоким содержанием калия встречаются значительно чаще, чем в силурийском. Несмотря на повышенные количества в породах натрия и реже калия, сумма щелочных металлов в них ниже, чем в средних мировых типах. Отчетливое различие в химизме пород, подверженных кварц-эпидотовой и стильпномелан-хлорит-альбитовой ассоциации, проявляется в поведении кальция и магния. В эффузивных и субвулканических породах кислого состава нижнедевонского комплекса калий всегда преобладает над магнием, в силурийском комплексе, наоборот, магний существенно преобладает над кальцием, причем устанавливается значительный вынос кальция.

ИЗУЧЕНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД В ОБЛАСТЯХ ПАЛЕОВУЛКАНИЗМА

Гидротермальные процессы, сопровождающие формирование месторождений в палеовулканических областях, сложны и многообразны. На разных стадиях развития в связи с различными магматическими комплексами в таких областях широкое распространение могут иметь пропилитизация, кварц-серицитовый метасоматоз, фумарольно-сульфатарная аргиллизация, образование вторичных кварцитов, скарнов и др. Остановимся на процессах, которые сопровождают формирование медноколче-

данных, колчеданно-полиметаллических и полиметаллических месторождений, характерных преимущественно для собственно геосинклинальной стадии. На них обычно развиты кварц-серицитовые метасоматиты, вторичные кварциты и аргиллиты. Первые образуются преимущественно в связи с медноколчеданным оруденением, аргиллиты и вторичные кварциты наиболее характерны для полиметаллических месторождений.

Опыт изучения гидротермально-метасоматических изменений вмещающих пород медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Южного Урала, а также Рудного Алтая позволяет охарактеризовать следующие основные особенности их.

Кварц-серицитовые метасоматиты колчеданных месторождений. В настоящее время гидротермально-метасоматические образования, сопровождающие колчеданные месторождения, изучены достаточно детально, особенно на Южном Урале. Наиболее полные сведения по этому вопросу содержатся в работах М. Б. Бородаевской (1965, 1968), С. Н. Иванова (1969), А. И. Шмидта (1961), В. А. Прокина (1963), В. П. Логинова (1951), А. Д. Ракчеева (1956) и других исследователей. Общие вопросы формирования окolorудных метасоматитов, сопровождающих колчеданные месторождения, рассмотрены в работах В. И. Смирнова (1964, 1969).

Гидротермальные изменения вмещающих пород, сопутствующие колчеданному рудообразованию, характеризуются, как правило, весьма широкими масштабами проявления. На большинстве колчеданных рудных полей они охватывают значительные площади, нередко достигающие 1 км² и более. Ореолы гидротермально измененных пород приурочены к разрывным нарушениям, представленным зонами дробления, рассланцевания и т. д. На всех колчеданных рудных полях ореолы гидротермального изменения имеют отчетливую зональность. Обычно наблюдаются три зоны: внутренняя сложена кварц-серицитовыми и серицит-кварцевыми породами; в промежуточной зоне развиваются кварц-серицит-хлоритовые и кварц-хлоритовые породы; во внешней зоне наблюдаются новообразования хлорита, карбоната, иногда эпидота. Во внутренних зонах ряда колчеданных месторождений отмечается присутствие корунда, диаспора, андалузита, зуниита, топаза, флюорита и других минералов, которые весьма характерны для вторичных кварцитов. Подобные образования отмечены для месторождений Среднего Урала, Казахстана, Закавказья.

Состав измененных пород в значительной степени зависит от состава и структуры исходных пород. При гидротермальных изменениях в липаритовых и липарит-дацитовых порфирах и их туфах возникает метасоматическая колонка, представленная в обобщенном виде следующими зонами: 1) слабо измененные породы внешней зоны, сложенные кварцем, альбитом, серицитом, хлоритом и карбонатом; 2) измененные породы, сложенные кварцем, серицитом, хлоритом и карбонатом; 3) измененные породы, сложенные кварцем, серицитом и хлоритом; 4) интенсивно измененные породы внутренней зоны, сложенные кварцем и серицитом.

В породах кислого состава гидротермальные изменения этого типа получают наиболее широкое развитие и охватывают значительные площади. Во внутренних зонах наблюдаются сплошное окварцевание и серицитизация пород, реликты первичного состава и структуры почти не сохраняются. В промежуточной и внешней зонах в первую очередь происходит замещение альбита серицитом и хлоритом. Во всех зонах широко развиты процессы перекристаллизации. Отчетливые реликты первичных структур наблюдаются только во внешней зоне, в промежуточной наряду с ними часто отмечаются гранобластовые и лепидо-гранобластовые структуры. Неоднородность состава и структур исходных пород, различная степень их тектонической проработки обуславливают морфоло-

гическое разнообразие проявлений окварцевания и серицитизации, появление пятнистых текстур, обломковидных скоплений слюдястых минералов или гранобластовых выделений кварца, наличие гребенчатых структур, прожилков кварца и т. д. Во внешней зоне нередко наблюдается кварц с признаками метакolloидной структуры.

Проявления гидротермальных изменений в породах основного состава весьма специфичны. Центральные, наиболее близкие к рудным зонам части ореолов гидротермальных изменений, образующихся по породам основного состава, сложены кварц-серицитовыми породами. Мощность этих зон не превышает обычно нескольких десятков сантиметров. От кварц-серицитовых пород, развивающихся по липаритовым порфирам и их туфам, эти образования отличаются присутствием заметных количеств хлорита, а также иногда наблюдаемыми в шлифах реликтами первичных структур. По мере удаления от рудной зоны кварц-серицитовые породы сменяются зоной кварц-серицит-хлоритовых пород. Как и центральная зона, эти образования обычно имеют незначительную мощность, не превышающую первых метров, и отличаются преобладающей ролью хлорита. Далее следует зона интенсивно хлоритизированных и окварцованных пород. Серицит здесь практически отсутствует, вкрапленники и лейсты альбитизированного плагиоклаза, лишь частично замещающие кварцем и хлоритом. Мощность этой зоны измеряется первыми десятками метров, лишь изредка она простирается на несколько сотен метров. Затем в породах во все большем количестве появляется карбонат. Наконец, изменения постепенно затухают и становится устойчивым парагенезис минералов, свойственный измененным и слабо измененным породам. В целом последовательность метасоматических зон, возникающих при гидротермальных изменениях пород основного состава, может быть охарактеризована следующей обобщенной метасоматической колонкой: 1) зона слабо измененных пород, сложенных альбитом, хлоритом, карбонатом, эпидотом, магнетитом; 2) зона измененных пород, сложенных альбитом, хлоритом, карбонатом (+кварцем); 3) зона измененных пород, сложенных кварцем, хлоритом и альбитом; 4) зона интенсивно измененных пород, сложенных кварцем, хлоритом и серицитом; 5) зона интенсивно измененных пород, сложенных кварцем и серицитом. Во всех зонах присутствует пирит.

Весьма своеобразно развитие процессов окварцевания в породах основного состава. Во внутренних зонах кварц развивается по основной массе породы в виде неправильных лапчатых зерен с многочисленными включениями мельчайших частиц хлорита и рудного минерала. Захваченные кварцем, серицитизированные лейсты альбита или реликты их обуславливают подобие микропйкелитовых структур. С удалением от рудных зон этот процесс заметно ослабевает. Многие детали процесса окварцевания изучены М. Б. Бородаевской, Н. К. Курбановым и А. И. Кривцовым на медноколчеданных месторождениях Южного Урала. Этими исследователями установлено, что на значительных расстояниях от рудных тел основные эффузивные и пирокластические породы имеют признаки своеобразных изменений, которые приводят к возникновению сферических новообразований кварца и хлорита, имеющих определенное сходство с миндалинами. Выделено несколько типов таких образований, названных псевдоминдалинами (Бородаевская и др., 1965). Очень часто эти новообразованные минеральные агрегаты имеют метакolloидные, фестончато-полосчатые и глобулярные структуры.

Наиболее охотно гидротермально-метасоматические изменения развиваются по породам кислого состава, в особенности по обломочным или интенсивно раздробленным породам. Породы основного состава — андезит-базальтовые и базальтовые порфириты, а также нередко вулканогенно-осадочные породы — туффиты и туфопесчаники — часто играют роль структурно-литологических экранов. При этом отмечается эк-

ранирование не только рудных тел, но и ореолов гидротермально измененных пород. Нередко по этой причине ореолы имеют в плане и в разрезе асимметричную грибо- или медузообразную форму (рис. 28). Эффект экранирования обусловлен в первую очередь особенностями физико-механических свойств пород.

Исследованиями, проведенными на некоторых колчеданных рудных полях Южного Урала, показано, что наиболее благоприятными для метасоматического преобразования являются туфы липаритовых, дацит-липаритовых порфиров и тектонические брекчии липаритовых порфиров, для которых характерны высокая эффективная пористость, хрупкость и низкая прочность. Экранирующая роль эффузивов основного состава, а также тонкослоистых вулканогенно-осадочных пород обусловлена их низкой эффективной пористостью, высокой упругостью, очень низкой хрупкостью, а также в целом более высокой прочностью (Старостин, 1968).

Изучение химизма гидротермально-метасоматических преобразований, сопровождающих колчеданное рудоотложение, показывает, что изменения, происходящие в породах кислого и основного состава, заметно различаются между собой. Во внутренних зонах метасоматитов, развитых по кислым породам, отмечается вынос магния, кальция, натрия и железа, содержание калия увеличивается. При этом вынесенные из внутренних зон кальций и натрий фиксируются в промежуточной и во внешней зонах. Кремнекислота и алюминий не испытывают заметных перемещений.

Изменение пород основного состава сопровождается почти полным выносом из внутренних зон натрия, магния, кальция, заметным уменьшением содержания алюминия. Наблюдается значительный привнос калия и кремнекислоты. Обычно весь магний, вынесенный из внутренней зоны, фиксируется в промежуточной. Нередко наблюдается вынос из промежуточных зон кремнекислоты, который в таких случаях компенсируется значительным привносом CO_2 (рис. 29).

В общем описываемый тип гидротермальных изменений по особенностям минеральных и химических преобразований представляет собой характерный пример кислотного выщелачивания.

Как установлено, на большинстве колчеданных рудных полей на Южном Урале и в других регионах главный этап гидротермального изменения вмещающих пород предшествует рудоотложению (Бородавская и др., 1965). Об этом свидетельствуют многократно наблюдаемые факты наложения оруденения на измененные породы, когда фиксируются все последовательные стадии замещения метасоматитов рудой. Очень часто тектурные особенности руд, в частности полосчатость, являются следствием унаследованности неоднократно рассланцованных метасоматитов.

Наряду с дорудными изменениями пород на колчеданных месторождениях фиксируются преобразования, непосредственно сопутствующие рудоотложению. Обычно они выражаются в развитии поздних генераций кварца и серицита, не имеют сколько-нибудь значительного пространственного распространения и изучены очень слабо.

В большинстве случаев рудные тела бывают приурочены к метасоматитам внутренней зоны. Огромному большинству колчеданных месторождений присуще асимметричное строение ореолов измененных пород, выражающееся в резком увеличении мощностей всех метасоматических зон со стороны лежачего бока рудных тел. Этот факт обычно интерпретируется как доказательство эксгаляционно-осадочного происхождения колчеданных месторождений (Смирнов, 1968, 1962; Иванов, 1964). Не оспаривая принципиальной возможности этого процесса, отметим, что часто асимметричное строение ореолов бывает обусловлено экранирующим воздействием вышележащих пород. Это доказывается отчетливым

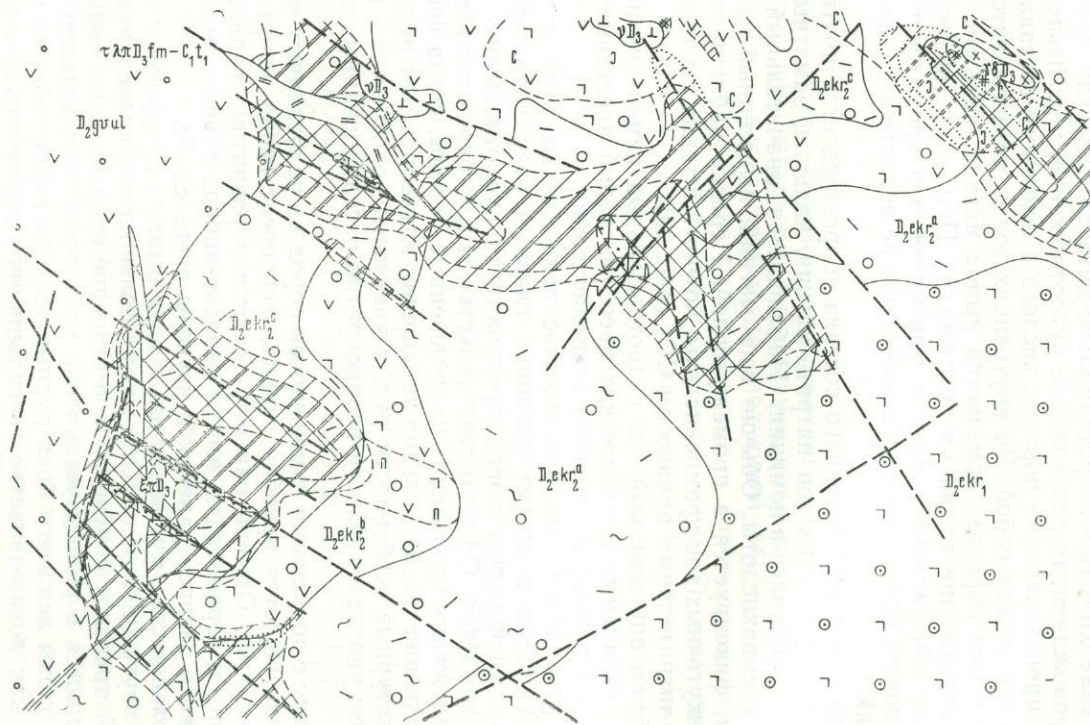


Рис. 28. Ореолы гидротермально измененных пород на участке Западно-Ащевутакского месторождения. Участок схематической карты метаморфизма

Условные обозначения см. на рис. 30.

наложением изменений на эти породы с образованием в них всех зон метасоматической колонки. Когда рудные тела залегают в более или менее однородной толще, они сопровождаются симметрично построенными ореолами.

Некоторые детали локализации рудных тел внутри ореола измененных пород определяются физико-механическими особенностями последних. Это видно из того факта, что в случае, когда внутренняя зона метасоматитов сложена массивными кварцитовидными породами, рудные тела располагаются за пределами этой зоны, обычно на границе ее с промежуточной зоной.

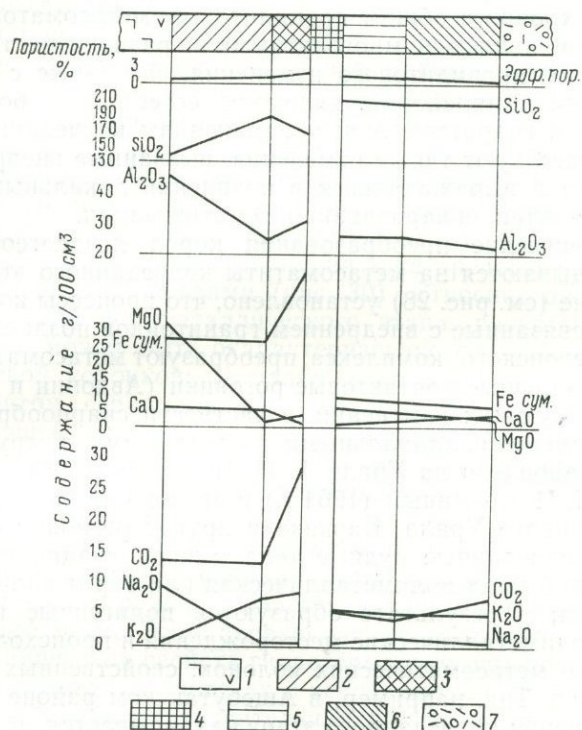


Рис. 29. Поведение основных породообразующих компонентов при гидротермальных изменениях, сопровождающих колчеданный этап оруденения

1 — андезит-базальтовые порфиры неизменные; 2 — зона кварц-карбонат-хлоритовых пород; 3 — зона кварц-серicits хлоритовых пород; 4 — рудное тело; 5 — кварц-серicitsовые породы; 6 — кварц-хлорит-серicitsовые породы; 7 — туфы липаритовых порфирей неизменные

Гидротермально-метасоматические изменения пород, сопутствующие колчеданному оруденению, относятся к числу наиболее ранних процессов, проявляющихся в течение геосинклинальной стадии развития. Это объясняется в первую очередь связью колчеданного рудообразования с вулканизмом ранней стадии формирования эвгеосинклиналей (Смирнов, 1968). Наблюдаемые взаимоотношения гидротермальных изменений колчеданного этапа с другими процессами метаморфизма, метасоматоза и оруденения подтверждают этот вывод. Анализ материалов по уральским колчеданным рудным полям свидетельствует о том, что предшествует оруденению только зеленокаменный метаморфизм, обусловленный процессами пропилитизации, связанными с рудовмещающими вулканогенными комплексами. Эти процессы привели к повсеместному изменению верхнесилурийских, ниже- и среднедевонских вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, происходившему в условиях эпидот-хлоритовой

и пренит-пумпеллиитовой ступеней. В некоторых более древних комплексах наблюдаются преобразования, свойственные эпидот-актинолитовой ступени. Более поздний возраст гидротермальных изменений колчеданного этапа доказывается наложением их на породы, метаморфизованные в этих условиях. Нередко отмечаются случаи пересечения зонами гидротермально измененных пород границ пород, измененных в условиях различных ступеней (см. рис. 28). Подобные взаимоотношения отмечены в Ащebutакском, Бурибаевском, Гайском и Куросанском районах (Бородавская и др., 1968). Все это не позволяет согласиться с С. Н. Ивановым, который считает изменения, сопутствующие колчеданному оруденению, внутренними частями метасоматических колонок, возникающих синхронно с общим пропилитовым метасоматозом. Процессы пропилитизации являются многоактными и разновозрастными, так что некоторые этапы пропилитового изменения, связанные с послерудными вулканогенными комплексами, являются, естественно, более молодыми по отношению к гидротермальным изменениям колчеданного этапа. Последним предшествуют также изменения, вызванные внедрением субвулканических тел и выражающиеся в появлении локальных зон эпидотизации, хлоритизации, окварцевания и гематитизации.

Метаморфические преобразования пород позднегеосинклинальной стадии накладываются на метасоматиты колчеданного этапа. В Ащebutакском районе (см. рис. 28) установлено, что процессы контактового метаморфизма, связанные с внедрением гранитоидов позднегеосинклинального верхнедевонского комплекса, преобразуют метасоматиты колчеданного этапа в типичные контактовые роговики (Авдонин и др., 1968). Наложение последующих изменений, в частности скарнообразования, связанных с позднегеосинклинальными и орогенными интрузивными комплексами, установлено на Урале А. И. Шмидтом (1961), Л. И. Яковлевым (1965), Н. И. Ереминым (1964 г.) и др. Во многих колчеданных рудных полях Южного Урала, Кавказа и других регионов отмечается наложение на колчеданные рудные тела минерализации поздних этапов. Чаще всего это бывает полиметаллическая или барит-полиметаллическая минерализация; в результате образуются полигенные и полихронные колчеданно-полиметаллические месторождения и происходит совмещение в пространстве метасоматических колонок, свойственных этим двум типам оруденения. Так, например, в Ащebutакском районе на кварц-серицитовые изменения колчеданного этапа накладывается метасоматическая колонка, свойственная процессу гидротермальной аргиллизации, сопровождающей позднюю (позднегеосинклинальную) полиметаллическую минерализацию.

По многим специфическим особенностям состава и строения метасоматических зон рассмотренные гидротермальные изменения очень близки к изменениям, наблюдаемым в областях современного вулканизма.

Гидротермально-метасоматические изменения колчеданно-полиметаллических и полиметаллических месторождений. Гидротермальные изменения, развитые на колчеданно-полиметаллических месторождениях, гораздо более разнообразны, чем те, которые сопровождают колчеданные месторождения. Большинство колчеданно-полиметаллических месторождений Урала, Кавказа, Алтая, Тувы и других регионов сформировано в результате проявления двух отделенных друг от друга во времени этапов рудообразования: раннего — колчеданного и позднего — полиметаллического (Шмидт, 1961; Еремин, 1965 г.; Яковлев и др., 1966; Хомасуридзе, 1968; Берман, 1965 и др.). В связи с этим гидротермально измененные породы колчеданно-полиметаллических месторождений представляют собой сложные образования, возникшие в результате пространственного совмещения двух, нередко существенно различающихся между собой, типов изменения. Кратко остановимся на основных особенностях изменений, сопутствующих собственно полиметаллическому этапу

оруденения и накладывающихся на ранние изменения колчеданного этапа. По масштабам и условиям локализации эти изменения практически не отличаются от вышеохарактеризованных преобразований колчеданного этапа. Они также образуют весьма обширные ореолы, морфология которых определяется приуроченностью к разрывным нарушениям, наличием структурно-литологических экранов и благоприятных для замещения пород.

Метасоматиты полиметаллического этапа характеризуются широким развитием гидрослюд и глинистых минералов и, как правило, имеют отчетливо выраженное зональное строение. На колчеданно-полиметаллических месторождениях Южного Урала внутренние зоны, развивающиеся по туфам липарит-дацитовых порфиров, представлены метасоматитами кварц-гидрослюдистого состава. В них широко развиты иллит, брамалит, гидросерицит, монтмориллонит. В всячем боку наблюдается резкое обогащение пород карбонатом (анкеритом). В центральной части внутренних зон часто встречаются участки, характеризующиеся высоким содержанием каолинита. Внутренние зоны окружены широким ореолом сильно измененных пород, в которых наряду с кварцем, анкеритом и серицитоподобными гидрослюдами значительную роль играет хлорит и появляется обычный серицит. Внешняя зона представлена относительно слабо измененными породами (рис. 30). Строение ореола гидротермальных изменений полиметаллического этапа, развитых по породам кислого состава, может быть охарактеризовано следующей обобщенной метасоматической колонкой: 1) слабо измененные породы, сложенные кварцем, альбитом, серицитом, хлоритом и карбонатом; 2) измененные породы, сложенные кварцем, серицитом, хлоритом и анкеритом; 3) интенсивно измененные породы, состоящие из кварца, гидрослюд, анкерита (+ каолинит); 4) интенсивно измененные породы, состоящие из кварца, гидрослюд и каолинита.

Пирит присутствует во всех метасоматических зонах, однако наиболее интенсивная сульфидная минерализация, вплоть до образования прожилково-вкрапленных руд, развивается главным образом во второй и отчасти в третьей зонах. Это в первую очередь обусловлено особенностями физико-механических свойств гидротермально измененных пород. Помимо этого, на некоторых участках в непосредственной близости от рудных залежей наблюдается значительная баритизация. Нередко внутри центральных зон в удалении от рудных тел встречаются участки широкого развития гипогенного гипса. Сульфаты, в частности гипс и ангидрит, имеют широкое распространение на колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях. При этом наиболее интенсивно процесс образования сульфатов проявляется на месторождениях позднегеосинклинальной стадии.

Гидротермально-метасоматические изменения пород основного состава приводят к формированию метасоматической колонки, которая в обобщенном виде выглядит следующим образом: 1) слабо измененные породы, в состав которых входят альбит, хлорит, карбонат, эпидот, магнетит; 2) измененные породы, состоящие из альбита, хлорита и анкерита; 3) сильно измененные породы, состоящие из кварца, хлорита и анкерита; 4) интенсивно измененные породы, состоящие из кварца, серицита (гидрослюд) и хлорита; 5) кварц-серицитовые породы (образуются редко).

Гидротермальные изменения, весьма близкие к описанным, характерны для свинцово-цинковых месторождений Грузии (Иваницкий, 1959).

И. П. Хомасуридзе на Маднеульском месторождении описаны два типа метасоматических колонок аргиллизации, сопровождающей барит-полиметаллическое оруденение. Первый тип представлен четырьмя зонами, в которых устойчивы следующие парагенезисы: 1) кварц; 2) кварц + каолинит; 3) кварц + каолинит + глауконит; 4) кварц + серицит + глауконит + хлорит. Во втором типе наблюдается следующая смена

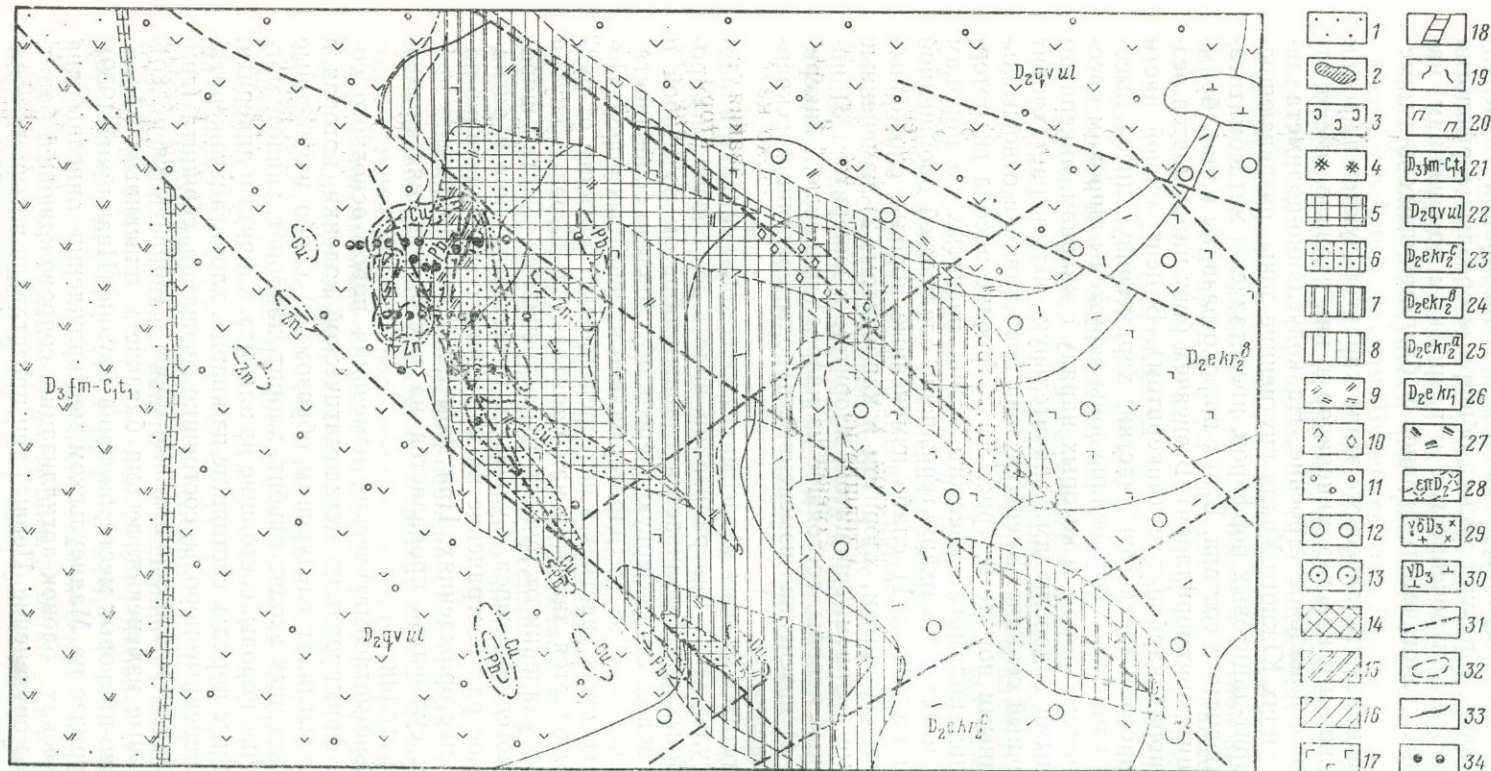


Рис. 30. Ореолы гидротермально измененных пород на Иссыргужинском полиметаллическом месторождении. Участок схематической карты метаморфизма

Метаморфизм и метасоматоз позднегосинклинальной стадии. Региональный метаморфизм: 1 — зона эпигенеза (краснокаменное изменение) верхнедевонско-нижнекаменноугольного возраста. Контактный метаморфизм: 2 — скарны и скарниоды эпидот-гранатового состава; 3 — альбит-эпидотовая зона; 4 — биотит-полевошпатовые и биотит-кордиеритовые роговики. Метасоматоз, изменения пород, сопутствующие полиметаллическому этапу оруденения; 5 — метасоматиты кварц-гидрослюдистого состава (внутренняя зона); 6 — метасоматиты кварц-анкерит-гидрослюдистого состава; 7 — зона кварц-хлорит-гидрослюдистых изменений (промежуточная зона); 8 — зона слабо измененных пород; 9 — баритизация; 10 — огнипование (участки развития гипогенного гипса). Метаморфизм и метасоматоз раннегосинклинальной стадии. Среднедевонская пропилитизация: 11 — пренит-пумпеллитовая зона; 12 — альбит-хлоритовая зона; 13 — хлорит-эпидотовая зона. Метасоматоз, изменения пород, сопутствующие медноколчеданному этапу оруденения; 14 — метасоматиты кварц-серицитового состава; 15 — зона кварц-серицит-хлоритовых изменений; 16 — зона слабо

измененных пород; 17 — гематитизация пород, связанная с процессами древнего выветривания; 19 — гематитизация пород, выветривание образующих их в субэриальных условиях; 20 — зоны интенсивной пренигитизации; 21 — фанеско-нижнетурнейские песчаники, агломератные туфы; карамельная свита — ритмично-слоистые туфы, туфриты, туфово-тоща андезит-базальтовых порфиритов и их туфов; 22 — жиевский ярус, улугтауская свита, верхняя толща липаритовых порфиритов и их туфов; 23 — верхняя толща липаритовых порфиритов и их туфов; 24 — средняя толща андезит-базальтовых порфиритов и их туфов; 25 — нижнекарамельная свита, нижнекарамельская свита, фанеско-нижнетурнейская свита; 26 — нижнекарамельская свита, фанеско-нижнетурнейские трахипоритовые порфиры; 27 — разломы; 28 — рудные тела; 29 — гранодиорит-порфиры; 30 — контуры зон измененных пород; 31 — рудные тела; 32 — скважины, вскрывшие рудные тела; 33 — рудные тела; 34 — рудные тела.

парагенезисов: 1) кварц; 2) кварц+серицит; 3) кварц+каолинит; 4) кварц+каолинит+глауконит; 5) кварц+каолинит+глауконит+хлорит. В метасоматитах этого месторождения присутствуют ангидрит, алуниит, цеолит, пирофиллит.

Химизм процессов аргиллизации, сопровождающих полиметаллический этап оруденения, характеризуется некоторыми особенностями. При изменении пород кислого состава происходит интенсивный вынос кальция и натрия из всех зон. Магний интенсивно выносится из внутренней зоны и осаждается в промежуточной. Кремнекислота привносится во внутреннюю зону, тогда как во внешней содержание ее

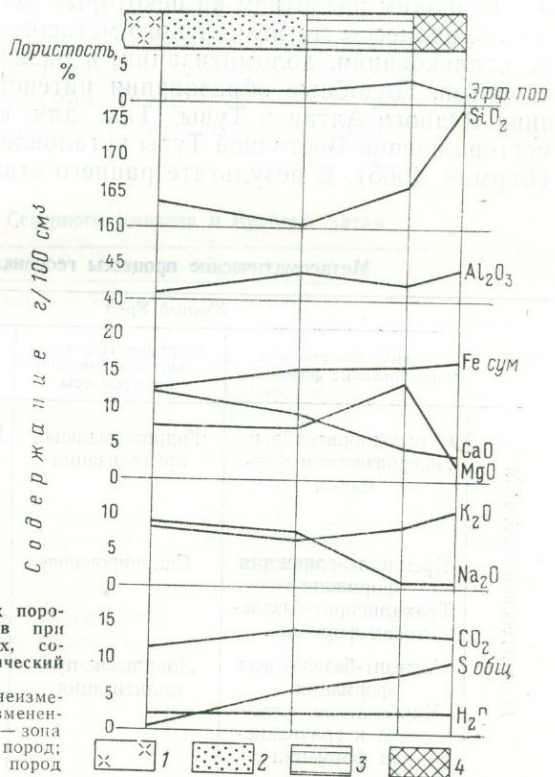


Рис. 31. Поведение основных компонентов породообразующих компонентов при гидротермальных изменениях, сопровождающих полиметаллический этап оруденения
 1 — гранодиорит-порфиры неизменные; 2 — зона слабо измененных осветленных пород; 3 — зона кварц-серицит-хлоритовых пород; 4 — зона кварц-серицитовых пород

падает. Наблюдается устойчивый привнос калия и углекислоты (рис. 31). При изменениях пород основного состава наблюдаются вынос всех оснований, в особенности из внутренних зон, и привнос калия, углекислоты и кремнекислоты.

Физико-химические условия аргиллизации изучены достаточно детально. Р. Л. Фолком (1950 г.), Б. И. Омеляненко (1966 г.) и др. подробно рассмотрены условия существования типоморфных минералов и минеральных ассоциаций, отвечающих отдельным зонам. Ю. В. Казициным (1967) синтезирована полная метасоматическая колонка аргиллизаци и алунификации гранитов и диоритов, соответствующая в общих чертах природным данным. Анализ минеральных парагенезисов, развитых в измененных породах колчеданно-полиметаллических месторождений, свидетельствует о том, что гидротермальные растворы характеризовались здесь по сравнению с колчеданным этапом более низкой температурой, меньшей активностью калия и значительно большей активностью углекислоты.

Полиметаллические месторождения в отличие от колчеданных характеризуются более разнообразными процессами гидротермального изменения пород. Различные типы гидротермальной аргиллизации далеко не исчерпывают этого разнообразия. Многие месторождения, в первую очередь колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая, сопровождаются изменениями вмещающих пород, наиболее близкими к понятию вторичных кварцитов. В обширных ореолах измененных пород на этих месторождениях развиваются минеральные ассоциации с характерными для вторичных кварцитов высокоглиноземистыми минералами: кварц — андалузит — пирит; кварц — диаспор — гематит — пирофиллит; кварц — алунит — рутил — зуннит — мусковит; кварц — каолинит — гематит и др. (Иванкин и др., 1963 г.; Белькова, 1954).

Широким развитием на некоторых месторождениях этого типа пользуются процессы магнезиального метасоматоза. Они проявляются в форме оталькования, доломитизации, в развитии магнезиально-железистых хлоритов. Подобные образования интенсивно развиты на месторождениях Рудного Алтая и Тувы. Так, для колчеданно-полиметаллических месторождений Восточной Тувы установлено два этапа рудообразования (Берман, 1965). В результате раннего этапа были сформированы серно-

Метасоматические процессы геосинклинального этапа на примере палеозой

Стадия	Южный Урал			Север
	Главные осадочные и магматические формации	Ведущие гидротермально-метасоматические процессы	Месторождения	Главные осадочные и магматические формации
Позднегеосинклинальная	Гранодиоритовая и гипербазитовая формация	Гидротермальная аргиллизация	Колчеданно-полиметаллические	Габбро-плагиогранитная, гипербазитовая формации
	Кремнисто-глинистая формация Трахилипарит-базальтовая формация	Скарнирование	Железорудные скарновые	
	Андезит-базальтовая формация Карбонатная, угленосная и граувакковая формации	Локальная пропилитизация		
	Габбро-плагиогранитная формация			
Раннегеосинклинальная	Липарит-андезит-базальтовая, липарит-базальтовая формации	Кварц-серцитовый метасоматоз	Медно-цинково-колчеданные месторождения	Габбро-плагиогранитная формация
	Андезит-базальтовая и базальтовая формации	Пропилитизация (эпидот-актинолитовая и пресит-лунгеллитовая зоны)		Обломочно-карбонатная формация
	Гипербазитовая формация			Липарит-базальтовая и андезит-базальтовая формации
	Липарит-базальтовая и базальтовая формации Песчано-сланцевая формация	Кварц-серцитовый метасоматоз	Медноколчеданные	Аспидная формация Карбонатно-терригенная формация Песчано-сланцевая формация

колчеданные залежи, сопровождающиеся кварц-серицитовым метасоматозом, проявившимся в формах, типичных для колчеданных месторождений. Поздний, полиметаллический этап сопровождался широким развитием магнезиальных хлоритов в парагенезисе с кварцем и каолинитом. На эту ассоциацию накладываются талькиты, характеризующиеся присутствием гидрослюд. На протяжении всего процесса, особенно в конце его, фиксируется доломитизация.

Магнезиальный метасоматоз, приводящий к образованию талькитов и тальксодержащих пород, а также к широкому развитию доломитизации, с образованием доломитолитов, по-видимому, весьма характерен для полиметаллических месторождений и, в частности, для тех, которые формировались в более поздние этапы. Это видно на примере рудноалтайских полиметаллических месторождений (Щерба, 1957).

Такое разнообразие процессов, сопровождающих полиметаллическое оруденение, объясняется тем, что они в каждом конкретном регионе связаны с различными магматическими комплексами, проявляющимися в разное время, в различных условиях и имеющими свою индивидуальную специализацию. Месторождения, связанные с более ранними комплексами, сформировавшимися в начале позднегеосинклинальной стадии,

Таблица 9

ских геосинклиналей Южного Урала, Северного Кавказа и Рудного Алтая

Южный Кавказ		Рудный Алтай		
Ведущие гидротермально-метасоматические процессы	Месторождения	Главные осадочные и магматические формации	Ведущие гидротермально-метасоматические процессы	Месторождения
Окварцевание Лиственнитизация Оталькование Скарнирование	—	Габбро-плаггиогранитная формация Андезит-базальтовая формация Обломочно-карбонатная и флишоидная формации	Скарнирование Магнезиальный метасоматоз Вторичные кварциты Вторичные кварциты фумарольно-сульфатного выщелачивания	Колчеданно-полиметаллические Медно-порфировые
Пропилитизация Кварц-серицитовый метасоматоз	Медноколчеданные	Базальт-липаритовая формация	Кварц-серицитовый метасоматоз	

сопровождаются преимущественно процессами аргиллизации, как это имеет место, например, на Южном Урале. С более поздними комплексами, завершающими позднегеосинклинальную стадию, чаще бывают связаны метасоматиты типа вторичных кварцитов. Это объясняется не только временем формирования комплексов, но и другими обстоятельствами, в частности глубиной и температурными условиями процессов, тектонической обстановкой, степенью консолидации и проницаемости того участка земной коры, где имеют место эти процессы. Наблюдается вполне определенная закономерность смены метасоматических процессов в истории развития геосинклинали (табл. 9).

Ведущую роль в палеовулканических областях играют вулканогенные месторождения, образующиеся в результате процессов, связанных с вулканизмом. Они могут формироваться на поверхности, в подводных условиях, на субвулканических глубинах и в более глубинных условиях. Эти месторождения образуются в различных структурах земной коры, на разных стадиях развития геосинклинали, в связи с формированием различных — вулканогенных, субвулканических, вулканоплутонических — комплексов, с которыми могут иметь генетическую, парагенетическую или косвенную связь (Котляр, 1968; М. А. Фаворская, 1965 г.; Г. Н. Щерба, 1953 г., 1966). Несмотря на это разнообразие, вулканогенные месторождения и процессы, их породившие, объединяются целым рядом общих черт, отличающих их от месторождений, связанных с интрузивным магматизмом. Это отличие заключается в том, что они формируются в условиях периодического сообщения рудоносных очагов с поверхностью, своеобразными физико-химическими условиями образования, обусловленными иными градиентами падения температуры и давления, возникновением обильных газовых растворов, широким участием в гидротермальном процессе метеорных вод и т. д. (Котляр, 1968). Все это требует специфического подхода при изучении гидротермально-метасоматических процессов, сопровождающих оруденение в палеовулканических областях.

До последнего времени этим вопросам не уделялось должного внимания. Достаточно сказать, что сейчас не существует классификации метасоматических процессов, связанных с вулканическими комплексами. Наиболее систематические сведения по этим вопросам приведены в работе В. Н. Котляра (1968), однако они рассмотрены не в полном объеме, а лишь в связи с орогенным вулканизмом и вулканизмом активизированных областей.

Важное значение для изучения процессов метасоматоза в палеовулканических областях имеют результаты изучения продуктов гидротермальной деятельности в областях современного вулканизма. Этими работами установлено, что характер зональности и минералообразования определяется глубиной процесса, температурой гидротерм и концентрацией углекислоты и сероводорода. Вблизи магматических очагов восходящий поток эндогенных эманаций обуславливает возникновение концентрированных растворов, в результате деятельности которых образуется формация вторичных кварцитов. По периферии магматических очагов, в областях разгрузки разбавленных метаморфизованно-гидротермальных растворов, развивается формация пропилитов. При этом изменение кислотности — щелочности растворов обуславливает смену глубинной зоны пропилитизации поверхностными зонами цеолитизации и фельдшпатизации, а также поверхностной зоной аргиллизации (Набоко, 1963). Таким образом, в областях современного вулканизма развиваются приповерхностная аргиллизация, субвулканическая зона вторичных кварцитов и внешняя зона пропилитизации (Котляр, 1968).

Подобного рода зональность характерна и для районов молодого и древнего вулканизма. Закономерная смена алунитовых опалитов, серных и каолинитовых кварцитов с глубиной пропилитами серицитового,

хлорит-серицитового и, наконец, эпидот-актинолитового состава описаны Г. М. Власовым и М. М. Василевским в третичных вулканогенных породах Срединного Камчатского хребта (Власов, Василевский, 1964). Многочисленные примеры подобной зональности, проявленной в различных регионах, приводятся В. Н. Котляром (1968). Таким образом, гидротермально измененные породы, связанные с вулканизмом, характеризуются рядом общих черт, независимо от состава пород, характера вулканизма и времени его проявления. В числе этих общих признаков могут быть названы следующие: 1) широкое площадное развитие целого ряда процессов, таких, например, как пропилитизация; 2) приуроченность их к вулканогенным комплексам, а внутри последних к центрам активного вулканизма; 3) широкое участие в гидротермальных процессах метеорных вод; 4) некоторые общие черты метасоматической зональности; 5) специфические особенности состава и кислотно-щелочных свойств растворов, находящихся выражение в широком развитии процессов кислотного выщелачивания, калиевого метасоматоза, а также в минеральных особенностях метасоматитов; 6) тесная связь гидротермально-метасоматических околорудных изменений с процессами регионального метаморфизма.

В различных структурах земной коры вулканизм характеризуется специфическими чертами, которые накладывают определенный отпечаток и на процессы гидротермального преобразования пород. М. М. Василевский высказывает мнение, что на характер постмагматических процессов оказывает влияние механическая эволюция земной коры, выражающаяся в последовательном изменении жесткости блока земной коры, в котором протекают постмагматические процессы (Василевский, 1966). Эти особенности гидротермально-метасоматических процессов еще не изучены. Значительно лучше обстоит дело с изучением особенностей гидротермально-метасоматических изменений в связи с принадлежностью их к различным стадиям развития геосинклинали. Известно, что геосинклинальный вулканизм, с одной стороны, и орогенный, с другой, характеризуются каждый вполне определенным набором связанных с ним месторождений и сопутствующих им метасоматических преобразований пород. Некоторые черты различия этих процессов обсуждаются в работах М. М. Василевского, В. Н. Котляра, М. А. Фаворской и др.

Существенным образом характер послемагматических метасоматических процессов определяется особенностями состава, строения и условиями формирования тех конкретных комплексов, с которыми они связаны. Этими особенностями определяются глубина развития процессов, время их проявления, состав и кислотно-щелочные свойства растворов, степень участия в них метеорных вод и металлоносность.

По-видимому, определенный отпечаток на характер гидротермально-метасоматических процессов накладывают их возрастные особенности. В частности, закономерная смена во времени парагенетических ассоциаций пропилитизированных пород убедительно показана М. М. Василевским. По его мнению, возрастные особенности являются первичными признаками послемагматического процесса, свойственного каждому данному отрезку времени в геологической истории Земли (Василевский, 1966).

Нами были рассмотрены процессы, наиболее типичные для собственно геосинклинального этапа развития палеозойских геосинклиналей.

Анализ данных по Магнитогорскому мегасинклинорию Южного Урала, а также по некоторым другим рудным провинциям, таким, как Северный Кавказ и Рудный Алтай, показывает, что гидротермально-метасоматические процессы геосинклинального этапа имеют в этих районах много общих черт. Главнейшими из них являются следующие.

1. Существенно преобладающими являются процессы выщелачивания, особенно для раннегеосинклинальной стадии. Общность этих процессов проявляется также в развитии калиевого метасоматоза.

2. Значительно большим разнообразием отличается позднегеосинклинальная стадия. Для нее характерны гидротермальная аргиллизация, образование вторичных кварцитов, магнезиальный метасоматоз, а в отдельных зонах контактовые процессы и скарнообразование. Это обусловлено возрастающей ролью в позднегеосинклинальную стадию интрузивных гипабиссальных комплексов, большая часть которых комагматична раннегеосинклинальным эффузивам.

3. Отчетливо наблюдается тенденция к сокращению объема пропилитизации от ранних к поздним стадиям геосинклинального развития. Пропилитизация, кварц-серицитовый метасоматоз, образование вторичных кварцитов аргиллитов являются процессами, близкими по химизму. Возникает предположение, что источниками растворов во всех случаях являются глубинные очаги базальтоидной магмы. Но генерируемые ими растворы оказывают различное действие в зависимости от конкретных условий. Основными факторами, влияющими на характер метасоматоза (и рудообразования), являются следующие: 1) степень проницаемости среды (на более поздних этапах она становится меньше, и результатом этого является преобладание локальных процессов); 2) время формирования растворов — раннегеосинклинальная или позднегеосинклинальная стадии; важное значение имеет, на какой стадии дифференциации очага происходит отделение растворов; 3) глубинные условия (и температура) процесса.

Таким образом, основные особенности метасоматического процесса в значительной степени обусловлены особенностями формирования того комплекса, с которым он парагенетически связан. Поэтому при изучении метасоматических процессов в палеовулканических областях необходимо учитывать формационную принадлежность магматических комплексов.

При составлении прогнозно-металлогенических карт для областей палеовулканизма изучение гидротермально-метасоматических изменений должно преследовать следующие цели.

1. Изучение типа изменения и его потенциальной рудоносности. Тип метасоматического процесса во многих случаях может быть с известной долей уверенности установлен при полевых работах (Жариков, Омеляненко, 1965). Однако окончательный ответ на этот вопрос можно получить лишь после детального изучения метасоматитов в камеральных условиях. Это изучение должно проводиться с применением целого ряда специальных методик. Изучение шлифов под микроскопом позволяет установить основные парагенетические ассоциации. Однако микроскопическое определение бывает явно недостаточным, особенно при изучении низкотемпературных метасоматитов, в которых широко развиты карбонаты, гидрослюды, минералы каолиновой группы, которые весьма трудны для диагностики. Здесь совершенно необходимо точное определение минералов, которое невозможно без применения иммерсионного метода, метода протравливания карбонатов в шлифах, термовесового анализа, электронно-микроскопического и рентгеноструктурного анализов, дающих наиболее точное определение глинистых и слюдяных минералов. Важную роль в минералогических исследованиях метасоматитов играет химический анализ мономинеральных фракций.

Изучение метасоматических образований не может быть полным без исследования химизма процесса. До сих пор в практике изучения гидротермальных изменений имеет место неправильное отношение к этому вопросу. Очень часто исследователи ограничиваются тем, что производят несколько химических анализов метасоматитов, полагая, что этого достаточно для характеристики процесса. Только тщательный отбор специальных проб последовательно по всем зонам от неизмененных к максимально переработанным породам с обязательным микроскопическим изучением пород и определением объемного веса, пористости и других

свойств пород может способствовать правильному пониманию химизма процесса. В противном случае неизбежны серьезные ошибки.

Важную роль для определения типа изменения могут сыграть специальные исследования, направленные на выяснение температурных условий и глубины образования метасоматитов. Здесь наряду с другими геологическими методами целесообразно применять метод декрепитации и гомогенизации газовой-жидкой включений в минералах, позволяющий выяснить температуру образования как отдельных минералов, так и горных пород (Ермаков и др., 1955).

2. Выяснение условий локализации гидротермально измененных пород. Эта задача решается при геологическом картировании в поле. Основной целью при этом является выяснение связи гидротермальных изменений с разрывными нарушениями. В ряде случаев ввиду характерного для поствулканических процессов широкого площадного развития метасоматитов выяснение контролирующей роли того или иного разлома бывает довольно затруднительным. Основным критерием в таких случаях могут служить морфологические особенности как самого ореола в целом, так и его внутренних зон.

Изучение зональности строения ореолов помогает в установлении экранирующего влияния отдельных пластов, пачек, толщ, даек или иных элементов. Существенные трудности возникают при изучении зональности метасоматитов в неоднородных, сложных по геологическому строению толщах, когда одни и те же зоны развиваются в разных породах и в силу этого имеют различный минеральный состав и внешний облик. В этих случаях чрезвычайно важно знать особенности проявления гидротермальных изменений в зависимости от состава пород.

3. Определение относительного возраста метасоматических процессов. Этот вопрос, имеющий непосредственное отношение к выяснению генезиса оруденения, подлежит самому тщательному изучению. В полевых условиях необходимо производить тщательное наблюдение над взаимоотношением гидротермальных изменений с интрузивными жильными и субвулканическими породами, изучать взаимоотношения различных типов гидротермальных и метаморфических изменений. Особое значение имеет установление обломков метасоматитов и измененных пород в толщах, залегающих выше тех, в которых локализованы изучаемые измененные породы. Однако при этом нужно особо тщательно изучать обломки и цементирующую массу, так как в вулканогенных толщах отмечаются случаи избирательного замещения обломков (М. Б. Бородаевская, 1963 г.; 1965; С. Н. Иванов, 1960 г.).

4. Обнаружение ореолов, не выходящих на поверхность, является одной из наиболее трудных задач. Основную помощь в обнаружении скрытых ореолов оказывает тщательное изучение зональности, дающее возможность по косвенным признакам (наличие прожилков, изменение минерального выполнения минералов и др.), диагностировать внешние зоны изменений. Кроме того, необходимо изучение первичных ореолов и элементов-индикаторов. Комплексное изучение гидротермально-метасоматических процессов и всестороннее выяснение условий их формирования, последовательности во времени, закономерности размещения и потенциальной рудоносности входят в число основных задач при составлении прогнозно-металлогенических карт.

ТЕКТОНО-ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ПОЛЕЙ ЮЖНОГО УРАЛА И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

В колчеданных провинциях (Урал, Кавказ, Алтай и др.) большое развитие имеют тектоно-вулканические структуры, к которым приурочены рудные поля и месторождения. Эти структуры, сформировавшиеся в

основном синхронно с накоплением осадочно-вулканогенных толщ (поэтому иногда называются синвулканическими) и затем подвергшиеся тектоническим деформациям, относятся к сложной группе глыбово-сложенных структур (Яковлев, 1959). Широкое распространение в вулканических областях глыбовых складок, являющихся складками поперечного изгиба, обусловлено контрастными вертикальными тектоническими движениями, развитыми в этих областях.

Тектоно-вулканические структуры представлены сундучными антиклиналями и ящикообразными синклиналями, имеющими пологосложенчатые своды или днища и крутые крылья, осложненные краевыми разломами. Осевые части антиклиналей нарушены зонами повышенного расланцевания и трещиноватости. Развиты дополнительные складки и особенно флексуры, с которыми связаны межформационные зоны дробления и полости отслаивания. К разрывным нарушениям приурочены различные по составу и возрасту тела жильных и особенно субвулканических пород, а также жерла вулканов. Последние наиболее характерны для синвулканических брахиантиклиналей, к которым бывают приурочены вулканические сооружения, и поэтому такие сложные структуры называют «вулкано-куполами» (Щерба, 1957) или «вулканическими брахиантиклиналями» (Иванов и др., 1963). Важную роль их в локализации эндогенного оруденения, связанного с вулканической деятельностью, показана в работах В. Н. Котляра (1965), Г. Н. Щербы (1966), П. Д. Яковлева и др. (1965). К тектоно-вулканическим структурам приурочены колчеданосные поля и месторождения различного возраста и генезиса, среди которых В. И. Смирнов (1960, 1969) выделяет несколько групп.

На примере Южного Урала рассматриваем основные типы тектоно-вулканических структур рудных полей колчеданных месторождений, образовавшихся в геосинклинальную мегастадию. Структуры медноколчеданных месторождений Южного Урала подробно описаны М. Б. Бородаевской (1962) и поэтому мы на них почти не останавливаемся.

Типы тектоно-вулканических структур колчеданных полей Южного Урала. Медноколчеданные поля Южного Урала приурочены к следующим основным типам рудоносных тектоно-вулканических структур, сформировавшихся в раннегеосинклинальную стадию: брахисинклинальному (блявинскому), брахиантиклинальному (гайскому) и пологосложенчатому. Полигенные колчеданно-полиметаллические рудные поля приурочены к четвертому типу — антиклинальному (джусинскому), заложенному в раннюю стадию, но значительно деформированному в позднегеосинклинальную стадию. Среди медноколчеданных месторождений описываемой провинции выделяют три возрастные группы: нижнедевонскую, поздне-среднедевонскую и ранневерхнедевонскую. Первые две тесно связаны с контрастной липарит-базальтовой формацией начальной подстадии (ордовик — нижний девон). Они известны на западном склоне Урала в Медногорском колчеданном поясе, где породы этой формации выполняют вулканическую геосинклиналь (трог). Синвулканические структуры рудных полей Медногорского пояса относятся к брахисинклинальному типу, примером которого является Блявинское рудное поле. Оно сложено преимущественно породами силурийского базальтового комплекса и в меньшей степени образованиями нижнедевонского липаритового комплекса, представленного главным образом субвулканическими телами. Синвулканическая структура представляет собой ящикообразную синклиналь с пологим днищем и более крутыми, осложненными флексурами, крыльями, в формировании которых большую роль играли краевые разломы тоже синвулканического происхождения. Наиболее важное медноколчеданное оруденение, вероятно, парагенетически связано с поздней группой субвулканических пород кислого состава и взрывными брекчиями нижнедевонского возраста. Эти магматические образования и меднокол-

чеданное оруденение локализованы в одних и тех же тектонических структурах, будучи пространственно и во времени совмещены; в более молодых отложениях и структурах они не встречаются. Пространственное размещение месторождений и рудопроявлений в структуре брахисинклинали определяется: 1) пересечениями крупных разломов, ограничивающих структурно-фациальные и структурные блоки (Блявинское, Комсомольское, Яманкасинское и др.), и 2) тектонически осложненными крыльями сундучных антиклиналей (Комсомольское). Рудные тела сформировались в полостях отслаивания, связанных с флексурами, в зонах тектонических и эксплозивных брекчий, развитых в контактах субвулканических тел кислого состава, в пологих нарушениях, обычно сопряженных с крутыми разломами (Яковлев, Старостин, 1968).

Позднесреднедевонские медноколчеданные месторождения, развитые главным образом в Западно-Магнитогорском колчеданном поясе на восточном склоне Урала, связаны с контрастной липарит-базальтовой и последовательно дифференцированной липарит-дацит-андезит-базальтовой формацией, но образовавшейся уже в собственно раннюю геосинклинальную подстадию (нижний — средний девон). В эту подстадию вследствие значительной тектонической дифференциации в обстановке преобладающего развития геантиклинальных зон, что не характерно для начальной подстадии, в отдельных зонах распространена андезитовая формация (андезит-базальтовые, андезит-дацитовые и другие комплексы), с которыми, однако, медноколчеданные месторождения, вероятно, не связаны. Тектоно-вулканические структуры рудных полей Западно-Магнитогорского колчеданного пояса относятся к вулкано-брахиантиклинальному типу, примерами которого являются Гайское, Сибайское и другие рудные поля (рис. 32). Такого типа структуры известны и в Восточно-Магнитогорском поясе, например Учалинское рудное поле. Среди таких структур выделяются существенно лавовые с коэффициентом эксплозивности 20—60%, существенно пирокластические с коэффициентом эксплозивности 80—85% и промежуточные лавопирокластические с коэффициентом эксплозивности 30—50% (Бородаевская, Курбанов, 1969). Причем существенно лавовые фации слагают структуры вулкано-купольного типа (в Гайском районе, например, Родниковская), а сооружения, сложенные пирокластическими фациями, превращены в вулканические брахиантиклинали (например, Гайская). Синвулканические брахиантиклинали образованы рудовмещающим среднедевонским липарит-дацит-андезит-базальтовым комплексом, представленным породами эффузивной, пирокластической и иногда жерловой фаций, которые обнажаются в ядрах складок. Крылья их сложены несогласно полого залегающими туффовыми отложениями живетского андезитового комплекса (улутауский), играющими роль структурно-литологического экрана. На контакте этих двух комплексов развиваются межформационные зоны дробления и отслаивания, к которым приурочены пологие рудные залежи, согласные с напластованием пород. В нижнем комплексе, вулканические породы которого интенсивно тектонически и гидротермально переработаны, развиты жиллообразные рудные тела, приуроченные к синвулканическим краевым разломам и зонам субвулканических тел поздних габбро-диабазов и липаритовых порфиров среднедевонского комплекса, с которым парагенетически и пространственно связано медноколчеданное оруденение. Сундучные залежи, обычно значительных размеров, формируются в участках перехода сводов к склонам деформированных вулканических построек — вулканических брахиантиклиналей.

В Восточно-Магнитогорском колчеданном поясе, помимо описанных, развиты рудоносные синвулканические структуры пологоскладчатого типа. Они сложены породами тех же комплексов — липарит-базальтового среднего девона и андезитового туффового живетского возраста. Последний играет роль структурно-литологического экрана. Полого-

складчатые рудные поля представляют собой участки свода крупных синвулканических брахиантиклиналей. Пологоскладчатые структуры имеют неоднородное строение, так как они расчленены крутыми, часто вертикальными, синвулканическими разломами на блоки, которые тектонически и гидротермально переработаны неодинаково. В некоторых из них развиваются крутые зоны трещиноватости и почти горизонтальные

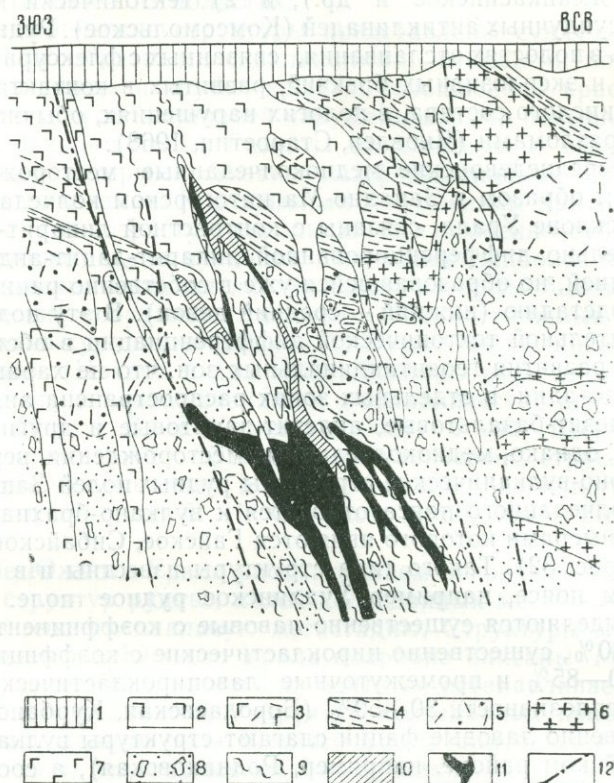


Рис. 32. Схематический геологический разрез через северную часть Гайского месторождения (по М. Б. Бородаевской)

- 1 — рыхлые мезо-кайнозойские отложения; 2 — плагиоклазовые порфириды; 3 — литокластические туфы диабазов, туфы смешанного состава; 4 — тонкослойные породы, состоящие из чередующихся прослоев литокластических туфов диабазов, туфов смешанного состава, туфопесчаников и кремнистых пород; 5 — кристалло-литокластические туфы липаритовых и липарит-дацитов порфиров; 6 — липаритовые и липарит-дацитовые порфиры (субвулканические); 7 — дайки миндалекаменных диабазов; 8 — метасоматические брекчии с обломками различного состава (кварцевые, гематитовые, цонзит-эпидотовые, кварц-хлоритовые, хлоритовые); 9 — вторичные кварциты и кварц-серцитовые породы; 10 — сплошные медноколчеданные руды; 11 — прожилково-вкрапленные руды; 12 — разломы

межформационные зоны срыва дробления и трещиноватости, особенно на контакте вышеуказанных комплексов.

В пологоскладчатых структурах формируются соответственно пологие пластообразные и линзовидные залежи с тупыми окончаниями, они часто залегают поэтажно. По размерам эти залежи невелики, но при значительном количестве их на рудных полях последние обладают крупными запасами руд (Бородаевская, Курбанов, 1969).

Медноколчеданное оруденение колчеданно-полиметаллических и других полигенных месторождений, выявленных в последние годы в Восточно-Магнитогорском колчеданном поясе, имеет, вероятно, ранневерхнедевонский возраст. Они связаны с раннегеосинклинальной липарит-дацит-андезит-базальтовой формацией, точнее с ее поздними субвулка-

ническими телами. Однако полиметаллическая минерализация ассоциирует с дайками жильных пород, входящих в состав ранне-позднегеосинклинальной гранодиорит-сиенитовой формации. Она представлена среднедевонским ащебутацким и нижнекаменноугольным магнитогорским комплексами, которые являются производными базальтоидной магмы, породившей в раннегеосинклинальную стадию колчеданоносные вулканические комплексы.

Полигенные месторождения приурочены к антиклинальным структурам синвулканического заложения, испытавшим более длительное развитие, чем рудоносные структуры описанных типов. Они сложены породами раннегеосинклинального липарит-базальтового комплекса среднедевонского возраста (Джусинское рудное поле). В позднегеосинклинальную стадию эти структуры были сильно усложнены дополнительными кулисными складками, осевыми зонами повышенного расщепления и трещиноватости, к которым приурочены уплощенные линзовидные рудные тела крутого залегания. Дайки габбро-диабазов играют экранирующую роль (Еремин, 1963).

Таким образом, тектоно-вулканические структуры весьма благоприятны для локализации колчеданного оруденения, связанного с геосинклинальными базальтоидными формациями, чаще с их поздними субвулканическими дериватами. В брахисинклиналях блявинского типа важное значение имеют краевые части складок, тектонически наиболее интенсивно нарушенные, тогда как в брахиантиклиналях гайского и антиклиналях джусинского типов большую роль начинают играть их осевые части, осложненные разломами и зонами повышенного расщепления и трещиноватости. В пологоскладчатом типе важное значение имеют тектонически нарушенные блоки, ограниченные дорудными разломами.

Методы изучения рудоносных тектоно-вулканических структур. Как показывает опыт изучения такого рода структур на Южном Урале, для установления их геологической позиции, выяснения внутреннего строения, истории развития, генезиса и роли в локализации колчеданного оруденения необходимо применить комплекс разнообразных методов. К нему в первую очередь следует отнести детальное геологическое картирование, сопровождаемое дешифрированием аэрофотоснимков, петрографические методы, анализ фаций и мощностей осадочно-вулканогенных и вулканических комплексов, помогающий реставрировать вулканические постройки, исследование физических и механических свойств горных пород, тектоно-физический анализ и геофизические методы. Зеленокаменное перерождение вулканогенных пород требует использования методов изучения продуктов метаморфизма, особенно анализа парагенетических ассоциаций минералов. В случае значительной гидротермальной переработки пород этот анализ окажет существенную помощь в реставрации синвулканической структуры, как это хорошо видно на примере Гайского рудного поля (Бородаевская, Вахрушев и др. 1968). Помимо указанного, в последние годы широкое распространение получают разные методы определений физических и механических свойств вулканогенных пород, в том числе их измененных разновидностей. Примером могут служить исследования, проведенные В. И. Старостиным (1968) на Блявинском рудном поле. Сведения об этих свойствах и многочисленные геологические и другие материалы, полученные благодаря применению других методов, а также данные специальных тектоно-физических исследований позволят произвести моделирование рудоносных синвулканических структур.

Детальное геологическое картирование является главным методом изучения рудоносных тектоно-вулканических структур и вообще структур любого генезиса. Картирование их производится в нескольких масштабах — 1:50 000 (1:25 000), 1:10 000 и 1:2000 (1:1000).

Для выяснения геологической позиции тектоно-вулканических структур колчеданных полей и постановки вопроса об их происхождении необходимо в масштабе 1 : 50 000 закартировать район, на площади которого расположено рудное поле.

Детальное геологическое картирование рудоносных тектоно-вулканических структур производится главным образом в масштабе 1 : 10 000. Примером этому могут служить геологические карты Гайского, Блявинского, Джусинского и других колчеданных полей Южного Урала, на которых развиты описываемые структуры. При детальном картировании особое внимание обращается на тот вулканический или вулкано-плутонический комплекс, с которым связаны описываемые структуры, выясняется внутреннее строение последней, в первую очередь выделяются структурные блоки и разделяющие их крупные разломы, картируются фации вулканогенных пород, в том числе эффузивные и пирокластические, субвулканические. По остаткам вулканических построек производится их реставрация. Без расшифровки внутреннего строения сложнослоистых осадочно-вулканогенных толщ, сложенных разнообразными по фациям и составу породам, а иногда, наоборот, очень однородных, монотонных на первый взгляд вулканогенных толщ, особенно базальтового состава, невозможно правильно закартировать тектоно-вулканическую структуру. Большую помощь в решении этих вопросов оказывает составление более крупномасштабных (1 : 5000, 1 : 2000) опорных геологических разрезов.

Благодаря детальному геологическому картированию, сопровождаемому современным комплексом исследований (палеонтологических, петрографических, структурных, геохимических, геофизических и др.), выявляются не только внутреннее строение и история развития тектоно-вулканической структуры, но и геологическая позиция колчеданных месторождений, приуроченных к отдельным элементам этой структуры. Такие участки картируются в более детальном масштабе (1 : 2000, 1 : 1000), при этом выясняются структурно-морфологические особенности колчеданного месторождения, определяемые не только синвулканическими структурными элементами древнего заложения, но и более поздними — предрудными и внутрирудными тектоническими подвижками, деформирующими и омолаживающими древнюю структуру.

Изучение тектоно-вулканических структур должно сопровождаться детальным структурным расчленением как по вертикали, так и по площади (тектоническое районирование). Блоковое строение, весьма характерное для вулканических областей вообще и колчеданных полей в частности, обуславливает чрезвычайную структурную неоднородность этих площадей. Быстрая смена литофаций вулканического и осадочного генезиса вызывает частую смену участков, характеризующихся накоплением неоднородных толщ: в одних участках — неслоистых вулканических, в других — грубослоистых осадочно-вулканогенных, в третьих — тонкослоистых осадочных. Вместе с тем происходила смена тектоно-физических полей от одного структурного блока к другому. Аналогичные довольно резкие изменения в строении деформируемых толщ фиксируются и по вертикали, что делает необходимым их детальное расчленение на структурные этажи, ярусы и подъярусы.

В каждой из выделенных единиц вертикального структурного расчленения необходимо находить отличия в морфологических и генетических типах структур. Особенно важно изучение складчатых и разрывных форм, образованных в процессе вулканической деятельности в результате закономерных движений блоков фундамента. В этих условиях образуются широко мультитипные синклинали с крутыми крыльями и сравнительно узкие антиклинали. Рост главных синклиналий складок происходит путем перманентного, опережающего антиклиналий, погружения, которое осуществлялось, например, в Блявинском районе по

ступенчатым сбросам северо-восточного и северо-западного простираний. Пересекающиеся системы последних обусловили ромбоидальную в плане форму синклиналей. Активнее погружались блоки, расположенные ближе к ядрам синклиналей, и в их пределах накопились мощные толщи вулканогенных пород, в то время как синхронные толщи, отложившиеся в зонах антиклиналей, имеют меньшие мощности. Таким образом, выявление синвулканических складок требует подробного анализа мощностей, являющегося главным методом их изучения, который должен сопровождаться описанием систем, сопряженных со складками разрывов и установлением перемещений по ним. Тектонические движения нередко отражались в рельефе бассейна седиментации, лавы в этом случае должны были течь в сторону ядер синклиналей. Следовательно, изучение направления течения лав может помочь выявлению синвулканических структур.

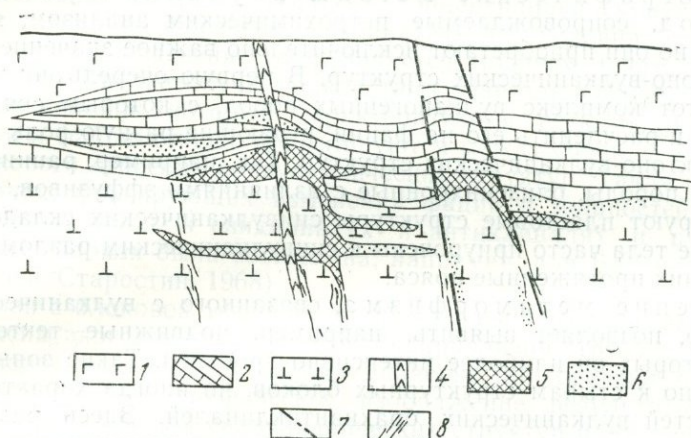


Рис. 33. Схематический геологический разрез через рудное поле (по данным М. Б. Бородаевской, Э. Я. Прушинской, И. П. Пастухова)
 1 — туфы порфиритов и туфоконгломераты; 2 — известняки; 3 — альбитофилы, их туфы и туфобрекчии (нерасчлененные); 4 — жильные диабазы и диабазовые порфириты; 5 — сплошные сульфидные зоны; 6 — сульфидная вкрапленность; 7 — тектонические нарушения; 8 — зоны расслаивания

Сложность складчатости описываемых формаций усугубляется резкой дисгармонией вулканогенных и перемежающихся с ними осадочных толщ, обусловленной их различной компетентностью. Осадочные породы обычно оказываются смяты в дополнительные мелкие складки разного происхождения: складки волочения, гравитационного оползания, складки, связанные с движениями по разломам, и др.

Методические указания, касающиеся изучения медноколчеданных месторождений Южного Урала, приведены в работе М. Б. Бородаевской, Н. К. Курбанова и других сотрудников ЦНИГРИ (Бородаевская и др., 1965).

Однако для выяснения их внутреннего строения необходимы снимки более крупного масштаба (1 : 10 000), которые являются наиболее приемлемыми при картировании и поисках медноколчеданных месторождений Южного Урала (Станкевич, Тальская, 1968).

Блоковое строение синвулканических структур хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках в Блявинском, Макан-Мамбетовском, Теренсайском, Ащebutакском и других районах благодаря зонам разрывных нарушений, разделяющих структурные блоки. Древний возраст дорудных разломов, связанных с раннегеосинклинальными синвулканическими структурами среднедевонского возраста, которые перекрыты позднегеосинклинальными отложениями верхнего девона, устанавливается, например, в окрестностях месторождения им. XIX Партсъезда (рис. 33). Вы-

ясняются также возрастные взаимоотношения между дорудными разломами в Теренсайском районе: древними домедноколчеданными субмеридионального простирания, связанные с раннегеосинклинальными синвулканическими разрывами северо-западного простирания, которые образовались в позднегеосинклинальную стадию. Наиболее хорошо дешифрируемыми в районе являются послерудные орогенные разломы северо-восточного направления. На аэрофотоснимках хорошо фиксируются молодые разрывы, выраженные геоморфологическими элементами в виде мелких водотоков, оврагов и ложбин. В связи с этим возможно использование методики, предложенной М. Н. Петрусевичем (1961). Она заключается в нанесении по данным дешифрирования аэрофотоснимков гидросети на отдельную кальку с последующим ее морфологическим анализом.

Петрографические методы изучения вулканогенных пород, сопровождаемые петрохимическим анализом, являются обычными, но они приобретают исключительно важное значение при изучении тектоно-вулканических структур. В первую очередь они помогают выделить тот комплекс вулканогенных пород, с которым связаны эти структуры, и расчленить его на фации, играющие разную роль в формировании тектоно-вулканических структур. Так, например, ранние субвулканические породы, близсинхронные с излияниями эффузивов, в частности, фиксируют пластовые структуры синвулканических складок, тогда как поздние тела часто приурочены к синвулканическим разломам, образуя вдоль них протяженные пояса.

Изучение метаморфизма, связанного с вулканической деятельностью, позволяет выявить, например, подвижные тектонические зоны, в которых он наиболее интенсивно проявлен. Такие зоны приурочены обычно к стыкам структурных блоков, но иногда характерны для осевых частей вулканических брахиантиклиналей. Здесь развиваются разломы и зоны повышенного расщепления и трещиноватости, вдоль которых породы подвержены значительным метаморфическим преобразованиям (преимущественно их пропилитизацией), а вблизи рудных тел — гидротермальным изменениям. Между этими зонами расположены блоки значительно менее измененных пород. Таким образом, исследование метаморфизма с применением метода парагенетических ассоциаций минералов помогает расшифровать внутреннее строение тектоно-вулканической структуры, увязать развитие метаморфических преобразований с этапами формирования структуры рудного поля или месторождения.

С другой стороны, процессы метаморфизма, особенно гидротермального, могут настолько сильно переработать первичный состав пород, их текстуру и структуру, что среди них невозможно бывает выделять породы соответствующих фаций, состава и возраста. В связи с последним, изучение метаморфизма и его снятие позволяют воссоздать, реконструировать рудоносную синвулканическую структуру.

Еще более сложными являются расшифровка метаморфизма и увязка его с историей развития синвулканических структур на колчеданно-полиметаллических полях, оруденение которых многоэтапно и связано с вулкано-плутоническими ассоциациями. Метаморфические преобразования здесь также сложны и происходили по крайней мере в несколько этапов в связи с раннегеосинклинальным вулканизмом и позднегеосинклинальными вулканическими и интрузивными проявлениями, как, например, на Джусинском рудном поле. Разработка рассматриваемой проблемы представляет еще большую трудность в том случае, когда на геосинклинальные зеленокаменные толщи накладывается метаморфизм, связанный с орогенными гранитами, как это имеет место на многих колчеданных полях Среднего Урала, где изучением продуктов такого полигенного метаморфизма занимались Е. А. Кузнецов (1963), В. П. Логинов (1958), В. А. Марк (1963), А. Д. Ракчеев (1956) и др.

Детальный анализ фаций и мощностей осадочно-вулканогенных толщ применялся ранее для изучения региональных тектонических структур. Однако в последние годы он стал успешно проводиться при исследовании рудных полей, приуроченных к конседиментационным глыбово-складчатым структурам, которые широко распространены, например, на Рудном Алтае. Синвулканические структуры, являющиеся наиболее сложным типом из этой группы, обязательно требуют использования указанного метода. Это обстоятельство обусловлено разнообразием фаций вулканогенных и осадочно-вулканогенных формаций, их резкой изменчивостью, особенно на площадях развития синвулканических структур, приуроченностью к последним вулканических построек, сопровождающихся экструзивными и жерловыми фациями с различной размерностью обломков (глыбовые, бомбовые, лапиллиевые, пепловые и другие туфы), с концентрацией субвулканических тел (как ранних, так и особенно поздних). В этих условиях стратиграфо-литологическое расчленение толщ является трудным делом, требует составления для отдельных участков частных разрезов и стратиграфо-литологических колонок, которые характеризуются резкими изменениями мощностей и фаций и плохо коррелируются между собой, если не учитывать блокового строения синвулканических структур. Такая серия частных колонок, фиксирующих изменения фаций и мощностей осадочно-вулканогенных толщ, в синклиналиях и антиклиналиях и в отдельных структурных блоках была составлена, например, для Блявинского района (Яковлев, Старостин, 1968).

В связи с блоковой тектоникой, обусловленной разломами, которые расположены вкрест господствующего направления структур района, помимо поперечных разрезов, важное значение приобретают продольные.

Наиболее четкое графическое изображение результаты анализов фаций и мощностей для синвулканических структур получают на структурных, палеофациальных, палеотектонических и особенно на палеовулканических картах, схемах и разрезах, которые пока составляются в мелком масштабе для Урала в целом или его отдельных крупных зон. Следует составлять такие карты в крупном масштабе (1 : 50 000). Такая карта была составлена, например, для Гайского, Учалинского и Верхнеуральского районов и группой геологов ЦНИГРИ (Бородаевская, Курбанов, 1965; Бородаевская, Вахрушев и др., 1968). Палеотектонические разрезы, построенные для Ащebutакской синвулканической структуры, хорошо иллюстрируют блоковое строение ее, синхронно развивавшееся в процессе накопления вулканогенных толщ и формирования субвулканических тел (Авдонин, 1968). Необходимо составлять также структурные карты рудных полей, на которых в изолиниях были бы показаны мощности вулканогенного комплекса или отдельных его толщ, глубины залегания маркирующего горизонта, границы структурного яруса (подъяруса) или каких-либо других структурных поверхностей. Такие карты с использованием данных изучения поверхности, горных выработок и керна буровых скважин, а также геофизических материалов в свое время были построены В. Н. Выдриным для Змеиногорского рудного поля, которое приурочено к синвулканической (конседиментационной) структуре среднедевонского возраста на Рудном Алтае (Г. Ф. Яковлев, 1962).

Геофизические методы очень важны для выявления и изучения синвулканических структур. Следует особо выделить гравиметрические и магнитометрические съемки различных масштабов. Съемку масштабов 1 : 25 000—1 : 50 000 целесообразно применять для установления общих контуров и основных тектонических элементов, определяющих морфологию и тип синвулканических структур. Детальные гравиметровые съемки масштаба 1 : 10 000 и крупнее позволяют фиксировать структурные блоки, различающиеся мощностями вулканогенных образований, характером и интенсивностью интрузивной деятельности. При магнито-

метрических исследованиях четко выделяются крупные структурные блоки, основные разрывы, различные комплексы вулканогенных и осадочных пород, принимающие участие в строении описываемых структур. Комплекс геофизических методов (магнитометрия, гравиметрия, ВЭЗ) позволяет выявить даже мелкие разрывные нарушения. В качестве примера приведен геофизический профиль через Блявинскую синклинали, построенный по материалам магнитометрических и гравиметрических съемок Орской геофизической экспедиции (рис. 34). Интерпретация геофизических материалов в значительной мере зависит от типа изучаемой синвулканической структуры. В структурах типа Гайской и Блявинской четко выделяются структурно-фациальные и структурные блоки, пояса субвулканических образований и основные разломы, сформировавшиеся

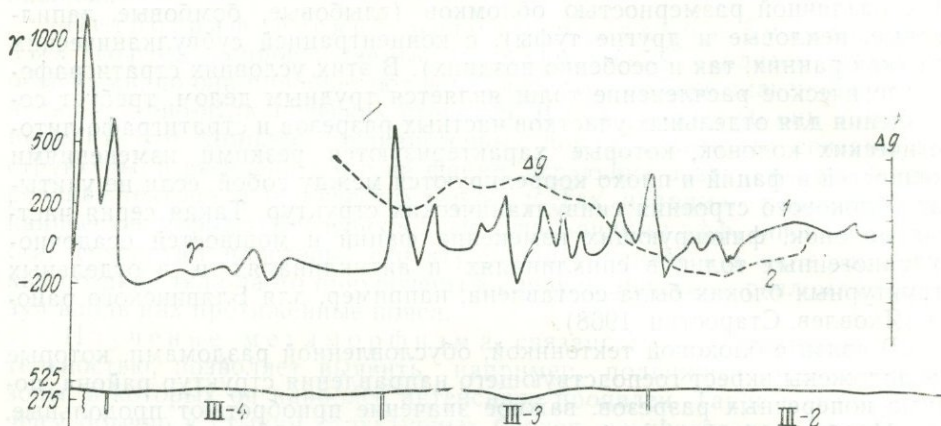


Рис. 34. Схематический геофизический профиль через Блявинскую синклинали
I, II, III — структурно-фациальные блоки. Крупные разломы: А — Калашниковский; Б — Алчембаево-Зареченский; В — Новоземовский. Кривые: 1 — магнитометрии; 2 — гравиметрии

синхронно с вулканизмом. Несколько специфична интерпретация геофизических данных для структур типа Джусинской в Восточно-Магнитогорской зоне. Здесь в связи с интенсивным проявлением интрузивного магматизма и метаморфизма наблюдается иной характер физических полей, которые в свою очередь различны для гранитоидных интрузивов, связанных с позднегеосинклинальными вулканоплутоническими комплексами, и массивов орогенных гранитов.

Данные электроразведочных методов, широко применяемых при поисковых и разведочных исследованиях в пределах рудных полей и месторождений, в основном позволяют выявить зоны разломов, омоложенных в предрудный период, участки гидротермально измененных пород и особенно рудные тела. Внутреннее строение синвулканических структур особенно хорошо выявляется электромагнитным методом М. К. Крылова (1965).

Петрофизическое изучение вулканогенных пород является важным методом исследования синвулканических структур. Определения параметров физических и механических свойств горных пород помогут не только качественно, но и количественно оценить масштабы тектонических напряжений на рудном поле. Кроме того, изучение комплекса указанных свойств важно для расчленения монотонных лавовых толщ, выделения субвулканических и лавовых фаций, для правильной интерпретации геофизических аномалий. Данный метод оказывает существенную помощь при анализе процессов метаморфизма, как правило, широко развитого в пределах синвулканических структур, и выделения определенных толщ, пачек или отдельных участков, сложенных породами, благоприятными для эндогенного рудообразования. Без анализа

физических и механических свойств рудоносных вулканогенных толщ нельзя заниматься углубленным изучением и выделением различных типов структурно-литологических экранов на субвулканических медноколчеданных месторождениях.

Анализ трещинной тектоники особенно при расшифровке этапов формирования синвулканических структур, поскольку именно этим методом можно разделить разновременные тектонические деформации, оценить их, высказать суждение о природе трещинообразующих сил. Чтобы количественно оценить масштаб тектонических процессов, приведших к образованию тех или иных систем трещин, целесообразно производить подсчет количества трещин на 1 пог. м. Для этого выбираются обнаженные участки и на площадках 1 м² в двух взаимно перпендикулярных направлениях, ориентированных по странам света, производится подсчет всех трещин. Сумма, поделенная на два, характеризует среднее количество, а отношение числа трещин на меридиональном отрезке к числу трещин на широтном отрезке позволяет судить о неоднородности проявления деформационных процессов. Помимо этих исследований, обязательно выяснение генезиса трещин. Выделяются две группы трещин: нетектонические и тектонические. Нетектонические трещины включают отдельности в эффузивных и субвулканических телах, а также радиальные и кольцевые системы трещин, формирующихся в связи с вулканическими аппаратами. Как правило, в этих трещинах позже образуются рои субвулканических даек. Например, к Алчембаевской вулканической постройке позднесилурийско-нижнедевонского возраста приурочены рои даек кислого состава, выполняющих системы вулканических трещин, а тектонические — представлены трещинами отрыва и скола, зонами повышенного расщепления и кливажа.

Исследования трещиноватости Блявинской синвулканической синклинали позволили установить ряд особенностей: 1) в связи с крупными длительно развивавшимися разломами раннесилурийского заложения формируются зоны приразломного кливажа; 2) на всех подэтапах и стадиях силурийско-нижнедевонского тектоно-магматического этапа развиваются зоны трещин скалывания. Для разных этапов они отличаются характером выполнения: магматическим — дайки различного состава или гидротермально — жилы кварца, карбоната, цеолита, халцедона, хлорита, элементами залегания и интенсивностью деформаций в комплексе с другими данными, трещиноватость используется с целью выделения различных тектонических типов; 3) зоны расщепления образовались главным образом в позднюю стадию нижнедевонского подэтапа, имеют локальное развитие и формирование их тесно связано с предрудными гидротермально-метасоматическими процессами.

Микроструктурный анализ применяется при изучении вулканических структур, однако в ряде случаев его использование целесообразно. В соответствии с методиками, разработанными Зандером, Н. А. Елисеевым (1967), А. Н. Казаковым (1967) и др., составляются диаграммы ориентировок кварца, кальцита и полевых шпатов, наиболее пригодных для данных целей минералов и широко развитых в палеовулканических областях. Применение микроструктурного анализа целесообразно при изучении тектоно-вулканических структур и для выяснения пликативных и дизъюнктивных нарушений, усложняющих и деформирующих первичную синвулканическую структуру. Как показали работы А. Н. Казакова (1967) и В. Г. Кочаряна (1965), использование динамического анализа микроструктурных ориентировок минералов помогает решению ряда геологических задач, таких, как: 1) расшифровка внутреннего строения субвулканических тел и лавовых потоков (массовые замеры ориентировки кристаллографических элементов плагиоклазов); 2) определение шарниров складок; 3) выяснение нормального и опро-

кинутого залеганий пластов; 4) определение генетического типа складки (изгиба или скалывания).

Тектоно-физические исследования необходимо проводить с целью расшифровки синвулканических структур и установления их тектоно-физических типов. Они позволяют выяснить генезис описываемых структур и наметить основные этапы и стадии их формирования, которые характеризуются особенностями тектонических полей напряжения, обуславливающими типы структур рудных полей и месторождений, развитых в областях палеовулканизма.

Первичные вулканические структуры (синвулканические) формируются в условиях глыбовой, блоковой тектоники, обусловленной действием вертикальных усилий. В образовании этих структур, представляющих складки поперечного изгиба, важную роль играют разрывные нарушения типа сбросов, также являющиеся синвулканическими. Такие разломы развиваются в краевых частях тектонических блоков. В последующем вертикальные усилия сменяются горизонтальными, приводящими к осложнению первичных вулканических структур складчатыми формами, надвигами, сдвигами и другими структурными элементами, которые развиваются благодаря действию горизонтальных сил. Таким образом, выделяются стадии растяжения, характеризующиеся действием вертикальных сил, и стадии сжатия, когда действуют тангенциальные силы. В результате этого образуются сложные глыбово-складчатые структуры или в палеовулканических областях тектоно-вулканические структуры. Впервые это было показано нами на примере Рудного Алтая. Будучи заложены благодаря вертикальным движениям в раннегеосинклинальную стадию (в среднем девоне) как синвулканические структуры, глыбовые складки, например, в Змеиногорском и Лениногорском рудных районах в последующую стадию подверглись значительным деформациям, главным образом в краевых частях антиклинориев и на их погружениях. Во фронтальных частях глыбовых складок возникали надвиги, сопровождавшиеся гофрировкой пород, а в торцевых частях тектонических блоков — взбросо-сдвиги. В это же время происходило, вероятно, приоткрытие в сводовых частях антиклиналей и образование межформационных срывов, зон дробления и т. д. Эти тектонические подвижки были очень близки по времени образования полиметаллическим месторождениям Рудного Алтая и, возможно, даже в некоторых случаях синхронны им (Г. Ф. Яковлев, 1962 г.).

Тектонические исследования, проводившиеся на Южном Урале, подтвердили положение о смене вертикальных усилий на горизонтальные при образовании сложных тектоно-вулканических структур, к одной из которых приурочено Блявинское рудное поле (Яковлев, Старостин, 1968). При изучении этих структур была использована методика М. В. Гзовского (1963) для определения положения главных осей напряжения на основании анализа дизъюнктивных нарушений и дополнительной мелкой складчатости. Блявинская вулканическая брахисинклиналь сформировалась на западном склоне Южного Урала в ордовикско-нижнедевонский тектоно-магматический этап, который подразделяется на три подэтапа: ордовикский, силурийский и нижнедевонский. Силурийский подэтап характеризуется интенсивной вулканической деятельностью и возникновением Блявинско-Киндерлинского трога. В начальную стадию этого подэтапа (ландовери — венлок) по современным разломам северо-западного и северо-восточного простираний происходило опускание участка и накопление мощного комплекса вулканических пород базальтового состава. В последующую раннюю стадию (венлок — лудлов) указанный трог был расчленен образованием вулканических поднятий, на которых формируются вулканы центрального типа. Таким образом, и эта стадия характеризуется еще действием вертикальных сил, правда, в отличие от начальной — знакопеременных. Изучение сопряженных разломов и тре-

щин, заложенных в начальную стадию и активно проявившихся в раннюю, позволило составить схему поля напряжений для этих стадий (рис. 35). Установлено, что ось алгебраически минимальных главных нормальных напряжений (σ_3) располагается очень круто (47—85°), а в зоне краевых разломов — почти всегда вертикально. Во всех случаях ось алгебраически максимальных главных нормальных напряжений (σ_1) залегает почти горизонтально (4—21°). Таким образом, сжимающие усилия действовали в это время в основном вертикально. Следовательно,

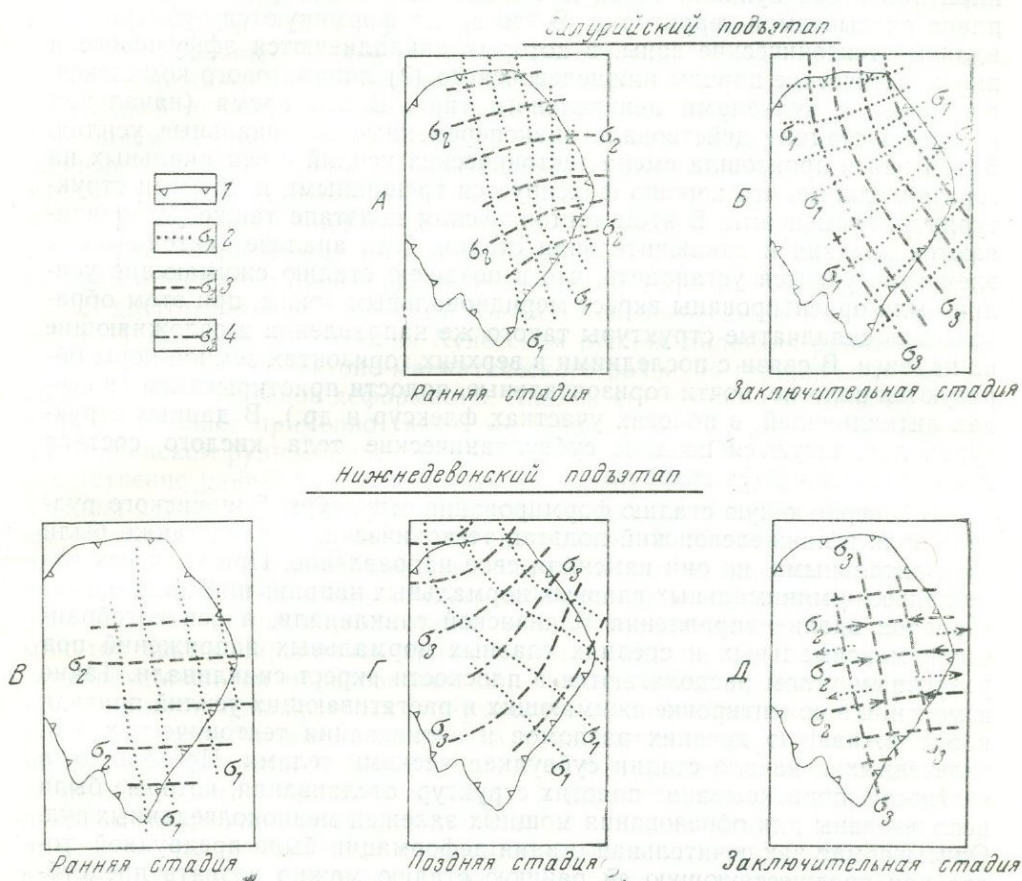


Рис. 35. Схема полей напряжения для различных стадий формирования Блявинской синклинали 1 — современная граница синклинали; 2 — оси алгебраически максимальных главных нормальных напряжений; 3 — оси алгебраически средних нормальных напряжений; 4 — оси алгебраически минимальных главных нормальных напряжений. Силурийский подэтап: А — ранняя (ландверенлок-лудловская) стадия, Б — заключительная (позднелудловская) стадия; нижнедевонский подэтап: В — ранняя стадия; Г — поздняя стадия; Д — заключительная стадия

в ранние стадии Блявинская синвулканическая брахисинклинали, осложненная серией мелких сундучного облика синклиналей и антиклиналей, формировалась как складка поперечного изгиба.

В следующие стадии (позднюю и заключительную), которые охватывали, вероятно, значительно меньший промежуток времени, чем первая (скорее всего поздний лудлов), вулканическая деятельность прекратилась. В это время действовали тангенциальные усилия, т. е. тектоно-физическая обстановка резко изменилась. В позднюю стадию произошло образование основных брахисинклиналей района, имеющих север-северо-западное простирание благодаря воздействию горизонтальных усилий, действовавших вкрест этому направлению. Данных для фиксации поля напряжения в позднюю стадию оказалось недостаточно. В заключитель-

ную стадию также действовали тангенциальные силы, но направления их были другими, о чем свидетельствует тектоно-физический анализ. В это время образуются складки продольного изгиба и субширотного простирания и сопряженные с ними трещины, которые позволили установить, что наибольшее сжатие было горизонтальным и продольным к оси Блявинской синклинали, а наибольшее растяжение — также горизонтальным, но действовавшим вкрест этой оси.

Нижедевонский подэтап характеризуется существенным изменением характера вулканической деятельности и некоторой перестройкой плана описываемой территории. В это время формируются субмеридиональные тектонические зоны, в которых накапливаются эффузивные и пирокластические породы нижедевонского (?) липаритового комплекса, связанные с вулканами центрального типа. В это время (начальная и ранняя стадии) действовали знакопеременные вертикальные усилия. Затем опять произошла смена тектонических усилий с вертикальных на горизонтальные, что хорошо фиксируется трещинными и другими структурными элементами. В этом тектоническом подэтапе также устанавливаются поздняя и заключительная стадии. При анализе тектонических элементов удается установить, что в позднюю стадию сжимающие усилия были ориентированы вкрест меридиональным зонам, при этом образовались складчатые структуры такого же направления и осложняющие их надвиги. В связи с последними в верхних горизонтах земной коры образуются пологие, почти горизонтальные, полости приоткрывания (в сводах антиклиналей, в пологих участках флексур и др.). В данных структурах локализуются поздние субвулканические тела кислого состава нижедевонского (?) возраста.

В завершающую стадию формирования структуры Блявинского рудного поля в нижедевонский подэтап тектонические усилия также были горизонтальными, но они изменили свое направление. При этом ось алгебраически минимальных главных нормальных напряжений была ориентирована вдоль направления Блявинской синклинали, а оси алгебраически максимальных и средних главных нормальных напряжений под различным углом располагаются в плоскости вкрест синклинали. Такие изменения в ориентировке сжимающих и растягивающих усилий привели к омолаживанию древних разломов и активизации тектонических зон, залеченных в начале стадии субвулканическими телами. Произошло, в частности, приоткрывание пологих структур отслаивания, которые были использованы для образования мощных залежей медноколчеданных руд. Описываемая заключительная стадия деформации была предрудной, тогда как предшествующую ей раннюю стадию можно назвать предсубвулканической.

Таким образом, на основании геологических данных и тектоно-физического анализа установлено, что и на Блявинском рудном поле в силурийском и нижедевонском тектоно-магматических подэтапах существовали ранние стадии деформаций, которые характеризовались действием вертикальных тектонических сил.

Ранние стадии характеризуются излиянием лав, выбросами туфов, становлением ранних субвулканических тел и формированием глыбовых структур, сопровождавшихся сбросами, и образованием эксгалационно-осадочных рудных залежей. В поздние стадии происходило становление субвулканических тел, усложнение глыбовых структур надвигами, сдвигами и складками продольного изгиба, образование медноколчеданных месторождений гидротермального субвулканического типа.

Выявленная закономерность имеет не только местное значение. И. Б. Серавкин (1969 г.) установил, что в Западно-Баймакском рудном районе, расположенном на восточном склоне Южного Урала, образование структур каждого из выделенных структурных подъярусов проис-

ходило в две основные стадии (этапы, в понимании И. Б. Серавкина). Так, в раннюю стадию развития силурийского структурного яруса, когда имел место интенсивный вулканизм, образовались первичновулканические структуры центрального типа, контролировавшиеся глубинными разломами фундамента, и сопровождающие их синвулканические разрывы. В позднюю стадию происходили тектонические дислокации, завершившие формирование силурийского структурного яруса. В это время образовались складчатость изгиба (общего смятия) и синскладчатые разрывные нарушения. Складчатость проявляется главным образом за пределами вулканических построек, в которых преобладают разрывные деформации. И здесь ранняя стадия характеризуется действием вертикальных усилий, а поздняя — горизонтальных. Образование структур ниже-среднедевонского структурного яруса также происходило по крайней мере в две стадии деформации. В раннюю — совместно с накоплением осадочно-вулканогенных толщ обновлялись разломы, заложены в нижнем структурном подъярусе. В позднюю стадию благодаря тангенциальным усилиям образовались складки общего смятия, сопровождавшиеся расщеплением пород, усложнилась блоковая структура, происходил гидротермальный метаморфизм и сформировались колчеданно-золото-полиметаллические месторождения Баймакского района.

В другом регионе (Северный Кавказ) тектоническими исследованиями А. Н. Барышева (1964) на Худесском рудном поле для раннегерцинской стадии тектоно-магматического развития герцинского цикла выделено шесть этапов деформаций. Анализ этих этапов, по нашему мнению, показывает примерно такую же тенденцию, какую мы наблюдаем на Блявинском рудном поле. Первые два этапа деформации являются соответственно ранними и поздними стадиями (в нашем понимании) образования структур, сложенных осадочно-вулканогенными породами первых четырех горизонтов кизилкольской свиты. В раннюю стадию (первый этап) происходили сбросовые перемещения по конседиментационным разломам. В позднюю стадию деформаций (второй этап) происходили на границе накопления пород четвертого и пятого горизонтов упомянутой свиты, зародились брахиформные синклинали и антиклинали, сопровождавшиеся образованием зон отслаивания и секущих разломов — сдвигов, фиксируемых субвулканическими телами кислого состава. Оси алгебраически наименьших (σ_3) и наибольших (σ_1) главных нормальных напряжений занимают в эту стадию горизонтальное положение, а средняя ось (σ_2) близвертикальное. В других участках (в центроклинальном замыкании брахисинклинали) оси σ_1 и σ_3 меняются своим положением, что способствует возникновению надвигов и полостей отслаивания в замыканиях складок. С этими структурами и связаны наиболее ранние на Худесском рудном поле колчеданные руды зон Промежуточной и Подковы.

Дальнейший анализ показывает, что могут быть выделены ранние деформации, связанные с накоплением пород осадочно-вулканогенных комплексов, с действием вертикальных усилий и фиксирующиеся образованием соответствующих первичновулканических структур, которые сопровождаются сбросами, и поздние стадии при действии горизонтальных сил, приведших к деформации этих структур, возникновению складок продольного изгиба, сопровождавшихся образованием надвигов, сдвигов, зон расщепления и других структурных элементов. В частности, четвертый этап деформации на Худесском рудном поле характеризуется развитием именно таких структур, во временной и пространственной зависимости от которых находится Главное колчеданное тело, образовавшееся в зоне расщепления, заложеной при надвиговых перемещениях после отложения пород кизилкольской свиты, но до накопления осадков кубилияньской свиты, в которых содержатся обломки колчеданных руд.

Таким образом, формирование тектоно-вулканических структур является сложным многостадийным процессом, в развитии которого имеются определенная направленность и некоторая повторяемость.

РУДНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В комплексе методов, применяемых при изучении условий локализации эндогенного оруденения, важная роль принадлежит рудно-петрофизическим исследованиям, поскольку они позволяют установить роль физических и механических свойств горных пород при формировании рудоносных структур и рудоотложений.

Возникшее на базе детальных геолого-структурных, петрографических и минераграфических исследований эндогенных месторождений и рудных полей, данное направление открывает новые возможности в расшифровке их геологического строения и является, таким образом, необходимым составным элементом прогнозно-металлогенического изучения рудных районов. Развитие и совершенствование методов изучения рудоносных структур — тектонического, микроструктурного, морфометрического и др. — создало предпосылки и поставило в повестку дня разработку и создание основных понятий петрофизики рудных полей и месторождений.

В настоящее время наиболее широко определяются и анализируются следующие основные группы физико-механических свойств: 1) плотность (удельный и объемный вес, плотность); 2) пористость (абсолютная, эффективная, дифференцированная); 3) проницаемость, извилистость поровых каналов, средний эффективный радиус пор, динамика насыщения пор растворами; 4) скорость прохождения продольных, поперечных и поверхностных ультразвуковых волн, модули Юнга и сдвига, коэффициенты Пуассона, объемного сжатия, акустической неоднородности (анизотропии и др.); 5) твердость в условных единицах — по Шору, коэффициент уплотнения, твердость, определенная вдавливанием стального шара (по Брюнеллю), микровдавливанием алмазной пирамидки различной формы (пирамиды Кнупа, Смита, Сондланда и др.); 6) прочность на сжатие, на разрыв, раскол, кручение.

Данные физических и механических свойств горных пород и руд получены главным образом в рудно-петрофизической лаборатории кафедры полезных ископаемых геологического факультета МГУ и частично в лаборатории физико-механических исследований ИГЕМ. Определения производились в полном соответствии с методиками, описанными в литературе (В. И. Старостин, 1965 г.).

Рудно-петрофизические исследования охватывают широкий комплекс вопросов, важных для понимания закономерностей локализации эндогенных руд. Они разделяются на три группы: 1) петрофизическое изучение пород рудных полей и месторождений; 2) исследование физических свойств руд; 3) определение изменения физических и механических свойств рудовмещающих пород при формировании рудоносных структур, сопровождающееся составлением петрофизических карт и схем рудных полей и месторождений. Рассмотрим каждую группу отдельно.

Петрофизическое изучение пород рудных полей и месторождений. Важное значение приобретает петрофизическое изучение рудовмещающих пород, которое позволяет более достоверно понять особенности внутреннего строения осадочно-вулканогенных толщ, специфику деформаций, приводящих в ряде случаев к формированию рудовмещающих структур, и полнее выявить факторы, влияющие на рудоотложение.

Неизмененные гидротермально-метасоматическими и метаморфическими процессами вулканогенно-осадочные породы. Породы каждой свиты, толщи и пачки, развитые в пределах рудных полей и месторождений, характеризуются, как

правило, своим минеральным составом и особенностями внутреннего строения. Стратиграфо-литологическое расчленение вулканогенно-осадочных толщ зачастую затруднено из-за монотонного как по разрезу, так и по простиранию состава или из-за чрезмерной фациальной пестроты. Исследования, проведенные нами на рудных полях Южного Урала, показали, что по комплексу физико-механических свойств пород можно более обоснованно производить стратиграфо-литологическое расчленение (Старостин, Зарайский, 1967 и др.). Например, верхнеблявинская подсвета в пределах Яман-Касинского месторождения (Южный Урал) расчленена нами на четыре пачки, различающиеся по литологическому составу, внутреннему строению и физико-механическим свойствам пород. Так, первая и четвертая пачки, хотя и сложены породами одного состава — диабазами, но они резко различаются по своей пористости, упругости и прочностным параметрам. Знание физико-механических свойств неизменных пород необходимо также для определения масштабов метаморфических и гидротермально-метасоматических процессов, имевших место в предрудное время, и для выявления роли измененных пород в процессах рудообразования.

В табл. 10 приведена петрофизическая характеристика основных типов вулканогенных образований, принимающих участие в строении медноколчеданных рудных полей Южного Урала. Эти данные получены путем статистической обработки результатов исследования образцов пород из нескольких рудных полей Южного Урала — Гайского, Блявинского, Сибайского, Теренсайского и Ащевутацкого.

Субвулканические породы играют иногда большую роль в локализации медноколчеданного оруденения (Яковлев и др., 1965), поэтому изучение их приобретает важное значение. Субвулканические тела кислого состава имеют объемный вес $2,61 \text{ г/см}^3$ и эффективную пористость $1,73\%$ (см. табл. 10) и обладают неоднородным строением. По направлению от кровли к подошве происходит уменьшение эффективной пористости от $3-4\%$ у контакта до $1-0,5\%$ в нижних частях тел. При этом породы лежащего бока повсеместно имеют низкую пористость ($0,5-1,5\%$). В обратном направлении изменяется объемный вес: максимальные ($2,65-2,68 \text{ г/см}^3$) значения его устанавливаются у лежащего бока, минимальные — в кровле тел ($2,55-2,58 \text{ г/см}^3$). Эти изменения физических свойств происходят не на локальных участках, а захватывают все субвулканическое тело, даже если оно имеет мощность более $200-250 \text{ м}$.

Субвулканические породы основного состава — среднезернистые диабазы и габбро-диабазы — отличаются от эффузивов соответствующего состава большим объемным весом (соответственно $2,80$ и $2,68 \text{ г/см}^3$) и в $1,5$ раза более низкой эффективной пористостью ($2,60$ и $3,80\%$, см. табл. 10).

Эксплозивные брекчии. Установленная связь эксплозивных брекчий и залежей руд обусловлена не только магматическими и геолого-структурными факторами, но также исключительно благоприятными для рудоотложения физико-механическими свойствами этих пород. Прежде всего они характеризуются повышенной первичной эффективной пористостью ($2,85\%$). В результате даже небольших предрудных гидротермально-метасоматических изменений, главным образом серицитизации и хлоритизации, эффективная пористость повышается до $7,28\%$. По динамике процесса водонасыщения брекчии можно условно разделить на три разновидности. К первой относятся сильно оруденелые эксплозивные брекчии. В течение первых суток они насыщаются водой полностью, и в дальнейшем водопоглощения не происходит. Ко второй разновидности принадлежат неизменные брекчии. Для них характерно интенсивное водопоглощение в течение первых 5 суток с последующим резким уменьшением скорости насыщения; процесс насыщения

Таблица 10

Физико-механические свойства рудовмещающих пород некоторых медноколчеданных месторождений Южного Урала

Порода	Количество исследованных проб	Объемный вес, g/cm^3	Эффективная пористость $I_{эфф}$, %	Упругость							Сопротивление одностороннему сжатию, kg/cm^2	Твердость по Шору, условн. ед.
				Скорость ультразвуковых волн, км/сек			Коэффициент Пуассона	Модули				
				продольных	поперечных	поверхностных		Юнга $E \cdot 10^5$, kg/cm^2	сдвига $G \cdot 10^5$, kg/cm^2	всестороннего сжатия $K \cdot 10^6$		
Субвулканические												
Липаритовые, липарит-дацитовые и дацитовые порфиры	140	2,61	1,73	6,17	3,50	3,36	0,26	8,06	3,20	5,66	2450	90,4
Среднезернистые диабазы и габбро-диабазы	60	2,80	2,60	5,10	2,88	2,66	0,27	5,89	2,32	4,25	960	65,0
Эффузивные Лавы												
Липаритовые, липарит-дацитовые и дацитовые порфиры	25	2,59	3,39	4,98	3,24	2,86	0,14	6,20	2,72	2,80	1524	82,4
Андезитовые порфиры	10	2,65	2,55	5,34	3,21	2,89	0,22	6,66	2,73	3,93	1670	81,1
Андезит-базальтовые порфиры ¹	30	2,76	0,73	5,56	2,84	2,64	0,33	9,10	3,65	6,41	3060	—
	5	2,66	2,85	5,04	3,11	2,78	0,20	6,26	2,64	3,23	—	83,1
Базальтовые порфиры ¹	20	2,95	0,75	5,57	2,84	2,63	0,32	6,28	2,38	5,99	—	—
Вариолиты, мелкозернистые диабазы	6	2,68	3,75	4,74	2,98	2,65	0,18	5,62	2,38	2,86	1190	74,4
	50	2,68	3,69	4,46	2,81	2,50	0,17	4,96	2,12	2,51	1120	64,1
Пирокласты												
Туфы липаритовых порфиров ¹	8	2,63	2,20	5,31	2,84	2,64	0,27	5,38	2,12	4,60	1930	—
Туффы тонкообломочные среднего состава	12	2,64	0,98	5,51	2,87	2,66	0,32	5,73	2,17	5,11	1080	—
Туфы и туффиты основного состава	18	2,60	6,26	4,52	2,64	2,40	0,24	4,49	1,81	2,90	870	—
Гидротермально-метасоматические												
Хлорит-кварц-халцедон-цеолитовые	70	2,27	11,60	4,08	2,16	1,98	0,31	2,78	1,06	2,37	590	58,2
Хлорит-серицит-кварцевые	40	2,66	3,31	4,34	2,90	2,58	0,10	4,93	2,24	1,55	830	63,3
Хлорит-кварц-карбонатные	27	2,76	1,20	5,37	3,12	2,87	0,25	6,69	2,69	4,38	890	66,7
Кварциты, кварц-гематиты	30	2,69	0,71	6,08	3,98	3,58	0,13	9,61	4,26	4,28	2120	89,5

¹ Первая строка—для Ащевутакского и Теренсайского рудных полей, вторая—для Блявинского рудного поля.

продолжается до 15—20 суток. К третьей относятся хлоритизированные и серицитизированные эксплозивные брекчии. Скорость их водонасыщения существенно уменьшается лишь на 10 сутки, а насыщение наступает на 25—35 сутки. Таким образом, эксплозивные брекчии, помимо того, что обладают высокой эффективной пористостью, являются легкопроницаемыми породами.

Гидротермально-метасоматические образования.

В пределах медноколчеданных рудных полей широким развитием пользуются различные ассоциации вторичных минералов — кварц-гематитовая, хлорит-кварц-халцедон-цеолитовая, хлорит-серицит-кварцевая, эпидот-хлорит-кварцевая и другие, соответствующие разным фациям, этапам и стадиям метаморфизма. Все они сформировались в дорудное и предрудное время и без изучения их физических и механических свойств нельзя полностью выявить условия, благоприятные для локализации руд.

В табл. 10 приведены данные о свойствах различных гидротермально-метасоматических пород, а на рис. 36 отражена тенденция в направлении изменения этих свойств в зависимости от характера и степени изменения для субвулканических образований кислого состава.

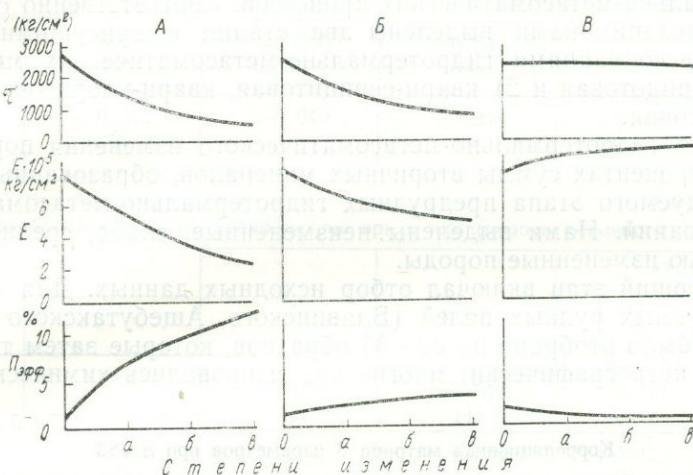


Рис. 36. Графики изменения физических свойств субвулканических пород кислого состава в зависимости от типа и степени гидротермально-метасоматических процессов

Ассоциации вторичных минералов: А — хлорит-кварц-халцедон-цеолитовая; Б — хлорит-серицит-кварцевая; В — кварц-гематитовая. Степень изменения: а — слабая (вторичных минералов до 6—8%); б — средняя (8—20%), в — сильная (20%). τ — сопротивление одноосному сжатию; Е — модуль Юнга; $P_{эфф}$ — эффективная пористость.

Из приведенной характеристики следует, что физические и механические свойства рудовмещающих пород различных групп существенно зависят от петрографического состава, фаций вулканизма, характера и степени гидротермально-метасоматических и метаморфических процессов.

Применение методов корреляционного и регрессивного анализов при петрофизических исследованиях. Нами под руководством Н. Н. Шатагина использовались методы корреляционного и регрессионного анализов петрофизических параметров, которые позволили выявить характер связи и значимость каждого из использованных параметров. Схемы математического решения подобного типа задач подробно рассмотрены Н. Н. Шатагиным (1969). Нами использовалась разработанная им совместно с А. М. Берлиным программа АИНФ (автоматическое исключение несущественных факторов), предназначенная для геохимических и петрохимических целей. Рассмотрим кратко полученные результаты. Для исследования были отобраны 8 факторов: петрографическая характеристика, тип и степень гидротермально-метасоматического изменения, объемный вес, эффективная пористость, скорость продольных и поверхностных ультразвуковых волн и коэффициент Пуассона. Включение в корреляционную модель качественных признаков (петрографическая

характеристика, тип и степень гидротермально-метасоматического изменения) производилось методом балльной оценки.

Петрографический состав пород вводился при помощи экспертной оценки в баллах, которые последовательно возрастали от основных пород к кислым, примерно в соответствии с возрастанием содержания SiO_2 . Поскольку мы не располагали химическими анализами для всех проб, то оценивались следующие классы пород: 1) вариолиты, диабазы, андезит-базальтовые порфириты; 2) диориты, кварцевые диориты; 3) дацитовые порфиры; 4) липарит-дацитовые порфиры; 5) липаритовые порфиры.

Тип гидротермально-метасоматического изменения определялся особенностями метасоматической зональности, развитой вблизи залежей медноколчеданных руд и отражающей стадийность предрудных гидротермально-метасоматических процессов. Соответственно от ранних стадий к поздним нами выделены две стадии с присущими им следующими ассоциациями гидротермально-метасоматических минералов: 1) кварц-эпидотовая и 2) кварц-серицитовая, кварц-хлоритовая и серицит-хлоритовая.

Степень гидротермально-метасоматического изменения пород измерялась в процентах суммы вторичных минералов, образованных в течение исследуемого этапа предрудных гидротермально-метасоматических преобразований. Нами выделены неизмененные, слабо, средне, сильно и полностью измененные породы.

Следующий этап включал отбор исходных данных. Для этой цели из исследуемых рудных полей (Блявинского, Ащебутакского и Теренсайского) было отобрано по 30—35 образцов, которые затем тщательно изучались петрографически; многие анализировались химическим мето-

Таблица 11
Корреляционная матрица 8 параметров при $n=83$

Параметры	L	И	C _и	V _{об}	Π _{эфф}	Упругость		
						V _p	V _R	μ
L	—	+0,214 (5)	-0,132 (4)	-0,372 (6)	-0,381 (7)	+0,136 (3)	+0,056 (1)	+0,109 (2)
И	+0,330 (5)	—	+0,675 (7)	-0,200 (2)	+0,475 (6)	-0,329 (4)	+0,006 (1)	-0,230 (3)
C _и	-0,147 (2)	+0,650 (7)	—	-0,045 (1)	-0,449 (6)	+0,376 (5)	+0,184 (4)	+0,155 (3)
V _{об}	-0,324 (6)	-0,234 (5)	-0,054 (1)	—	-0,329 (7)	-0,178 (3)	+0,202 (4)	+0,247 (2)
Π _{эфф}	-0,428 (3)	+0,466 (5)	-0,533 (7)	-0,340 (2)	—	+0,037 (1)	+0,467 (6)	+0,435 (4)
V _p	+0,035 (2)	-0,147 (4)	+0,120 (3)	-0,176 (5)	+0,025 (1)	—	+0,852 (7)	+0,758 (6)
V _R	+0,034 (2)	+0,019 (1)	+0,229 (3)	+0,194 (5)	+0,221 (4)	+0,836 (7)	—	-0,773 (6)
μ	+0,097 (1)	-0,117 (2)	+0,057 (3)	+0,166 (4)	+0,220 (5)	+0,803 (6)	-0,834 (7)	—

L—петрографическая характеристика; И—тип изменения; C_и—степень изменения; V_{об}—объемный вес; Π_{эфф}—эффективная пористость; V_p—скорость продольных ультразвуковых волн; V_R—скорость поверхностных ультразвуковых волн; μ—коэффициент Пуассона.

Т а б л и ц а 12

Корреляционная матрица 5 параметров при $n=21$ (породы кислого состава)

Параметры	$C_{и}$	$V_{об}$	$\Pi_{эфф}$	Упругость	
				V_p	μ
$C_{и}$	—	-0,320 (4)	+0,147 (2)	-0,057 (1)	+0,370 (3)
$V_{об}$	-0,338 (2)	—	-0,537 (4)	-0,030 (1)	+0,336 (3)
$\Pi_{эфф}$	+0,099 (1)	-0,447 (3)	—	-0,543 (4)	+0,265 (2)
V_p	-0,040 (2)	-0,030 (1)	-0,543 (4)	—	+0,436 (3)
μ	+0,372 (2)	+0,249 (3)	+0,248 (1)	+0,450 (4)	—

Т а б л и ц а 13

Корреляционная матрица 5 параметров при $n=28$ (породы основного состава)

Параметры	$C_{и}$	$V_{об}$	$\Pi_{эфф}$	Упругость	
				V_p	μ
$C_{и}$	—	-0,650 (2)	-0,762 (4)	+0,701 (3)	-0,020 (1)
$V_{об}$	-0,352 (3)	—	-0,778 (4)	+0,423 (2)	+0,002 (1)
$\Pi_{эфф}$	-0,631 (3)	-0,820 (4)	—	+0,603 (2)	+0,036 (1)
V_p	+0,503 (3)	+0,512 (2)	+0,627 (4)	—	-0,022 (1)
μ	-0,082 (2)	+0,003 (1)	+0,053 (3)	-0,067 (4)	—

дом. Для корреляционного анализа использовались только наиболее типичные разности пород, приближающиеся по своим индивидуальным показателям петрофизических параметров к средним типам.

В табл. 11, 12, 13 даны матрицы коэффициентов собственно частной корреляции. Число в скобках показывает порядок, в котором факторы-аргументы вводились в корреляционную модель.

В табл. 14 приведены критические значения квантилей распределения при 5%-ном уровне значимости для случаев исключения из корреляционной модели факторов-аргументов.

Т а б л и ц а 14

Критические значения квантилей

Номер задачи	Количество проб	Значения квантилей					
		1	2	3	4	5	6
1	83	0,229	0,226	0,223	0,220	0,218	0,125
2	28	0,427	0,409	0,392	0,377	—	—
3	21	0,524	0,490	0,461	0,438	—	—

ляционного анализа последовательно 1, 2, 3 и т. д. факторов. Эти данные рассчитаны для каждой из трех задач.

Прежде чем делать выводы общего характера, рассмотрим связи каждого из введенных в задачу параметров со всеми остальными. Изложенные ниже результаты являются сугубо предварительными и в значительной мере имеют методическое значение, показывая возможность и целесообразность применения методов корреляционного и регрессионного анализов при рудно-петрофизических исследованиях.

Петрографический состав пород L отчетливо коррелируется с объемным весом и эффективной пористостью (см. табл. 11, 12, 13). Более кислые по составу породы (дацитовые и липаритовые порфиры) обладают меньшим объемным весом и меньшей эффективной пористостью по сравнению с породами основного состава. Менее значимая связь состава пород с типом гидротермально-метасоматических изменений. Здесь намечается преимущественное развитие ассоциаций поздней стадии по породам кислого состава, а ранней — по основным.

Гидротермальная деятельность, предшествовавшая рудоотложению, привела к образованию мощного, хорошо проявленного почти на всех медноколчеданных месторождениях ореола гидротермально измененных пород, в пределах которого породы в значительной мере изменили свои первичные физические свойства. Так, формирование гидротермально-метасоматических ассоциаций поздней стадии привело к понижению упругих свойств (уменьшению скоростей продольных волн и коэф. Пуассона), уменьшению эффективной пористости и положительной корреляции со степенью изменения, т. е. хлорит-серицитовая, кварц-хлоритовая и кварц-серицитовая ассоциации, помимо того, что они преимущественно развиваются по породам кислого состава, представлены чаще более высокими степенями метасоматического преобразования, чем кварц-эпидотовая ассоциация.

Степень гидротермально-метасоматического изменения — очень важная характеристика рудовмещающих пород. Она тесно связана с типом изменений и сильно влияет на эффективную пористость и упругость пород. При этом в породах кислого состава (см. табл. 12) корреляция ее с эффективной пористостью положительная, а в породах основного состава — отрицательная. Это объясняется отмеченной выше связью петрографического состава пород с типом изменений, в связи с чем в породах основного состава развиваются преимущественно кварц-гематитовая и кварц-эпидотовая ассоциации.

Упругие параметры по-разному связаны со степенью изменения в основных и кислых породах (см. табл. 12, 13). В породах основного состава наблюдается отчетливая положительная корреляция со скоростью продольных ультразвуковых волн, а в породах кислого состава связь отрицательная и несущественная, но зато здесь заметно возрастает связь с коэффициентом Пуассона. Отмеченные различия в корреляции петрофизических параметров, связанные с петрографическим составом пород, привели к тому, что при введении в единую программу этого параметра мы искажаем и нивелируем истинный характер связей для некоторых петрофизических свойств. В данном случае это степень изменения, упругие параметры (V_p , V_R , μ) и эффективная пористость.

Эффективная пористость $P_{\text{эфф}}$ относится к числу свойств, тесно связанных почти со всеми введенными в задачу параметрами (см. табл. 11, 12, 13). Связь открытой пористости с петрографическим составом, объемным весом, типом и степенью изменения отмечена выше. Остановимся на корреляции пористости с упругими параметрами. Поскольку по программе АИНФ мы рассчитали три варианта задачи (по всем проам, только для пород основного состава и только для пород кислого состава), то легко заметить различный тип связи эффективной пористости с упругими параметрами во всех трех вариантах. Для пород

кислого состава установлен положительный коэффициент частной корреляции эффективной пористости с коэффициентом Пуассона и отрицательный со скоростью продольных ультразвуковых волн.

В породах основного состава корреляция коэффициента Пуассона с эффективной пористостью отсутствует, но выявлена устойчивая положительная связь пористости со скоростью продольных ультразвуковых волн.

Программа АИНФ вполне применима для петрофизических исследований и дает хорошие результаты. Проведенное изучение корреляции петрофизических параметров рудовмещающих пород некоторых медноколчеданных месторождений Южного Урала позволяет сделать некоторые предварительные выводы: 1) между петрофизическими параметрами существуют сложные корреляционные связи; 2) важными компонентами корреляционного анализа являются петрографический состав, тип и степень гидротермально-метасоматического изменения; установлена высокая корреляция этих характеристик с объемным весом, эффективной пористостью и упругими параметрами; 3) гидротермально-метасоматические процессы, активно проявившиеся в предрудное время, существенно преобразовали горные породы. Выявлена тенденция в изменении различных свойств в соответствии с развитием гидротермально-метасоматических процессов. В породах различного состава характер связей между петрофизическими параметрами иной. В породах основного состава наблюдается преимущественное развитие ассоциаций ранних стадий гидротермального процесса (окварцевание, кварц-эпидот-хлоритовая ассоциация). Здесь повышение степени изменения пород приводит к тому, что эффективная пористость уменьшается, а упругость пропорционально увеличивается; в породах кислого состава развиваются ассоциации поздних стадий — кварц-серицитовая, серицит-хлоритовая — и эффективная пористость возрастает с увеличением степени изменения; 4) для выявления роли физических и механических свойств в локализации оруденения недостаточно изучать и интерпретировать одно или два свойства пород (например, пористость или плотность), необходимо выявление комплекса существенных свойств, определяющих в основных чертах физическую характеристику исследуемых пород, как потенциальных сред рудоотложения.

Изучение физических свойств медноколчеданных руд. Изучение физических свойств руд, помимо выделения различных минеральных и структурно-текстурных типов, позволяет получить дополнительные данные о степени метаморфизма, внутреннем строении рудных залежей и новые константы, позволяющие сравнивать руды различных месторождений. Нами изучены упругие свойства колчеданных руд различных месторождений Урала. Исследованы сплошные массивные руды, состоящие на 90% из пирита и 1—3% халькопирита, примесь нерудного (кварц, кальцит, лигрит) 7—8%. Четко выделяются руды, претерпевшие динамический метаморфизм. В них появляется резкая анизотропия упругих свойств, лавинно возрастающая у плоскостей послерудных разломов и зон милонитизации. Лабораторными методами исследовались ориентированные образцы колчеданных руд, отобранные из зон достоверных пострудных разломов. Полученные результаты показывают, что если в образцах, взятых на удалении от нарушений, руды имеют высокие константы упругости ($V_p=7$ км/сек, $V_R=4$ км/сек, $\mu=0,2-0,3$) и низкий коэффициент акустической неоднородности (1,05—1,08), то около послерудного разлома абсолютные значения их резко уменьшаются ($V_p=3$ км/сек, $V_R=1,5$ км/сек, $\mu=0,04-0,15$). При этом возрастает коэффициент акустической неоднородности до 1,4—1,8. У разлома максимальные значения констант упругости проявляются в направлении, перпендикулярном плоскости нарушения, а минимальные — в параллельном.

Кроме того, по своим физическим свойствам различаются руды перекристаллизованные и неперекристаллизованные. В качестве примера сопоставления медноколчеданных руд одного класса, развитых на месторождениях различных регионов и металлогенических провинций, рассмотрим особенности физических параметров руд некоторых колчеданных месторождений СССР и Японии (Смирнов и др., 1968).

Наиболее значительные колчеданные месторождения Японии сосредоточены в миоценовом поясе пород спилит-кератофировой формации, относящихся к ранней стадии альпийского геосинклинального развития. Рудные тела этих месторождений залегают у кровли риолитов, перекрытых пирокластическими отложениями, и имеют зональное строение. В их нижней части среди гидротермально измененных риолитов развита метасоматическая прожилково-вкрапленная сульфидная руда (силикатная), выше — массивная колчеданная руда (желтая), разрез венчает богатая полиметаллическая руда, согласно перекрытая морскими слоистыми пирокластическими породами (черная руда). Месторождения рассматриваются как смешанные вулканогенно-осадочные образования: их нижние части возникли вследствие воздействия гидротермальных растворов на риолиты, а верхние — при отложении вещества, выносимого этими растворами на дне миоценового моря.

Изучение упругих свойств руд ультразвуковым методом, а также определение эффективной пористости и объемного веса для различных типов руд из некоторых медноколчеданных месторождений Японии и СССР (табл. 15) позволяет сделать определенные выводы о том, что черные, желтые и силикатные руды колчеданных месторождений Японии отчетливо различаются по физическим свойствам.

Таблица 15
Физические свойства руд некоторых медноколчеданных месторождений Японии и СССР

Месторождение (руда)	Количество исследованных проб	Эффективная пористость $P_{эфф}$, %	Объемный вес, g/cm^3	Упругость						
				Скорость распространения упругих волн, м/сек			Модуль сдвига $G \cdot 10^5$, $кг/см^2$	Модуль Юнга $E \cdot 10^5$, $кг/см^2$	Коэффициент Пуассона	Коэффициент акустической неоднородности K_H
				продольных	поверхностных	поперечных				
Япония										
Учинатаи										
Черная руда	3	0,65	4,96	4060	2150	2300	2,62	6,55	0,26	1,02
Желтая руда	3	2,64	4,59	6610	3750	4100	7,80	18,40	0,18	1,08
Силикатная руда	3	3,60	3,18	4580	2620	2910	2,79	6,20	0,12	1,17
СССР										
Блява (Южный Урал)										
Массивная руда	10	1,32	4,51	6680	3510	3770	6,40	15,75	0,23	1,07
Им. III Интернационала (Средний Урал)										
Массивная руда	2	0,72	4,77	7400	4100	4440	8,55	21,9	0,28	1,10
Полосчатая руда	2	1,05	4,38	6230	3400	3680	5,96	15,4	0,29	1,22

1. Черная руда характеризуется: а) однородностью и постоянством свойств; б) низкими скоростями ультразвуковых волн и невысокими значениями модулей сдвига и Юнга; в) низкой эффективной пористостью, высокими значениями объемного веса.

2. Желтая руда месторождения Учинатаи резко отличается от черных и силикатных руд прежде всего высокими скоростями ультразвуковых волн и значительно (более чем в три раза) большими значениями упругих параметров. Кроме того, от черных руд она отличается высокой эффективной пористостью и большим коэффициентом неоднородности, а от силикатных — меньшими значениями эффективной пористости и коэффициента неоднородности.

3. Силикатная руда, в отличие от предыдущих типов, имеет неоднородное строение и значительно меньший объемный вес. От черных руд она отличается также высокой эффективной пористостью и более высокими скоростями ультразвуковых волн. Силикатная руда отличается также от желтых руд.

На месторождении Учинатаи отмеченные выше типы руд четко различаются также по коэффициенту Пуассона, который для черной руды равен 0,26, для желтой — 0,18 и для силикатной — 0,12, и по коэффициенту неоднородности: для черной руды — 1,02, для желтой — 1,08 и для силикатной — 1,17.

Массивные колчеданные руды месторождения Блява (Южный Урал) по физическим свойствам очень близки к желтой руде месторождения Учинатаи и отличаются только несколько меньшими значениями эффективной пористости, модулей сдвига и Юнга.

Среди типов руд, развитых на месторождении им. III Интернационала (Средний Урал), нами исследованы только два: 1) массивный колчеданный и 2) полосчатый медноколчеданный. Массивная колчеданная руда по составу почти полностью соответствует массивной колчеданной руде месторождения Блява и желтой руде месторождения Учинатаи, однако по физическим свойствам она существенно от них отличается. Для нее характерны более высокие скорости ультразвуковых волн и большие значения упругих параметров.

Полосчатая колчеданная руда отличается от охарактеризованных выше типов руд высоким коэффициентом неоднородности; последнее обусловлено текстурными особенностями этих руд; здесь полосы, сложенные сфалеритом, чередуются с пиритовыми и иногда с халькопиритовыми.

Сравнивая физические параметры близких по составу массивных колчеданных руд из месторождений Урала и Японии, можно видеть, что желтые руды Учинатаи имеют почти такие же свойства, что и массивные колчеданные руды Блявинского месторождения, но существенно отличаются от массивных руд месторождения им. III Интернационала. Одним из вариантов объяснения причин этого различия может быть разная степень метаморфизма руд месторождений. Желтые руды Учинатаи и массивные руды Блявы после своего образования не испытали существенного метаморфизма, в то время как массивные колчеданные руды месторождения им. III Интернационала были существенно метаморфизованы.

Изучение изменения физических и механических свойств горных пород в процессе формирования месторождений, составление петрофизических схем и карт рудных полей. Работами многих исследователей на примере разнообразных эндогенных месторождений установлено, что руды, как правило, локализуются в породах, характеризующихся определенным комплексом физико-механических свойств (Старостин, Зарайский, 1967 и др.). Предрудные гидротермально-метасоматические процессы коренным образом изменяют первичные свойства пород, способствуя формированию зон повышенной проницаемости и пористости, благоприятных для рудоотложения. Поэтому важное значение имеет выяснение масштабов изменения физических и механических свойств рудовмещающих пород для различных этапов формирования месторождений.

На Южном Урале по времени образования выделяются две группы месторождений: 1) одноэтапные и 2) двухэтапные. В качестве примера месторождений первой группы рассмотрим Блявинское рудное поле, а второй — Ащевутаское. Для них, помимо детальных прогнозно-металлогенических карт, были составлены схематические петрофизические схемы, основой для которых послужили детальные геолого-структурные карты.

При проведении аналитических работ была использована коллекция специально отобранных из керна буровых скважин образцов. Чтобы избежать влияния случайных и малозначащих факторов, каждый из этих образцов был подвергнут предварительной тщательной проверке, включающей микроскопическое изучение минерального состава и структурных особенностей, а в отдельных случаях и химического состава. Выбранные таким путем образцы являются наиболее типичными представителями основных разновидностей горных пород, развитых на территории рудного поля. Для каждого из них были определены объемный вес, эффективная пористость, скорости прохождения ультразвуковых волн, сопротивление одноосному сжатию, а также вычислены коэффициент Пуассона, модуль сдвига и модуль Юнга.

В результате изучения петрофизических параметров горных пород, развитых в пределах исследованных структур, были выявлены основные петрофизические группы пород, при выделении которых мы руководствовались несколькими принципами.

1. В одну группу обычно объединялись близкие по составу и текстурно-структурным особенностям породы.

2. Выделенные группы должны существенно отличаться как минимум по двум из комплекса основных характеристик — плотности и пористости, проницаемости и упругости, пластичности, твердости и прочности. Причем абсолютная величина разности физического параметра пород одной группы и соседних должна отличаться от вариаций этого параметра внутри группы в 2—3 раза.

3. Каждая петрофизическая группа должна объединять породы, сформированные или преобразованные в результате одного и того же процесса и в одно и то же время.

4. Непременным условием правомочности выделения петрофизических групп является требование масштабности, каждая из них должна отражаться на картах или схемах. В связи с этим для основных масштабов карт, применяемых при изучении рудных полей и месторождений, целесообразно выявить необходимый набор петрофизических групп.

5. Объединенные в одну петрофизическую группу образования должны слагать индивидуализированные тела, которые имеют отчетливые геологические границы, легко распознаваемые по комплексу признаков при геологическом картировании.

В качестве примера рассмотрим схематическую петрофизическую карту Блявинского рудного поля в масштабе 1 : 50 000, на которой показаны следующие петрофизические группы пород (рис. 37, табл. 16):

1. Хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты с пиритом включают многочисленные разности прерудных метасоматических пород, характеризующихся значительными колебаниями в содержаниях главных минералов (кварца, серицита, хлорита и пирита) и поэтому имеющих состав от существенно кварцевого до хлорит-серицитового, что изменяет физические и механические свойства (Старостин, 1968). В целом это индивидуализированная группа, основными петрофизическими особенностями которой являются достаточно высокая эффективная пористость (более 3%), низкая прочность и упругость, что делает указанные породы наиболее благоприятными для формирования рудовмещающих трещинных структур.

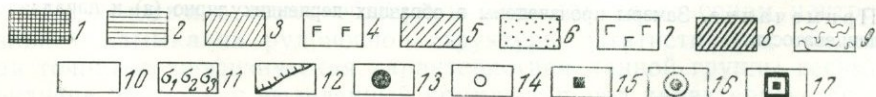
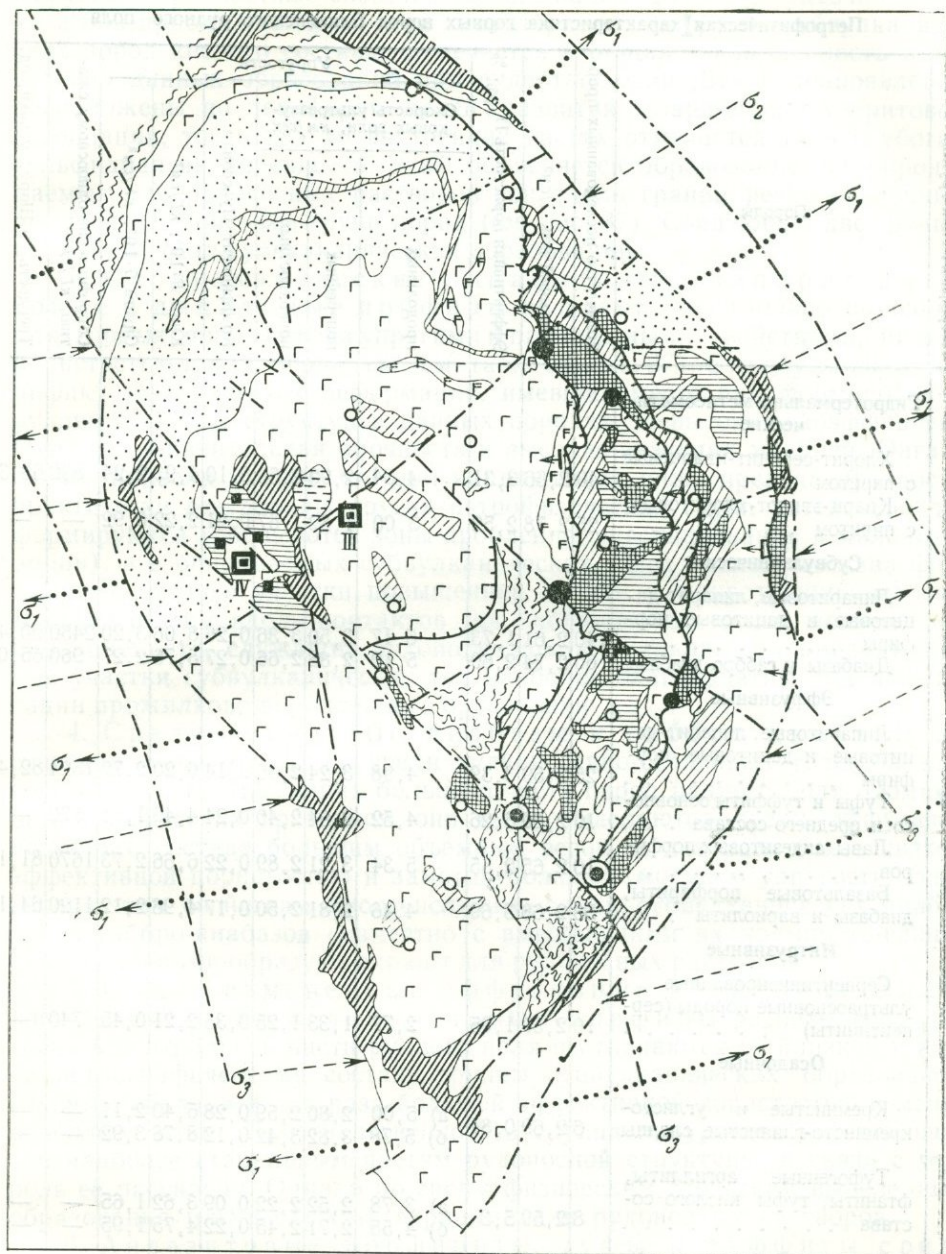


Рис. 37. Петрофизическая схема Блявинского рудного поля

1—10 — петрофизические группы пород (описание в тексте); 11 — тектонические оси напряжений; 12 — надвиги; 13 — медноколчеданные месторождения. Рудопроявления и пункты рудной минерализации; 14 — медноколчеданной рудной формации; 15 — сульфидной прожилково-вкрапленной рудной формации. Участки, благоприятные для обнаружения месторождений по петрофизическим и тектонофизическим данным; 16 — медноколчеданной формации; 17 — сульфидной прожилково-вкрапленной формации

Петрофизическая характеристика горных пород Блявинского рудного поля

Петрофизическая группа	Породы	Количество исследованных проб	Объемный вес, г/см ³	Эффективная пористость П _{эфф} , %	Упругость							
					Скорость ультразвуковых волн, км/сек			Коэффициент Пуассона	Юнга $E \cdot 10^5$, кг/см ²	Сдвига $G \cdot 10^8$, кг/см ²	Сопротивление одноосному сжатию, кг/см ²	Твердость по Шору, условн. ед.
					продольных	поперечных	поверхностных					
	Гидротермально-метасоматические											
1	Хлорит-серпидит-кварцевые с пиритом	40	2,66	3,31	4,34	2,90	2,58	0,10	4,93	2,24	830	63,3
2	Кварц-эпидот-хлоритовые с пиритом	25	2,78	2,52	3,00	1,82	1,67	0,21	2,22	0,92	—	—
	Субвулканические											
3	Липаритовые, липарит-дацитовые и дацитовые порфиры	140	2,61	1,73	6,17	3,50	3,36	0,26	8,06	3,20	2450	90,4
4	Диабазы и габбро-диабазы	60	2,74	2,60	5,10	2,88	2,66	0,27	5,76	2,27	960	65,0
	Эффузивные											
5	Липаритовые, липарит-дацитовые и дацитовые порфиры	25	2,59	3,39	4,98	3,24	2,86	0,14	6,20	2,72	1524	82,4
6	Туфы и туффиты основного и среднего состава	10	2,60	6,26	4,52	2,64	2,40	0,24	4,49	1,81	870	—
	Лавы андезитовых порфиров	10	2,65	2,55	5,34	3,21	2,89	0,22	6,66	2,73	1670	81,1
7	Базальтовые порфириты, диабазы и вариолиты	50	2,68	3,69	4,46	2,81	2,50	0,17	4,96	2,12	1120	64,1
	Интрузивные											
8	Серпентинизированные ультраосновные породы (серпентиниты)	10	2,57	1,95	2,77	1,33	1,25	0,35	2,21	0,45	740	—
	Осадочные											
9	Кремнистые и углисто-кремнисто-глинистые сланцы	6	2,69	0,84	а) 5,00 б) 5,78	2,80 3,82	2,59 3,42	0,28 0,12	5,40 8,78	2,11 3,92	—	—
10	Туфогенные аргиллиты, фтаниты, туфы кислого состава	8	2,59	5,3	а) 3,78 б) 4,55	2,52 2,71	2,22 2,45	0,09 0,22	3,62 4,75	1,65 1,95	—	—

Примечание. Замеры произведены в образцах перпендикулярно (а) и параллельно (б) сланцеватости.

2. Кварц-эпидот-хлоритовые метасоматиты с пиритом слагают значительные участки в западном и восточном крыльях Блявинской синклинали и играют важную роль в локализации медного оруденения. Породы данной группы, так же как и предыдущей, характеризуются значительными вариациями в содержании основных компонентов, что отражается и на колебаниях их физических свойств. Однако массовые определения физико-механических параметров показали, что кварц-эпидот-хлоритовые метасоматиты как группа характеризуются пониженной эффективной пористостью, а плотность их несколько возра-

стает по сравнению с исходными породами (диабазами и диоритами). Упругие и прочностные свойства пород данной группы достаточно высоки и она приближается по этой характеристике к группе субвулканических пород кислого состава. Отмечается и общая закономерность в поведении данных образований при рудоотложении. Все рудопроявления расположены по периферии полей развития кварц-эпидот-хлоритовой ассоциации, тогда как во внутренних частях отмечается только убогая сульфидная вкрапленность. Этим объясняется образование легкопроницаемых для рудоносных растворов зон вдоль границ резко различных по упругим свойствам групп пород (см. рис. 37). Следующие две группы выделены среди субвулканических образований.

3. Субвулканические липаритовые, липарит-дацитовые и дацитовые порфиры обладают максимально высокими для горных пород района упругими и прочностными свойствами, низкой пористостью и пластичностью (см. табл. 16, рис. 37). Это обусловило специфику тектонических деформаций, имевших место при формировании рудовмещающих структур в данных породах. Невысокий коэффициент Пуассона, значительная прочность и высокие значения модулей Юнга и сдвига привели к тому, что при напряжениях ниже предела прочности практически все породы других петрофизических групп интенсивно деформируются (образуются зоны дробления, рассланцевания и милонитизации), а в описываемых субвулканических телах кислого состава формируются только участки повышенной макро- и микротрещиноватости. В связи с этим вдоль контактов тел наблюдаются зоны повышенной проницаемости, служащие рудоподводящими каналами, а приконтактовые участки субвулканических тел наиболее благоприятны для локализации прожилково-вкрапленного оруденения.

4. Среднезернистые диабазы и габбро-диабазы достаточно широко развиты среди вулканогенно-осадочных толщ базальтового состава, слагающих большую часть пород рудного поля. Помимо петрографических признаков, они четко выделяются среди эффузивов подобного состава большим объемным весом, в два раза более низкой эффективной пористостью и заметно большим модулем упругости. Благодаря этим свойствам многочисленные силлы субвулканических диабазов и габбро-диабазов совместно с вмещающими их кремнисто-глинистыми сланцами образуют экраны для рудоносных растворов.

5. Слабо измененные эффузивные дацитовые, липарит-дацитовые и липаритовые порфиры развиты спорадически в центральной части рудного поля и отличаются от близкой к ним по петрографическому составу группы субвулканических образований главным образом в два раза большей эффективной пористостью и меньшей упругостью. Пространственно эта группа приурочена к тектонически наиболее стабильным частям рудоносной структуры, в связи с чем роль ее пассивная. Однако по своим физическим свойствам выделенные образования могли служить экранами для рудоносных растворов.

6. Андезитовые порфириты, туфы и туффиты среднего состава слагают обширную площадь на северном центрально-клинальном замыкании рудоносной структуры. Статистически обоснованная точная петрофизическая характеристика данной группы весьма затруднена, поскольку выделенный комплекс пород характеризуется большим фациальным разнообразием. Здесь имеется мощная толща различных по размерности туфов (бомбовых, средне- и мелкообломочных) и туффитов среднего состава, среди которых в резко подчиненном количестве залегают отдельные маломощные потоки лав андезитовых и андезит-дацитовых порфиритов, занимающие небольшие площади. Изучение физических свойств отдельных литологических разновидностей, слагающих данный комплекс, показало, что туфовая и туффитовая компонента (80—85% объема) характеризуется исключительно высокой пористо-

стью (6—10% и более) и проницаемостью (единицы миллиарды), низкой плотностью и невысокими модулями упругости. Встреченные среди туфов потоки лав обладают такими же свойствами, как и породы группы субвулканических образований кислого состава, но из-за небольших размеров в расчет не принимаются. По петрофизическим параметрам данная толща пород исключительно неблагоприятна для локализации руд, поскольку она легко проницаема для рудоносных растворов и не перекрыта (в современном срезе) экранирующими породами.

7. Базальтовые порфириты, диабазы и вариолиты являются наиболее широко развитой в пределах исследуемой структуры петрофизической группой пород, слагающих почти весь вулканогенный разрез сакмарской серии. Физические и механические свойства пород данной группы в связи с особой важностью их для формирования рудоносных структур нами изучены несколько более детально, чем для других групп. Характерной чертой описываемых пород (имеются в виду минимально измененные разности их) является резко пониженная прочность относительно группы субвулканических пород кислого состава (в 1,3—1,8 раза) и существенно (в 2 раза) большая эффективная пористость. Если также учесть, что в составе описываемых образований значительная часть принадлежит хлоритам (они образуются как по основному стеклу, так и по темноцветным), то можно достаточно обоснованно предсказать поведение данных пород при тектонических напряжениях, действовавших в момент формирования рудовмещающих структур. В условиях, когда напряжения будут достигать предела прочности эффузивных пород основного состава, они в связи с высоким содержанием мелкочешуйчатого хлорита будут преобразовываться в пластичные сланцеватые породы и хлорит-карбонатные сланцы. В это же время субвулканические тела будут массивными, но в приконтактовых участках характеризоваться повышенной микротрещиноватостью. Таким образом, создается благоприятная обстановка для формирования тектонических срывов вдоль контакта субвулканических тел, зон будинажа, в которых роль отдельных будин играют мелкие субвулканические тела, разорванные части отдельных потоков с массивной или глыбовой текстурами лав, прослой и линзы кремнистых сланцев, яшм, даек и др. В связи с высокой пластичностью в описываемых эффузивах затруднено формирование рудоподводящих каналов, что является одной из причин отсутствия значительной минерализации среди базальтовых толщ. Однако на узких участках, примыкающих к рудоподводящим разломам или зонам, которые часто контролируются контактами субвулканических тел, породы данной петрофизической группы могут замещаться рудой, поскольку они в этих зонах подвергаются повышенным тектоническим деформациям, в связи с чем приобретают свойства более проницаемых и пористых пород.

8. Серпентинизированные ультраосновные породы слагают небольшую по объему часть пород, но роль их в формировании рудоносной структуры весьма существенна. Небольшой объем исследований, проведенный нами по изучению физических и механических свойств ультрабазитов, показывает, что выделение данной петрофизической группы вполне обоснованно. Небольшая прочность ($\tau = 900—1200 \text{ кг/см}^2$), максимально высокая пластичность ($K = 30—40\%$), низкие значения модулей упругости и скоростей распространения ультразвуковых волн — все эти свойства обусловили исключительную «текучесть» гипербазитов при тектонических напряжениях. Узкие, лентовидные тела этих пород, приуроченные к зонам крупных разломов, способствовали, подобно смазке, движениям по нарушениям, приведшим к большим амплитудам сбросо-сдвиговых перемещений. Присутствие серпентинитов в тектонически ослабленных участках по периферии рудного поля способствовало консервации древних структур, и боль-

шинство тектонических напряжений после формирования гипербазитовых поясов находили разрядку внутри них. При этом рудоносные вулканические структуры могли вести себя как жесткие плиты, обтекаемые гипербазитами.

9. Кремнистые и углисто-кремнисто-глинистые сланцы характеризуются резко выраженной анизотропией физических свойств. Например, упругие константы в породе изменяются на 25—30% в зависимости от направления исследования образца. Максимальные значения их отмечаются вдоль слоистости, а минимальные — вкрест. Слагая небольшие участки среди более однородных и массивных потоков диабазов, сланцы, как правило, интенсивно сплюснуты. Анализируя физические свойства описываемых пород, легко заметить, что подобная плейчатость не могла бы образоваться, если бы породы в момент складчатости обладали такими же свойствами, что и в настоящее время. Они бы дробились и превращались в мелкообломочные тектонические брекчии. Наиболее вероятно, что наблюдаемая плейчатость сформировалась в конседиментационный период, когда в породах еще не закончились диагенетические изменения, и она представляла собой достаточно пластичную и непрочную массу. Отмечаемая в настоящее время анизотропия физических и механических свойств привела к тому, что в зависимости от структурного положения сланцевых пачек они могут играть роль как структурно-литологических экранов, так и легкопроницаемых участков, неблагоприятных для локализации руд.

10. Туфогенные аргиллиты и алевролиты, фтаниты, туфы кислого состава слагают туфогенно-осадочные отложения курганской и губерлинской свит, развитые по периферии Блявинской синклинали. Физические свойства этих пород в связи с небольшой ролью, которую они играют в формировании рудоносных структур, изучены нами слабо. Приведенные (см. табл. 18) единичные замеры позволяют нам дать хотя бы ориентировочную характеристику группы. В целом это достаточно пластичные, пористые и непрочные образования. Их упруго-прочностные характеристики значительно ниже по абсолютному значению, чем для подавляющей массы пород в липарит-базальтовой формации, слагающей Блявинскую рудоносную брахисинклинальную структуру, в связи с чем в прибортовых зонах синклинали описываемые туфогенно-осадочные отложения интенсивно дислоцированы, часто рассланцованы и, как правило, разбиты густой сетью разломов и трещин; здесь же развивается спорадически приразломный кливаж.

Проведенное петрофизическое изучение вулканогенно-осадочных пород рудного поля позволило оценить поведение каждой группы образований в истории формирования рудоносной структуры и выявить важную роль физико-механических свойств в локализации оруденения (Старостин, 1965, 1968; Старостин, Зарайский, 1967). Поскольку медноколчеданное оруденение Блявинского района парагенетически связано с нижнедевонским вулканоплутоническим комплексом (Яковлев и др., 1965) и является эпигенетичным по отношению к рудовещающим вулканогенно-осадочным образованиям силурийского возраста, большое значение имеет выделение и изучение структурно-литологических экранов. Нами здесь установлено четыре главных типа таких экранов: 1) горизонт массивных базальтовых порфиритов; 2) блоки массивных субвулканических пород кислого состава; 3) блоки кварцитов и кварц-серицитов пород; 4) пачка диабазов, вариолитов, сланцев и яшм, переслаивающихся с силлами субвулканических среднезнернистых диабазов.

Среди наиболее благоприятных по физико-механическим свойствам для замещения рудным веществом пород можно выделить четыре группы: 1) взрывные брекчии; 2) туфы, шлаковые лавовые брекчии и туффиты (основного и среднего состава); 3) тектонические брекчии пород кислого состава; 4) кварц-серицит-хлоритовые образования. Все

они характеризуются высокими значениями пористости (3,5—10,0%) и проницаемости (0,1—0,01 м). Среди кварц-серицитовых пород благоприятными для рудоотложения являются разности с повышенным содержанием серицита и хлорита. Обладая высокой пористостью и большой проницаемостью, они к тому же являются исключительно хрупкими и непрочными образованиями. Характеризующие их низкие значения модуля Юнга и коэффициента Пуассона — благоприятный фактор для широкого развития рудовмещающих трещинных структур. Наиболее общим случаем является замещение рудой предварительно тектонически раздробленных и гидротермально переработанных субвулканических пород кислого состава.

В табл. 17 римскими цифрами показаны петрофизические группы пород, последовательно сформировавшихся в предрудное время. Из нее

Таблица 17

Рудная формация	Этап оруденения	Рудные поля (примеры)	Петрофизические группы пород (рудовмещающие)	Объемный вес, г/см ³	Эффективная пористость, %	Скорость продольных волн (ультразвук), м/сек
Медноколчеданная	Медноколчеданный	Блявинское	I. Липаритовые и дацитовые порфиры неизменные (субвулканические)	2,61	1,60	5500
			II. Хлорит-кварц-халцедон-цеолитовые образования	2,30	11,60	1700
			III. Хлорит-серицит-кварцевые породы Кварциты	2,66 2,68	3,25 0,88	4200 5800
Колчеданно-полиметаллическая	Медноколчеданный	Джусинское ¹	I. Дацитовые порфиры неизменные	2,66	1,04	5880
			II. Кварц-серицит-хлоритовые образования по дацитовым порфирам	2,56	2,30	5000
			Кварциты и кварц-серицитовые породы	2,70	0,53	6200
Колчеданно-полиметаллическая	Полиметаллический	Ащубтакское ²	I. Андезит-дацитовые порфириты неизменные	2,59	1,41	5300
			II. Аргиллизированные андезит-дацитовые порфириты	2,65	3,00	4500
			Интенсивно аргиллизированные андезит-дацитовые порфириты	2,70	4,10	4230

¹ Совместно с В. И. Воробьевым.

² Совместно с В. В. Авдониним.

отчетливо видно, что тектонические и гидротермально-метасоматические процессы на ранних стадиях рудного процесса формировали высокопористые породы с низкой плотностью и упругостью. Эти образования способствовали возникновению зон повышенной проницаемости, которые были использованы гидротермальными предрудными растворами, формировавшими хлорит-серицит-кварцевые породы, и затем рудными растворами, образовавшими промышленные залежи. Все это последовательно приводило к уплотнению пород, сокращению открытой пористости и резкому увеличению упругих параметров.

Несколько отличающиеся данные о роли физико-механических свойств в локализации оруденения получены при изучении сульфидной минерализации, развитой в западной части рудного поля и ассоциирующей с комагматичными интрузиями габбро-диоритов нижнедевонского (?) возраста (Старостин, 1968). Установлено, что: 1) оптимальная для рудоотложения эффективная пористость здесь составляет около 2,5—3,0%; 2) по упругим и прочностным свойствам благоприятными для формирования рудолокализирующих структур (зон микротрещиноватости)

являются пропилитизированные диориты; 3) неизменные и ороговиконные вулканогенные и интрузивные породы по своим физическим свойствам были благоприятны для формирования структурно-литологических экранов (они малопористые и характеризуются в 1,5—2,0 раза более высокими величинами параметров упругости и прочности, чем рудовмещающие пропилитизированные диориты).

Проведенное комплексное изучение физических и механических свойств рудовмещающих пород Блявинского рудного поля позволяет нам рекомендовать при составлении прогнозно-металлогенических карт на медное оруденение учитывать в числе наиболее важных предпосылок петрофизические параметры. Подобные исследования должны проводиться в сочетании с тектоническими и геолого-структурными. На рис. 35 показаны фрагменты тектонического поля напряжений в период формирования месторождений рудного поля и направления движения по основным разломам. Из анализа этой схемы по петрофизическим параметрам и тектоническим условиям можно наметить участки, перспективные на обнаружение месторождений медноколчеданных руд.

Ащевутакское рудное поле. Месторождения и рудопроявления Ащевутакского района образовались в результате проявления двух этапов оруденения: раннего медноколчеданного и позднего полиметаллического. При этом первый парагенетически связан с субвулканическими телами кислого состава базальт-липаритового комплекса, а второй — с жильной серией гранодиоритового комплекса. Основной особенностью всех месторождений и рудопроявлений района является их приуроченность к разрывным нарушениям — разломам, зонам брекчирования и расланцевания. Наиболее отчетливо проявлена рудоконтролирующая роль разломов северо-западного простирания. Немаловажную роль в локализации оруденения играют складчатые структуры, о чем свидетельствует приуроченность некоторых рудопроявлений к осевым частям брахиантиклинальных складок. Изучение физических и механических свойств горных пород позволяет разделить все вулканогенно-осадочные образования рудного поля на пять основных петрофизических групп (рис. 38). Основные характеристики каждой из этих групп приведены в табл. 18, где они расположены в последовательности от наиболее благоприятных для рудоотложения к наименее благоприятным.

Рудные тела, приуроченные к породам кислого состава вблизи контактов их с экранирующими толщами туффитов и андезит-базальтовых порфиринов, залегают среди образований, претерпевших интенсивную гидротермальную обработку (см. рис. 38). Эти породы составляют особую петрофизическую группу, для которой характерны низкие скорости ультразвуковых волн, повышенная хрупкость, низкая упругость и прочность, сочетающиеся с высокой пористостью. Все эти особенности делают гидротермально измененные породы наиболее благоприятными для локализации рудных тел. Это подтверждает общеизвестный вывод о том, что гидротермальная проработка пород, предшествующая рудоотложению, способствует созданию оптимальных условий для концентрации руд. Однако более детальное изучение физических и механических свойств гидротермально измененных пород позволяет внести весьма существенные коррективы в это общее положение. Из табл. 18 видно, что туфы липаритовых порфиринов, подвергнутые значительному окварцеванию во внешних зонах ореолов гидротермально измененных пород, изменяют свои свойства таким образом, что приближаются по упругим характеристикам и прочности к экранирующим породам, занимая в сущности промежуточное положение между двумя этими основными группами пород.

Каждый из указанных этапов оруденения сопровождался гидротермально-метасоматическим изменением вмещающих пород. При этом медноколчеданному этапу сопутствовали интенсивная серицитизация и

окварцевание пород, а полиметаллическое оруденение сопровождалось гидротермальной аргиллизацией. Изучение влияния этих процессов на породы экранирующей толщи андезит-базальтовых порфиров показывает, что в результате каждого из них свойства пород изменяются по-разному. Андезит-базальтовые порфиры, претерпевшие интенсивную

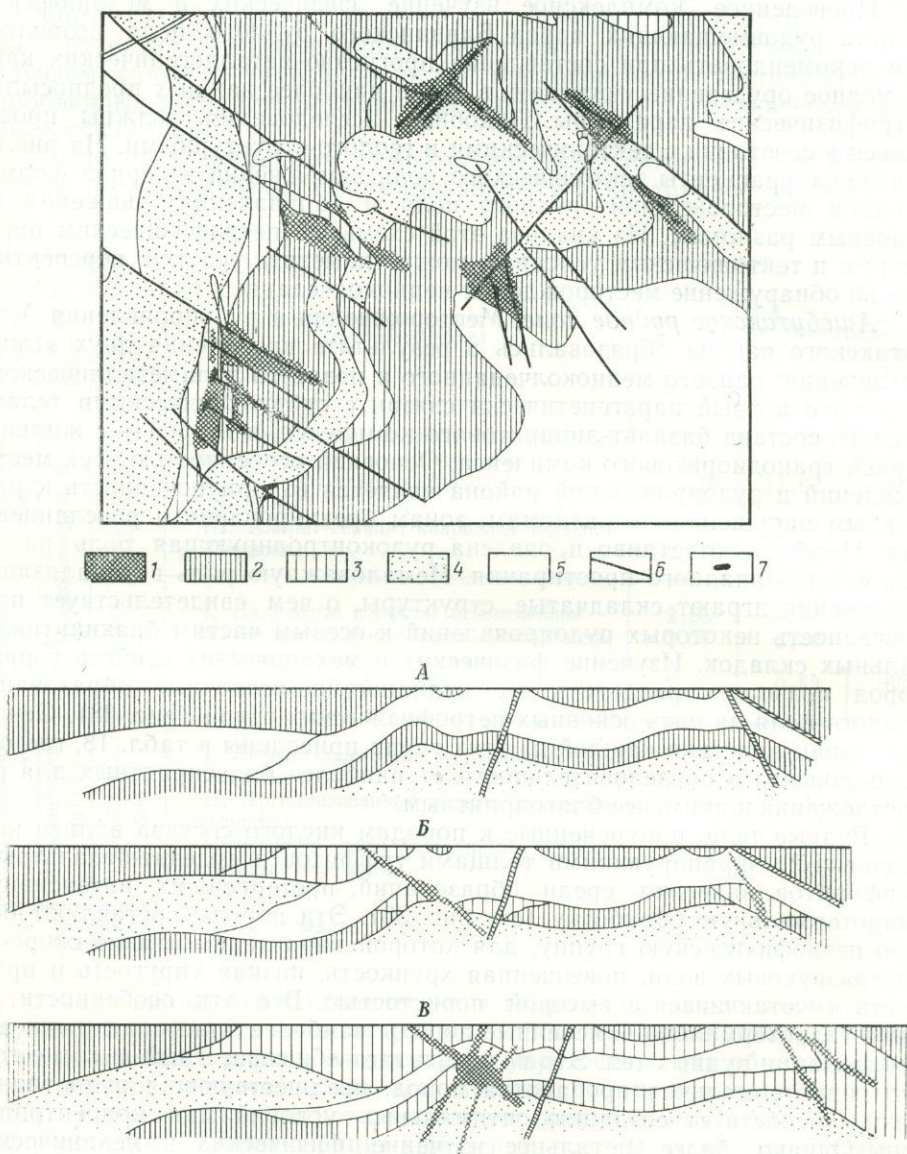


Рис. 38. Петрофизическая схема Ашебутакского района (по В. В. Авдоницу)

1—5 — петрофизические группы пород; 6 — разломы; 7 — рудные тела. Схема последовательности формирования рудоносных брахиантиклинальных складок Ашебутакского района: А — раннеживетский (догидротермальный) этап; Б — позднеживетский (предмедноколчеданский) этап; В — верхнедевонский (предполиметаллический) этап

серицитизацию, наряду с уменьшением скоростей ультразвуковых волн характеризуются резким уменьшением упругости и прочности, они становятся более хрупкими и пористыми. Измененные таким образом породы становятся во всех отношениях благоприятными для рудоотложения. Однако масштабы этих изменений незначительны, ибо свойства исход-

Петрофизическая группа	Породы	Количество исследованных образцов	Объемный вес, г/см ³	Эффективная пористость П _{эфф} , %	Скорость ультразвуковых волн, м/сек			Коэффициент Пуассона	Модуль сдвига G · 10 ⁵ , кг/см ²	Модуль Юнга E · 10 ⁵ , кг/см ²	Сопротивление одноосному сжатию, кг/см ²
					продольных	поперечных	поверхностных				
1	Кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты	4	2,62	3,0	4310	2630	2280	0,16	2,64	4,28	1165
	Интенсивно измененные андезит-базальтовые порфириты	10	2,69	2,76	4000	2650	2580	0,11	2,05	4,61	894
	Среднее	—	2,67	2,83	4090	2640	2490	0,12	2,22	4,51	971
2	Туфы липаритовых порфиров	8	2,63	1,85	5310	2990	2320	0,25	2,45	4,98	1325
	Липаритовые порфиры	6	2,64	0,67	5200	2940	2710	0,25	2,28	5,63	1573
	Среднее	—	2,63	1,34	5260	2970	2490	0,25	2,38	5,26	1431
3	Окварцованные туфы	6	2,78	1,47	5100	2720	2530	0,30	2,54	5,84	2300
	Туфы андезит-базальтовых порфиритов	5	2,74	1,95	5500	2800	2650	0,30	2,03	5,14	1844
	Среднее	—	2,76	1,71	5280	2760	2580	0,30	2,31	5,52	2093
4	Андезит-базальтовые порфириты	23	2,76	0,73	5560	2800	2640	0,33	2,85	7,22	3302
	Туффиты, туфопесчаники	3	2,59	0,98	5510	2800	2660	0,36	1,98	5,40	1384
	Среднее	—	2,74	0,76	5550	2800	2640	0,33	2,75	7,01	3081
5	Базальтовые порфириты	15	2,74	0,92	5710	2820	2530	0,41	2,45	5,55	2202

ных пород препятствуют необходимой тектонической и гидротермальной проработке. К иным результатам приводит гидротермальная аргиллизация. В результате этого процесса андезит-базальтовые порфириты также становятся менее прочными и упругими, скорости прохождения ультразвуковых волн уменьшаются, а пористость увеличивается, но в отличие от предшествующего процесса серицитизации при гидротермальной аргиллизации резко увеличиваются пластичность и вязкость пород. Эти обстоятельства в значительной степени ухудшают свойства пород, как потенциальных рудолокализирующих сред.

Всестороннее изучение геолого-структурных особенностей рудного поля, физико-механических свойств пород и изменений их под влиянием различных процессов позволило выделить три этапа формирования рудоносных структур Ащebutакского рудного поля, каждый из которых характеризуется своими особенностями: догидротермальный, предметноколлагенный и предполиметаллический.

Догидротермальный этап охватывает период формирования позднейфельско-раннеживетского базальт-липаритового комплекса и образования синвулканических структур. Поскольку к концу этого этапа практически завершилось зеленокаменное изменение пород, свойства их немногим отличались от тех, которые характеризуют их в настоящее время в тех участках, где не были проявлены процессы последующего изменения. Толщи кислого состава характеризовались коэффициентом Пуассона 0,25—0,30, толщи основного состава 0,33—0,40 и пачка андезит-базальтовых порфиритов 0,40—0,50.

Большой интерес представляют собой прочностные характеристики

пород этого этапа. Наибольшей прочностью обладают андезит-базальтовые порфиры ($\tau = 3304 \text{ кг/см}^2$). Липаритовые порфиры и в особенности их туфы характеризуются наименьшей прочностью ($1573\text{—}1325 \text{ кг/см}^2$). Благодаря такому различию упругих и прочностных свойств пород тектонические нарушения в виде межслоевых срывов возникли на контакте различных толщ уже в процессе складкообразования, причем вблизи этих нарушений в липаритовых порфирах и в особенности в их туфах могли развиваться довольно значительные зоны повышенной трещиноватости.

Предмедноколчеданный этап характеризовался широким проявлением гидротермально-метасоматических процессов, сопровождавшихся активизацией тектонических деформаций. В результате интенсивно проявленного кислотного выщелачивания, контролируемого крутопадающими разломами и зонами межслоевого дробления и расланцевания, туфы липаритовых порфиров, располагающиеся под экраном андезит-базальтовых порфиритов, приобрели свойства менее прочных хрупких и более пористых пород и превратились, таким образом, в образования, наиболее благоприятные для замещения рудой. Этому особенно способствовало то обстоятельство, что породы экрана не подверглись такому изменению. В непосредственной близости от рудовмещающих тектонических структур туфы липаритовых порфиров в результате интенсивного окварцевания местами стали более прочными и упругими и менее хрупкими.

Предполиметаллический этап проявился в тектонических подвижках и гидротермально-метасоматических процессах, предшествовавших и сопровождавших отложение полиметаллических руд. В то же время возникали тектонические нарушения иного направления, по сравнению с предыдущими, а также происходило подновление ранее заложенных. Гидротермальная переработка пород изменяла их в том же направлении, что и в течение предмедноколчеданного этапа, с той лишь разницей, что замещение первичных минералов породы агрегатом глинистых и слюдяных минералов, характерное для гидротермальной аргиллизации полиметаллического этапа, привело не только к уменьшению прочности, но и к увеличению вязкости и пластичности пород. В результате того, что структура стала более тектонически нарушенной, гидротермальные изменения в значительной степени охватили породы экранной толщи. Вследствие того, что структура стала более открытой, а влияние экрана практически не сказывалось, оруденение носит распыленный характер и не образует крупных концентраций в структурах, где был проявлен медноколчеданный этап. Анализ полученных результатов приводит к следующим выводам:

1. Основным фактором, определившим структурные особенности рудных полей полигенных колчеданно-полиметаллических месторождений, является наличие в строении палеозойской колчеданосной вулканогенно-осадочной серии резко контрастных по физическим и механическим свойствам толщ. При этом толщи и пачки андезит-базальтовых порфиритов и туффитов формируют структурно-литологические экраны, а толщи липаритовых порфиров и их туфов являются рудовмещающими. Непосредственными локализаторами медноколчеданных руд являются участки, приуроченные к пологим флексуриобразным перегибам пластов, осложненные тектоническими разломами и измененные процессами кварц-серичитового метасоматоза.

2. Разнообразные изменения, которым подвергаются породы в течение длительного периода геологического развития района, резко проявляются в изменении физических и механических свойств. Так, пропилизация и особенно гидротермально-метасоматические изменения, сопутствующие медноколчеданному оруденению, приводят к снижению скоростей распространения упругих волн, понижению значений коэффици-

ента Пуассона, уменьшению прочности и возрастанию эффективной пористости, что является основным фактором при формировании рудолокализирующих структур. Анализ физических свойств пород, сопровождаемый детальными петрографическими, петрохимическими и геохимическими исследованиями, предпринятый для вулканогенных толщ Ащеву-такского и Теренсайского районов, позволил установить, что гидротермально-метасоматические процессы, предшествовавшие рудоотложению, и собственно рудоотложение в основной массе приурочены к вулканогенным толщам кислого состава (дацитовые порфиры и их туфы на Джусинском месторождении, липаритовые порфиры и их туфы — на Ащеву-такском). Медноколчеданному этапу предшествовали гидротермально-метасоматические процессы, приведшие к образованию кварц-серицит-хлоритовых пород и кварцитов, а полиметаллическому — гидротермальная аргиллизация. Здесь для медноколчеданного этапа устанавливается закономерность, близкая к отмеченной для Блявинского рудного поля, т. е. на ранних стадиях этапа наблюдаются уменьшение плотности и упругости и возрастание открытой пористости пород (см. табл. 17). Завершается этап значительным уплотнением пород, резким сокращением их пористости и возрастанием упругости. Различие в характере процессов, присущих каждому рудному полю, выразилось в отличии их петрофизических параметров. Полиметаллический этап отличается от медноколчеданного устойчивой тенденцией к непрерывному уплотнению пород, постоянному увеличению пористости и равномерному уменьшению упругости.

3. Массовые замеры физических свойств пород с последующей статистической обработкой результатов и составлением схем и карт пространственного размещения различных петрофизических групп пород позволили установить, что изменение физических свойств вулканогенных пород в процессе геологического развития изучаемого района тесно увязывается с историей формирования современной структуры этого района и в значительной мере влияет на ход этого процесса.

Составление и анализ петрофизических карт и схем рудных полей медноколчеданных месторождений позволяют получить новую дополнительную информацию об условиях, способствующих формированию рудоносных структур и локализации руд, которая должна учитываться при составлении детальных прогнозно-металлогенических карт колчеданноносных районов в палеовулканических областях.

ИЗУЧЕНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

При комплексных исследованиях с целью составления прогнозно-металлогенических карт в областях палеовулканизма изучать в районе известные месторождения и рудопроявления преследует несколько целей. Во-первых, установление геологических структур месторождений; во-вторых, выяснение пространственной и временной схемы процессов рудообразования, определяющих металлогению территории; в-третьих, выявление особенностей формы, характера залегания, размеров и вещественного состава рудных тел, что в значительной степени определяет выбор комплекса методов при поисковых и разведочных работах.

Рудные тела колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений в большинстве случаев располагаются среди гидротермально измененных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород различного возраста. Они характеризуются разнообразием форм, размеров, пространственного расположения, внутреннего строения, вещественного состава и соотношений с окружающей геологической средой. Соответственно под «изучением» рудных тел рассматриваемых месторождений понимается выяснение их формы, внутреннего строения и пространст-

венного размещения, определение вещественного состава, выявление пространственных, временных и генетических соотношений руд с окружающими геологическими образованиями (дайки, субвулканические тела, интрузивы, вмещающие породы, складчатые и разрывные структуры), экспериментальные исследования физико-механических условий образования руд.

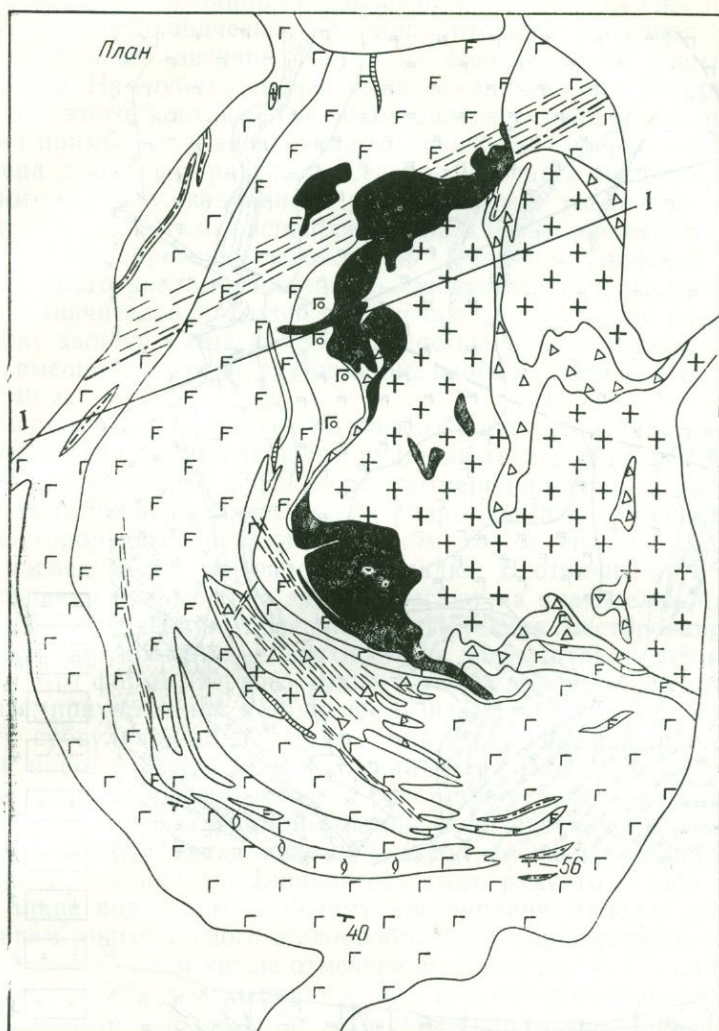
Морфология и пространственное положение рудных тел. Форма, размеры и пространственное положение колчеданных тел весьма разнообразны. Выделяются линзообразные, пластообразные, столбообразные и сложные по форме залежи, ориентированные различным образом и находящиеся на различных уровнях по отношению к дневной поверхности. Наиболее крупные тела по удлинению составляют сотни и даже тысячи метров, а мелкие — первые десятки метров. Месторождение может быть представлено одной крупной залежью или серией мелких сближенных рудных тел.

При общем согласном положении генеральной ориентировки рудных залежей во вмещающих породах очень часто устанавливаются элементы морфологии второго порядка (раздувы, тупые окончания, расщепления и апофизы), которые являются секущими по отношению к напластованию пород. Нередко вмещающие породы рассланцованы. По отношению к рассланцеванию контакты рудных тел и полосчатые текстуры руд ведут себя согласно. Но в пределах месторождений часто устанавливается несколько типов рассланцевания, отличающихся интенсивностью, масштабами проявления, пространственной ориентировкой и временем заложения. Фиксируются и такие случаи, когда рассланцевание расположено под некоторым углом к контактам руд, часто накладываясь на них. Контакты сплошных и вкрапленных руд обычно четкие, за исключением случаев, когда убогие вкрапленные руды постепенно переходят в непромышленную сульфидную минерализацию вмещающих пород.

Изучение морфологии рудных тел осуществляется по-разному в зависимости от степени их разведанности. Наиболее полно и достоверно форма рудного тела выявляется детальным картированием контактов в разведочных и эксплуатационных горных выработках с учетом данных бурения и геофизических исследований. Этот случай возможен на стадии отработки или детальной разведки месторождения. Если месторождение разведано лишь скважинами, то контуры рудного тела фиксируются документацией керна, сопровождающейся увязкой вскрытых рудных интервалов. Такая ситуация обычно возникает на первой стадии разведочных работ. При оценке месторождения, когда количество разведочных скважин невелико, или в обстановке весьма сложного залегания рудного тела, подсеченного лишь буровыми скважинами, определяющая роль в выявлении морфологии залежи принадлежит различным методам электро- и магниторазведки. Во всех указанных случаях изображение контуров рудных тел производится на планах и разрезах масштабов 1:200—1:2000. Сечения разрезов выбираются, как правило, вкрест генерального простирания рудного тела. Нередко для выявления особенностей залегания и морфологии бывает целесообразно строить продольные разрезы, проекции на разноориентированные плоскости, блок-диаграммы.

В качестве примеров рассмотрим некоторые рудные тела Блявинского, Комсомольского и Джусинского месторождений на Южном Урале.

Блявинское месторождение представлено четырьмя рудными телами, из которых наиболее крупное Северное разрабатывается карьером (рис. 39). Путем картирования карьера установлено, что рудное тело имеет сложную, в целом линзообразную, форму при субмеридиональном простирании и западном падении (40—70°). Склонение



Разрез по I-I

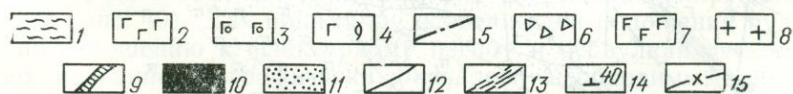
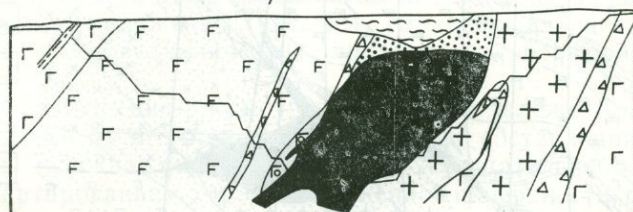


Рис. 39. Схематический геологический план Блявинского карьера (составлен Г. В. Ручкиным с использованием материалов Ю. С. Бородаева)

1 — меловые и палеогеновые отложения. Нижний силур (верхнеблявинская подсистема); 2 — мелкозернистые диабазы массивной текстуры; 3 — варислиты; 4 — диабазы шаровой текстуры; 5 — кремнистые, углисто-глинистые сланцы, туффиты; 6 — explosive breccias нижнедевонского (?) возраста; 7 — субвулканические габбро-диабазы нижнедевонского (?) возраста; 8 — субвулканические породы кислого состава нижнедевонского (?) возраста; 9 — кварц-гематитовые образования; 10 — колчеданные руды; 11 — «железная шляпа»; 12 — разрывные нарушения; 13 — трещиноватость и зоны повышенного расщепления; 14 — элементы залегания слоистости, контактов, тектонических нарушений; 15 — верхние уступы карьера

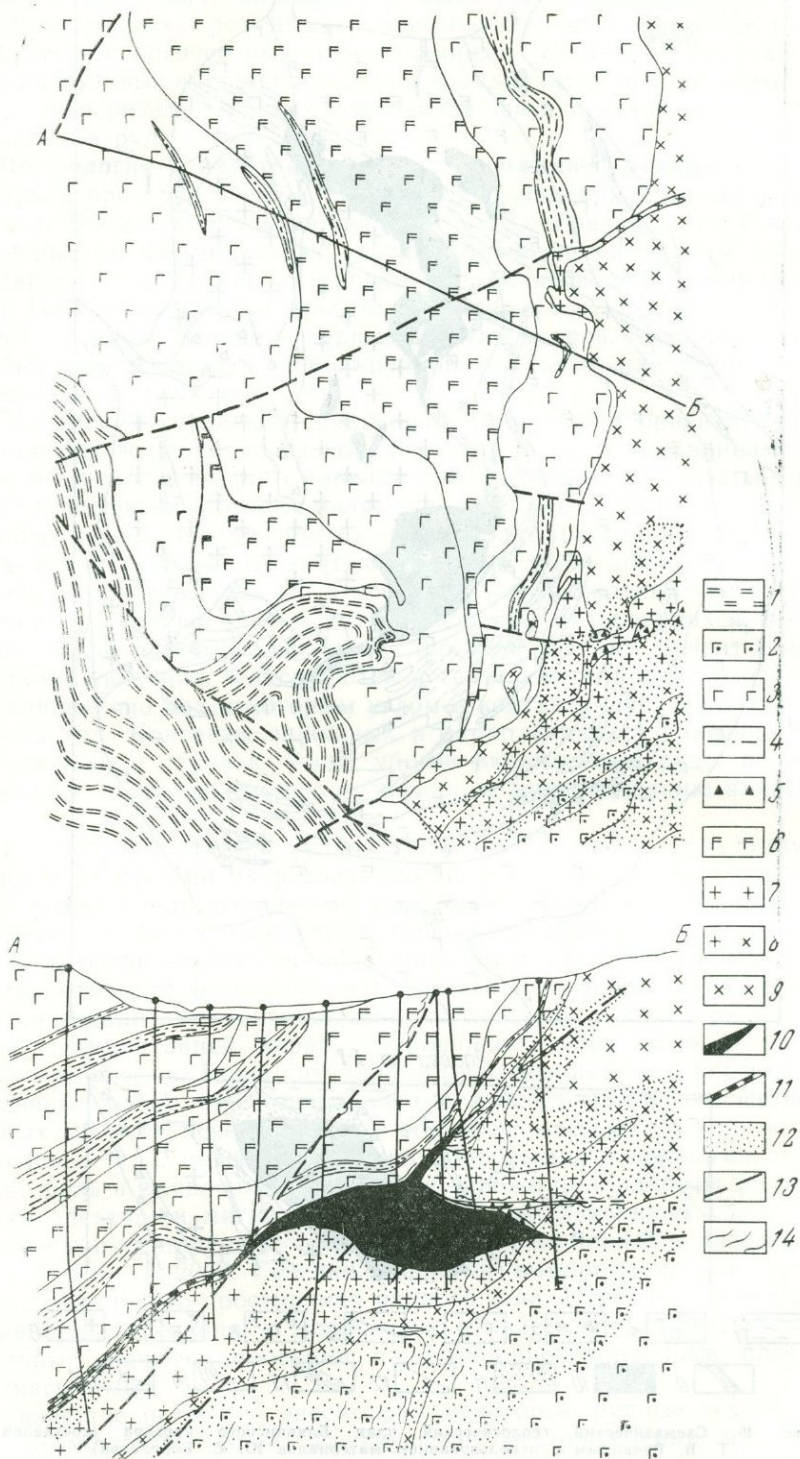


Рис. 40. Геологический план и разрез Комсомольского месторождения (по Г. П. Зарайскому с уточнениями Г. В. Ручкина)

1 — кремнистые и глинисто-углисто-кремнистые сланцы, эффузивы основного состава; 2 — базальтовые порфириты и мелкозернистые диабазы, Верхнеблявинская подсвита; 3 — базальтовые порфириты, мелкозернистые диабазы, вариолиты; 4 — горизонты и прослои слоистых пород (туфов, туффитов, шлаковых лавовых брекчий основного состава, глинисто-углисто-кремнистых сланцев и яшм); 5 — взрывчатые брекчии; 6 — субвулканические среднезернистые диабазы и габрсы-диабазы нижнедевонского (?) возраста; 7 — субвулканические липаритовые порфириты нижнедевонского (?) возраста; 8 — субвулка-

южное, в южном окончании составляющее 55—60°. Залежь приурочена к контакту субвулканических тел липаритовых порфиров (лежащий бок) с диабазами (висячий бок) и на большей своей части залегает согласно ему. На глубине вблизи выклинивания по падению рудное тело отходит от этого контакта и целиком залегает среди диабазов. В южной части оно примыкает к эксплозивным брекчиям. Северная часть залежи ограничена дорудным разломом северо-восточного направления, определившим ее тупое окончание и резкое местное увеличение мощности. С глубиной рудное тело расщепляется на две изолированные части: северную — штокообразную, сложенную мелкими апофизами в зоне вышеуказанного разлома, и южную — линзовидную часть, прослеживающуюся на значительную глубину. Отмечаются единичные апофизы в висячем боку залежи. Одна из них мощностью 4—6 м отходит от рудного тела во вмещающие субвулканические диабазы висячего бока на расстоянии 40 м.

Комсомольское месторождение, разведанное скважинами, представлено двумя главными рудными телами и серией мелких тел, в целом приуроченных к флекуре субмеридионального направления. Последняя осложнена продольными разрывными нарушениями и крупным пластообразным субвулканическим телом кислого состава, полностью наследующим морфологию складки. В отличие от Блявинского месторождения рудные тела здесь залегают на значительной глубине и не выходят на дневную поверхность. Изучение месторождения путем детального картирования поверхности и документации керн скважин показало, что форма Первого рудного тела приближается к неправильной линзе, приуроченной к падающему на запад под средним углом 37° контакту субвулканического тела (лежащий бок) с вулканогенно-осадочными породами кровли (Зарайский и др., 1966). По простирацию и падению линза прослеживается на расстояние нескольких сотен метров, обладая изометричной формой в плане. В поперечном разрезе в восточной части залежи устанавливается участок грушевидной формы с резко увеличенной мощностью. Длинная ось этого рудного столба ориентирована в плане под углом к общему простираению залежи, согласуясь с положением диагонального желобообразного понижения, установленного на пологом нижнем крыле отмеченной флексуры. Угол склонения рудного столба — 55°, угол ныряния — 30°, т. е. его пространственное положение несколько отличается от залегания рудного тела, ориентированного в целом в соответствии с рудоконтролирующим контактом. В восточной своей части раздув отходит от контакта в сторону лежачего бока и занимает секущее положение (рис. 40). Эта секущая часть полностью локализована в субвулканических липаритовых порфирах лежачего бока.

Форма и размещение рассмотренной рудной залежи Комсомольского месторождения были установлены на основе составления вертикальных разрезов по скважинам в сочетании с тщательно проведенным детальным картированием хорошо обнаженной поверхности, при котором, в частности, было зафиксировано положение рудоконтролирующего контакта (см. рис. 40). Для понимания особенностей положения рудной залежи по отношению к флексурному изгибу и субвулканическому телу, помимо названного, графически оказалось необходимым построение плана изолиний мощности рудной залежи и плана изолиний глубин положения кровли субвулканического тела липарит-дацитового состава.

нические липарит-дацитовые порфиры нижнедевонского (?) возраста; 9 — субвулканические дацитовые порфиры нижнедевонского (?) возраста. Руды: 10 — массивные медноколчеданные; 11 — пеллочатые сульфидные и сульфидно-гематитовые; 12 — зоны околорудного кварц-хлорит-серпичитового изменения; 13 — разрывные нарушения; 14 — зоны расланцевания

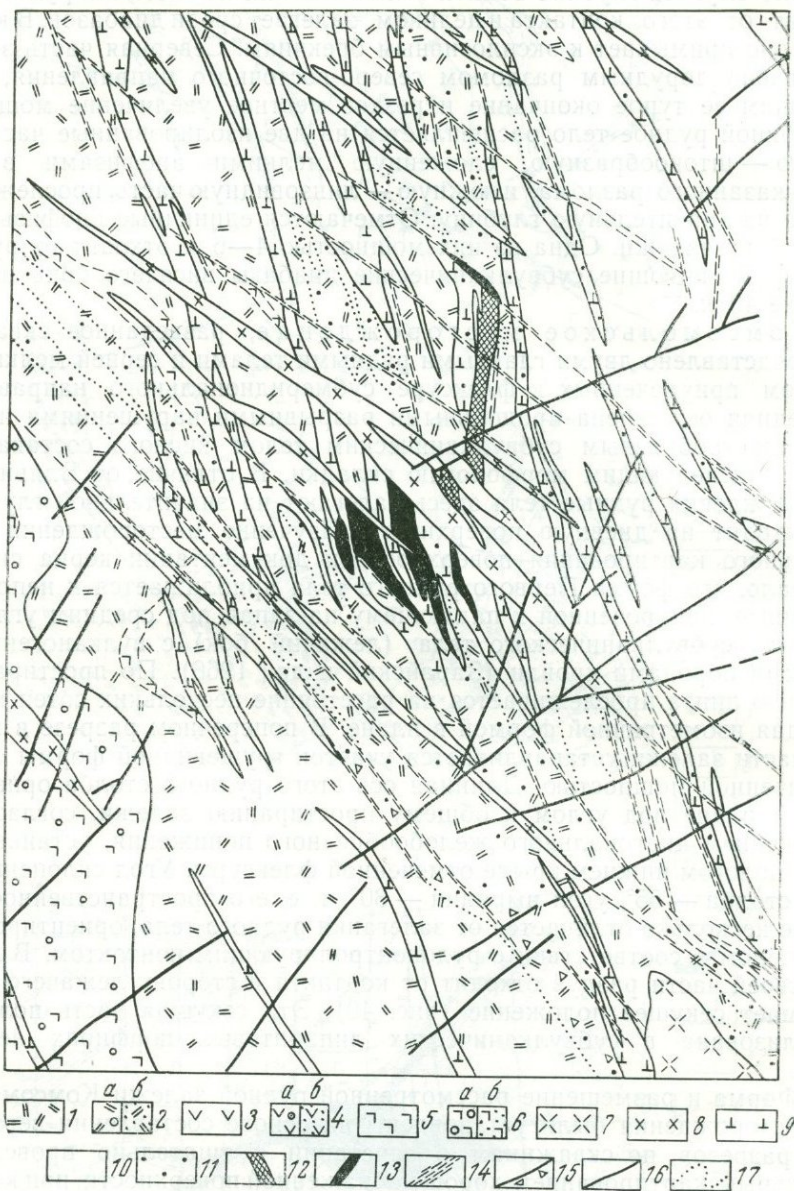


Рис. 41. Схематическая геологическая карта Джусинского месторождения (по Н. И. Еремину, 1968 г.)

Средний девон: 1 — дацитовые порфириды; 2 — туфы дацитовых порфиритов (а — крупнообломочные, б — средне- и мелкообломочные); 3 — андезитовые порфириды; 4 — туфы андезитовых порфиритов (а — крупнообломочные, б — средне- и мелкообломочные); 5 — базальтовые порфириды; 6 — туфы базальтовых порфиритов (а — крупнообломочные, б — средне- и мелкообломочные); 7 — сенилиты, граносенилиты, гранодиорит-порфиры; 8 — диориты; 9 — габбро-диабазы, габбро; 10 — гидротермально-метасоматические породы (сланцы и микрокварциты); 11 — гидротермально измененные породы. Руды: 12 — колчеданные; 13 — колчеданно-полиметаллические; 14 — зоны расщелачивания; 15 — зоны дробления и милонитизации; 16 — разломы; 17 — контуры гидротермально измененных пород.

Джусинское месторождение, разведанное скважинами, представляет собой серию изолированных друг от друга сравнительно небольших крутопадающих залежей, главная масса которых сконцентрирована на небольшом участке (рис. 41, 42). Большая часть этих залежей имеет линзовидную форму: при значительных размерах по простиранию и падению они обладают малыми мощностями. Некоторые тела, характеризуясь значительно большими размерами по падению, чем по простиранию, могут быть определены как столбообразные залежи. По положению в пространстве все рудные тела характеризуются крутыми падениями в западном и юго-западном направлениях под углом $70-80^\circ$, с простираниями, совпадающими с общим субмеридиональным направлением рудной зоны или несколько отклоняющимися от него к западу. В отдельных случаях наблюдается постепенное изменение простираний с глубиной, в других — наличие своеобразных коленообразных изгибов, характеризующихся наличием двух простираний: субмеридионального и северо-западного. Для части рудных тел устанавливается крутое склонение их в северо-западном направлении.

Специфика изучения формы рудных тел этого месторождения заключалась в том, что площадь его полностью перекрыта мощным чехлом мезо-кайнозойских образований, а увязка рудных тел, проведенная только по результатам документации керн наклонных скважин, не могла быть однозначной вследствие крутых залеганий вмещающих пород и руд, обилия даек основного и среднего состава, сравнительно небольших размеров рудных тел. Принципиальное значение имел вопрос достоверной увязки даек, ограничивающих и пересекающих рудные тела. Первоначально предполагалось, что все дайки имеют субмеридиональное направление и соответственно все вскрытые в скважинах рудные интервалы увязывались в два довольно крупных рудных тела того же простирания. Затем благодаря интерпретации детальных магнитометрических карт выяснилось наличие северо-западных направлений для отдельных даек. При картировании было установлено, что дайки габбро-диоритового состава на западном и восточном флангах месторождения обладают четко выраженными простираниями по азимуту

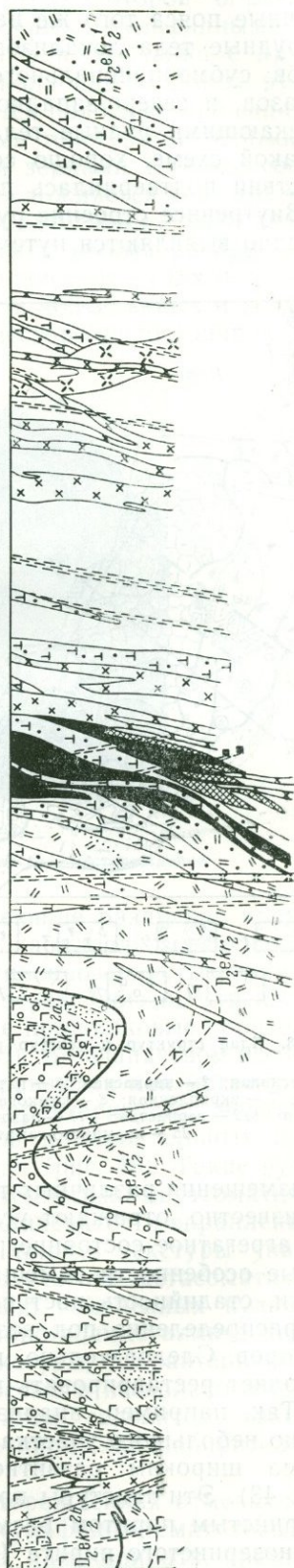


Рис. 42. Разрез Джусинского месторождения (по Н. И. Еремину, 1968 г.)
Условные обозначения см. на рис. 43

300—310° с крутыми, почти вертикальными падениями и образуют протяженные пояса того же направления. Таким образом, было выявлено, что рудные тела локализованы в участке пересечения двух дайковых поясов: субмеридионального, насыщенного дорудными дайками габбро-диабазов, и северо-западного с дайками габбро-диоритов и диоритов, рассекающими рудные тела. Увязка даек и рудных тел, проведенная по такой схеме, хорошо согласовалась с данными геофизики, а впоследствии подтвердилась при проходке подземных горных выработок.

Внутреннее строение рудных тел. Особенности строения рудных тел наглядно выявляются путем детального картирования пространственно-

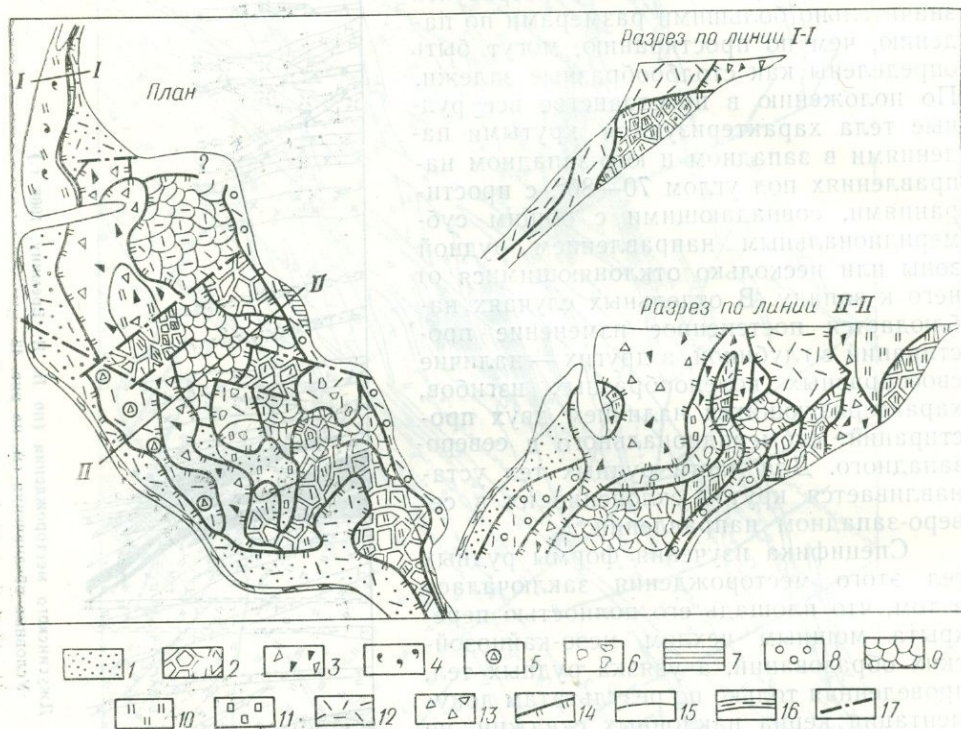


Рис. 43. План структур и текстур руд Блявинского месторождения. Северная линза. Уступ 16 (по В. Ф. Трофимову)

1 — массивная; 2 — каркасная; 3 — катакластическая; 4 — пятнистая; 5 — обломковидная; 6 — кавернозная; 7 — вкрапленная; 8 — комковая; 9 — брекчиевая; 10 — колломорфная; 11 — порфировая; 12 — зернистая; 13 — раздробленная; 14 — границы текстур; 15 — границы структур; 16 — кремнисто-гематитовые породы; 17 — разрывные нарушения

го размещения различных текстурно-структурных типов руд. Последние, как известно, отражают условия образования руд: способ рудоотложения, агрегатное состояние рудообразующих растворов, текстурно-структурные особенности замещаемых пород, интраминерализационные подвижки, стадийность поступления рудного вещества и последующее его перераспределение под воздействием разнообразных метаморфических факторов. Следовательно, выявление внутреннего строения рудных тел позволяет реставрировать историю их формирования.

Так, например, анализируя план структур и текстур руд сравнительно небольшого участка Блявинского месторождения, мы видим, что весьма широким развитием здесь пользуются каркасные текстуры (рис. 43). Эти текстуры представляют собой ячейки, выполненные тонкозернистым пиритом размером до 10—15 см, разделенные жилками крупнозернистого пирита (рис. 44). Жилки имеют симметричное строение: к центру размер зерен увеличивается. Генезис этих текстур объяс-

няется дегидратацией гелевых масс, в процессе которой образуются «трещины усыхания», цементируемые остаточными сульфидными растворами. Следовательно, наличие этих текстур в сочетании с другими признаками указывает на первоначальную коллоидную форму рудного вещества. На этом же плане четко фиксируется полоса северо-западного направления, выполненная катакластическими текстурами: обломки пирита и марказита сцементированы мелкими зернами того же состава.

Рестаурация условий рудообразования осложняется тем, что значительное число распространенных текстур колчеданных руд является конвергентным. Данное положение относится к весьма распространенным в колчеданных и колчеданно-полиметаллических рудах полосчатым и брекчиевидным текстурам. Так, например, в колчеданных и колчеданно-полиметаллических рудах Джусинского месторождения широко пред-



Рис. 44. Руды каркасной текстуры. Блявинское месторождение

ставлены три типа полосчатых текстур, имеющие различное происхождение. Первый характеризуется появлением параллельных полос и линз мощностью от 1 до 10 мм, сложенных укрупненнозернистым пиритом на фоне мелкозернистого агрегата пиритовых зерен. Обычно эти полосы и линзы будинированы и содержат поперечные прожилковые образования, выполненные кварцем и карбонатом (рис. 45). Большинство исследователей подобного рода образования рассматриваются как метаморфогенно-полосчатые. Второй тип полосчатости характеризуется неравномерным распределением количества сульфидов в параллельных полосах мощностью в несколько миллиметров каждая (рис. 46). Такие руды обнаруживают постепенные переходы к гидротермально-метасоматическим сланцам лежащего бока, обогащенным по сланцеватости вкрапленностью сульфидов. Это позволяет рассматривать данные текстуры унаследованно-полосчатыми, образовавшимися в результате метасоматического замещения рассланцованных гидротермально измененных вулканогенных пород. Наконец, в составе колчеданно-полиметаллических руд фиксируются прожилково-полосчатые текстуры, характеризующиеся наличием параллельных прожилков мощностью в несколько миллиметров, выполненных халькопиритом, сфалеритом, галенитом, кварцем и карбонатом в однородной зернистой массе пирит-халькопиритового состава (рис. 47).

На Блявинском и Комсомольском месторождениях отмечаются два типа слоисто-полосчатых сульфидных и сульфидно-гематитовых руд. Эти руды, состоящие из пирита, марказита, халькопирита, кремнезема, кальцита, хлорита, иногда гематита с примесью обломков терригенных

и вулканогенных пород, зафиксированы в составе рудных тел и на выклинке последних в переслаивании с углисто-глинистыми сланцами (рис. 48). Декрептофоническим методом в атмосфере аргона при нагревании до 500°С выяснилось, что сульфиды из полосчатых руд, находящихся в лежачем и висячем боках рудных залежей, и сульфиды из руд, переслаивающихся с углисто-глинистыми сланцами, не декрепитируют в отличие от сульфидов, отобранных из слоисто-полосчатых руд центральных частей рудных тел. На этом основании предполагается двойственная природа слоисто-полосчатых текстур: с одной стороны, текстуры, образовавшиеся осадочным или эксгаляционно-осадочным путем, с другой — текстуры, образовавшиеся путем избирательного метасоматического замещения слоистых толщ.

Другим затрудняющим обстоятельством в расшифровке условий формирования руд является сложность и многостадийность образова-



Рис. 45. Метаморфогенно-полосчатая текстура колчеданных руд. Джусинское месторождение. Уменьшено в 3 раза



Рис. 46. Унаследованно-полосчатая текстура вкрапленных колчеданных руд. Джусинское месторождение. Уменьшено в 3 раза

ния некоторых текстур. Общеизвестным примером могут служить брекчиевидные текстуры, описанные М. Б. Бородаевской, М. И. Вахрушевым и др. (1968) для Гайского месторождения на Южном Урале.

В рудных телах при их картировании фиксируются послерудные разрывные нарушения в виде зон рассланцевания, повышенной трещиноватости, открытых и минерализованных трещин скола и отрыва, зон дробления и милонитизации. Указанные разрывные нарушения существенно затрудняют диагностику текстурно-структурных особенностей руд в этих участках.

Зональность в рудных телах. Рудные тела, характеризующиеся постоянным химическим составом, редки. Чаще наблюдается закономерное изменение содержаний компонентов в различных частях тел. Это проявляется в наличии зональности в распределении в первую очередь главных рудообразующих элементов (меди, цинка и свинца). Первичные руды характеризуются как зональностью первого рода, вызванной пульсационным поступлением рудообразующих растворов, так и зональностью второго рода, обусловленной различными физико-химическими, литологическими, тектоническими и другими условиями рудоотложения в различных участках контура формирующейся залежи. Рудные тела, которые испытали последующий метаморфизм, обнаружива-

ют зональность, вызванную перераспределением вещества под действием циркулирующих растворов, повышения температуры и направленных физических напряжений.

На многих месторождениях закономерности распределения химических компонентов руд четко выражены в смене одних минеральных ассоциаций другими, например от всячего бока к лежащему, с глубиной и т. д. В этом случае изучение зональности сводится к пространственному выявлению расположения тех или иных минеральных сообществ, например, как это рекомендует Н. В. Петровская (1959), методом детального минералогического картирования горных выработок. Выяснение зональности рудных залежей в ряде случаев требует особого подхода. Так, например, в Первом рудном теле Комсомольского месторождения

никакой отчетливой зональности при картировании не выявляется. Главные минеральные ассоциации (марказит-пиритовая и халькопирит-сфалеритовая), отвечающие, по Г. П. Зарайскому, двум различным ста-

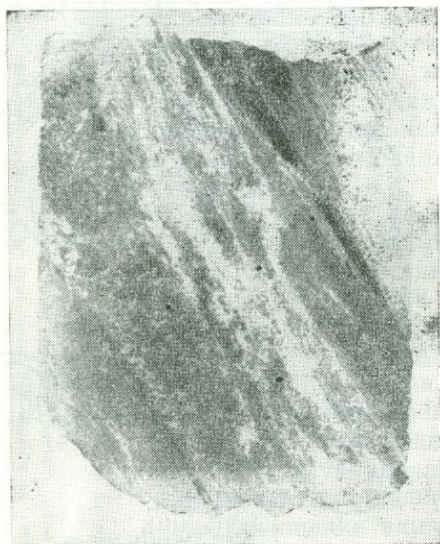


Рис. 47. Прожилково-полосчатая текстура колчеданно-полиметаллических руд. Джусинское месторождение. Уменьшено в 3 раза

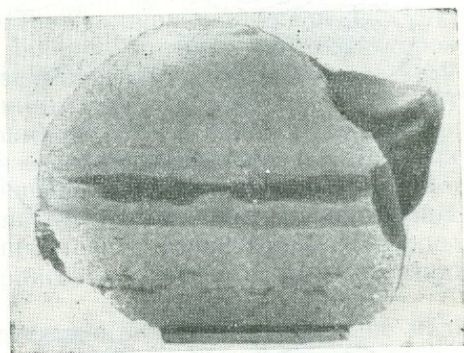
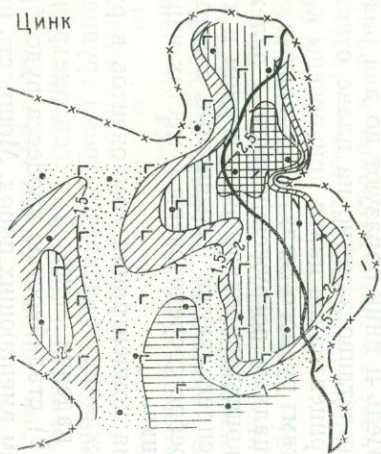


Рис. 48. Слоисто-полосчатая текстура колчеданных руд. Блявинское месторождение

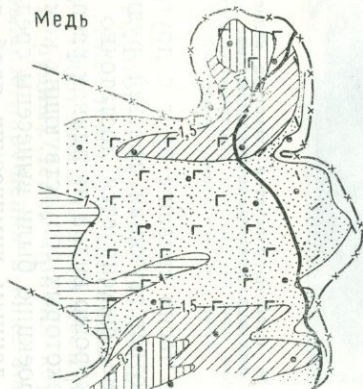
диям рудообразования, пространственно тесно связаны друг с другом. Халькопирит-борнитовая ассоциация, соответствующая третьей рудной стадии, имея локальное распространение, фиксируется достаточно отчетливо. Зональность в указанном теле хорошо видна на планах распределения основных рудообразующих и некоторых сопутствующих компонентов (рис. 49). На горизонтальную проекцию были вынесены средне-взвешенные содержания элементов по данным химических проб руд, отобранных из буровых скважин. Медь и цинк образуют по два разоб-щенных максимума, что наиболее отчетливо заметно на плане отношения меди к цинку. Максимальные концентрации цинка приурочены к восточным и северо-восточным частям рудного тела. Аномальные его содержания наблюдаются и на западном погружении рудной залежи. Максимальные содержания меди сконцентрированы на северном и южном флангах. Аналогично меди распределяются повышенные содержания селена и теллура. Золото и серебро сосредоточены в местах наиболее высоких содержаний меди и цинка.

Неравномерность распределения концентраций компонентов в рудных телах Комсомольского месторождения объясняется тремя группами факторов: 1) мощностью, углами падения залежей и гипсометрическим уровнем различных их частей; 2) стадийностью процесса рудообразования; 3) литологическим составом вмещающих пород. Мощность руд-

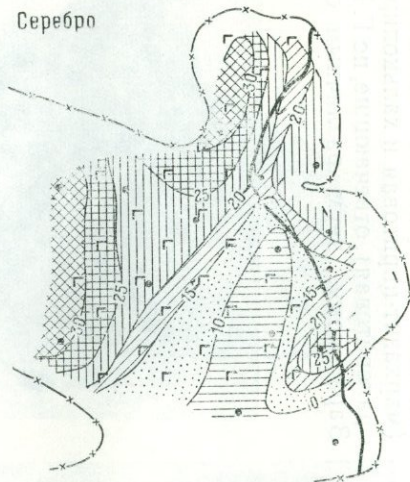
Цинк



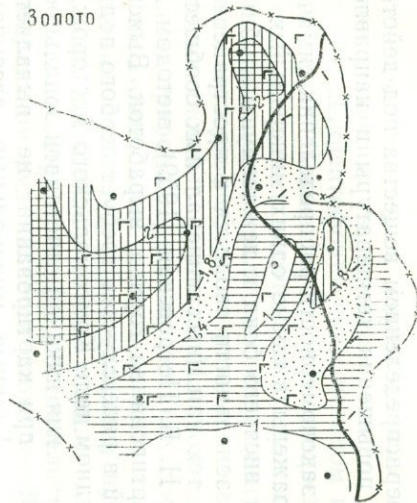
Медь



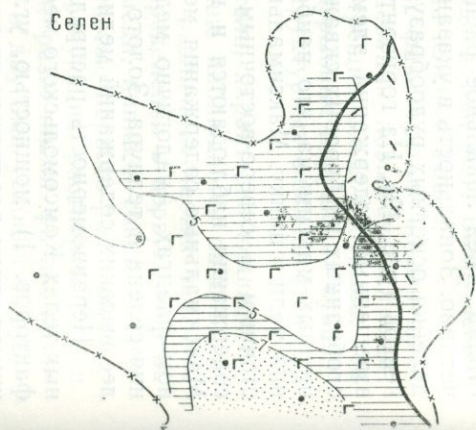
Серебро



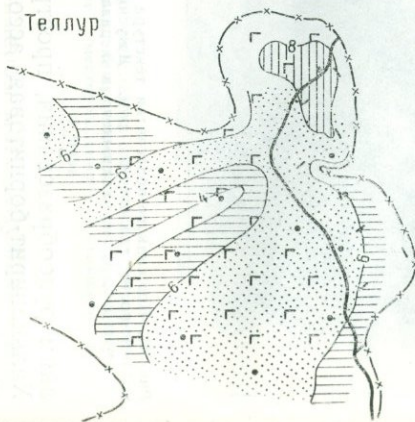
Золото



Селен



Теллур



Отношение
цинка к меди

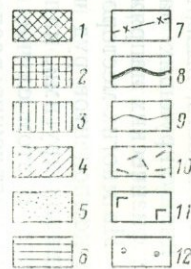
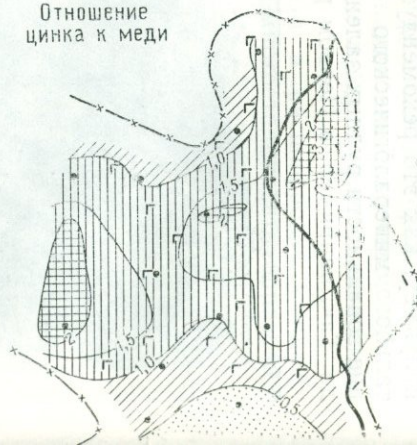


Рис. 49. Распределение рудообразующих и попутных элементов в рудном теле № 1 Комсомольского месторождения

Содержание элементов в условных единицах: 1 — серебро больше 30; 2 — медь больше 3; цинк больше 2,5; серебро от 25 до 30; золото больше 10; теллур больше 10; селен больше 12; 3 — медь от 2 до 3; цинк от 2 до 3; серебро от 20 до 25; золото от 8 до 10; селен от 11 до 13; 4 — медь от 1,5 до 2; цинк от 1,5 до 2; серебро от 15 до 20; теллур от 6 до 8; селен от 9 до 11; 5 — медь от 1 до 1,3; цинк от 1 до 1,5; серебро от 10 до 15; золото от 1,4 до 1,8; теллур от 4 до 6; селен от 7 до 9; 6 — медь от 0,5 до 1; цинк меньше 1; серебро от 5 до 10; золото от 1 до 1,4; теллур меньше 6; селен меньше 5; 7 — границы рудного тела; 8 — границы пород кислого и основного состава; 9 — линии изоконцентраций; 10 — порода кислого состава; 11 — порода основного состава; 12 — буровые скважины

ных тел в значительной мере отражает ширину зоны, под-
вергшейся рудному метасоматозу, и, вероятно, длительность
его во времени. Углы падения рудовмещающей структуры
могли влиять на подвижность элементов и термодинамиче-
скую обстановку рудообразования. Термодинамический ре-
жим, очевидно, контролировался и глубиной формирования
различных частей рудной залежи. Для выяснения влияния
этих факторов были подсчитаны ранговые коэффициенты
Спирмана для средневзвешенных содержаний меди и цинка.

Как видно из табл. 19, в Первом рудном теле цинк
обнаруживает тенденцию к уменьшению с увеличением угла
падения и глубиной опробования. Правда, в обоих случаях
ранговые коэффициенты корреляции являются незначимыми
при данном (20) количестве проб. Содержание цинка воз-
растает по мере увеличения мощности рудного тела. Боль-
шие углы падения этого рудного тела более благоприятны
для осаждения меди, а корреляционная связь ее с мощ-
ностью отрицательная и довольно слабая. Отсутствует кор-
реляция между содержаниями меди и глубиной опробования
(табл. 19).

Так как на распределение содержаний меди и цинка
в рудном теле оказывало влияние большое число факторов,
то вычислялись частные коэффициенты корреляции двух вели-
чин, при исключении влияния на них третьей (см. табл. 19).
Значения частных коэффициентов корреляции подтверждают
тесную положительную связь содержаний меди с углами па-
дения и еще более подчеркивают отрицательную связь углов
падения с содержаниями цинка. Устанавливается также пря-
мая зависимость содержания меди с увеличением глубины,
что было завуалировано в ранговом коэффициенте корреляции
влиянием угла падения.

Для оценки влияния всех факторов на содержание меди
и цинка в различных частях рудного тела рассчитывались
коэффициенты множественной корреляции, отражающие за-
висимость одного признака от нескольких других. Распреде-
ление меди в значительной мере обусловлено влиянием фак-
торов первой группы, правда, в меньшей степени это спра-
ведливо для цинка (см. табл. 19). Определенное влияние на
распределение меди, золота и серебра оказала стадийность
рудообразования. Значительные концентрации этих металлов
связаны с халькопирит-борнитовой ассоциацией, локализо-
ванной на южном фланге Первого рудного тела. Местами на
восточном фланге рудного тела наблюдаются исключения
из выявленных закономерностей. В этих пунктах макси-
мальные концентрации цинка приурочены к участкам залежи,
находящимся внутри субвулканического тела кислого со-
става. Возможно, что породы такого литологического состава
были более благоприятны для осаждения цинка.

Вещественный состав руд. Минеральный состав первич-
ных руд характеризуется господством сульфидов железа,
меди, цинка, свинца, в меньшей степени мышьяка и сурьмы.
Для большинства месторождений главными рудными мине-
ралами являются пирит, халькопирит, сфалерит, марказит и
пирротин, иногда галенит и блеклая руда; среди нерудных
минералов наблюдаются кварц, серицит, карбонат, в отдель-
ных месторождениях — барит. Важные в промышленном от-
ношении полезные компоненты, такие, как золото, серебро,
теллур, висмут, кадмий, селен, индий и галлий, изоморфно

входят в кристаллическую решетку перечисленных минералов или образуют мелкие включения самостоятельных минералов (самородные элементы, теллуриды, селениды).

Таблица 19

Коэффициенты корреляции содержаний меди и цинка с мощностью, углами падения рудных залежей и глубиной залегания на Комсомольском месторождении

Рудное тело	Элемент	Коэффициенты корреляции							Множественные
		Ранговые, вычисленные с учетом влияния			Частные, вычисленные с учетом влияния				
		угла падения	мощности	глубины залегания	угла падения без мощности	мощности без угла падения	глубины залегания без угла падения	угла падения без глубины залегания	
Первое	Cu	-0,35 н/з	+0,55	-0,30	-0,64	+0,50	-0,34	—	0,63
	Zn	+0,67	-0,35 н/з	н/з	+0,64	-0,20 н/з	+0,68	—	0,87

н/з — коэффициент корреляции незначим.

Вариации в содержаниях основных и сопутствующих элементов в рудах рассматриваются М. Б. Бородаевской, А. И. Кривцовым и др. (1969) как следствие связи колчеданных месторождений с определенными типами базальтоидного магматизма.

Прерывистость процесса рудообразования и эволюция растворов во времени предопределили формирование в составе руд разновозрастных генераций минералов, объединяющихся в минеральные ассоциации, которые соответствуют определенным стадиям процесса рудообразования. Кроме того, в рудах формируются генерации минералов и минеральные ассоциации, образовавшиеся в результате переотложения и регенерации вещества под воздействием факторов метаморфизма и наложения процессов, связанных с другими очагами рудообразования.

В огромном большинстве случаев выделение генераций минералов основывается на изучении взаимоотношений и морфологических отличий между ними, наблюдаемых визуально или под микроскопом. В качестве дополнительных доказательств разделения того или иного минерала по генерациям используются различия физических свойств, как-то: микротвердость, электропроводность, отражательная способность, температура декрепитации и т. п. Наиболее перспективным представляется изучение тех свойств, которые непосредственно являются характеристиками минерала — параметров элементарной ячейки, реального химического состава по основным элементам, состава элементов-примесей. Трудность изучения этих свойств состоит в том, что большинство генераций минералов, устанавливаемых микроскопически, практически невозможно выделить в отдельные фракции с целью проведения рентгеноструктурного, химического или спектрального анализов. В этом отношении заслуживает внимания применение методов локального анализа, развивающегося по двум направлениям — рентгеноспектральному и эмиссионному спектральному.

Так, например, широким развитием пирита в составе различных типов руд и вмещающих пород характеризуется Тишинское колчеданно-полиметаллическое месторождение на Рудном Алтае. Исследователи, занимающиеся изучением руд этого месторождения, выделяют несколько разновозрастных генераций пирита главным образом по морфологи-

ческим признакам, занимаемой геологической позиции и парагенезису. Учитывая чрезвычайную сложность выделения в мономинеральные фракции различных генераций, была предпринята попытка спектрального определения элементов-примесей специальным прибором. Этот прибор снабжен оптическим микроскопом, с помощью которого в отраженном свете наблюдались рабочие поверхности анализируемых шлифов при максимальном увеличении 500, что позволило с большой точностью направлять луч лазера в нужную точку, контролировать отсутствие микро-

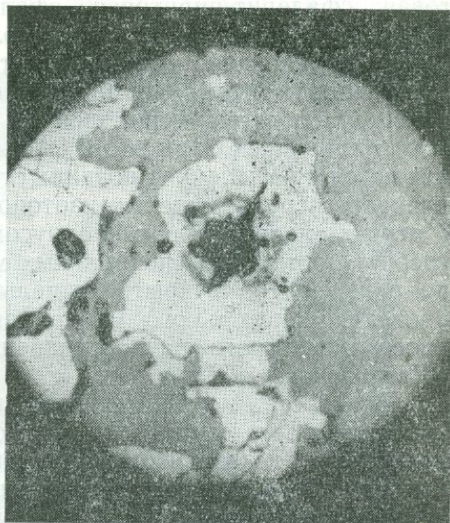
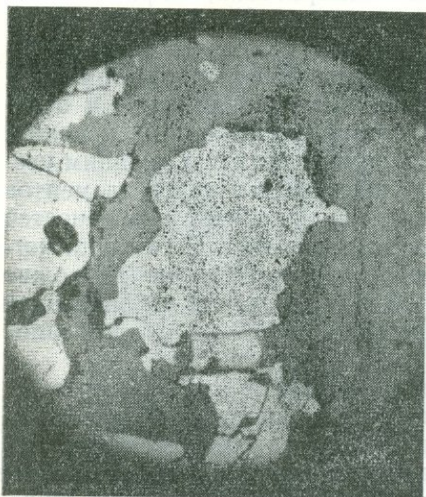


Рис. 50. Зерно пирита из колчеданно-полиметаллических руд Тишинского месторождения до проведения анализа. Полированный шлиф, $\times 75$

Рис. 51. Зерно пирита из колчеданно-полиметаллических руд Тишинского месторождения после проведения анализа. Полированный шлиф, $\times 75$

включений в анализируемой части зерна и измерять параметры кратера после воздействия луча лазера (рис. 50, 51). В результате анализа выяснилось, что различные генерации исследованного минерала отличаются относительным содержанием элементов-примесей. Пирит из углистоглинистых сланцев, представленный крупными кубическими кристаллами (до 1 см), характеризуется устойчиво высокими содержаниями кобальта и никеля, а также обнаруживает тенденцию к повышенной титаноносности. Пирит, образующий пылевидную рассеянную вкрапленность в рудовмещающих породах (размер зерен около 0,05 мм), отличается низкими относительными содержаниями кобальта при повышенном количестве никеля, висмута, титана и устойчиво высоким содержанием меди. Генерации пирита, слагающие основную массу колчеданных и полиметаллических руд, друг от друга не отличаются, характеризуясь устойчиво низкими относительными содержаниями кобальта и в целом низкими, но варьирующими относительными содержаниями никеля. Крупнокристаллический пирит, развитый в зальбандах рудных тел, выделяется присутствием марганца. Для этой генерации намечаются тенденции к повышению относительных количеств кобальта и никеля по сравнению с пиритом колчеданной и полиметаллической стадий рудного этапа, а также характерно весьма устойчивое заметное количество меди во всех пробах.

Выделение минеральных ассоциаций в рудах производится главным образом путем изучения соотношений между различными минералами и их отдельными генерациями. Общеизвестные критерии последователь-

ности минералообразования, однако, не являются однозначными и поэтому довольно обычны случаи, когда на одном и том же месторождении выделяется различное количество минеральных ассоциаций. Обобщением работ многих исследователей намечаются общие ряды минеральных ассоциаций, последовательно сменяющих друг друга, частично или полностью представленные на конкретных месторождениях данной металлогенической провинции. В частности, для южноуральских колчеданных месторождений М. Б. Бородаевская (1969) намечает такой ряд ассоциаций: дорудная пиритовая, ранняя пиритовая, халькопирит-пиритовая, сфалерит-пиритовая, сфалерит-халькопиритовая, пирит-халькопирит-кварцевая, кварц-барит-полиметаллическая. Н. В. Петровская (1961) образование каждой из этих ассоциаций объясняет в основном поступлением новых порций растворов, с одновременной деформацией ранее отложенного вещества, его локальной перегруппировкой и перекристаллизацией. При этом указывается, что элементы-примеси накапливаются в выделениях поздних стадий, от ранних стадий к поздним увеличивается роль тяжелых изотопов серы, тяжелых металлов, элементов с относительно большим радиусом ионов. Изучение этих особенностей требует постановки специальных методов исследования. В случаях, когда рудные тела вскрыты тяжелыми горными выработками, возможно проведение детального минералогического картирования с фиксацией пространственного распространения реальных ассоциаций минералов (Петровская, 1959).

В качестве дополнительного критерия выделения минеральных ассоциаций могут служить данные о температурах минералообразования, определенные декрептометрическим методом. Предполагается, что минералы, образовавшиеся в течение одной стадии, т. е. входящие в одну ассоциацию, будут обнаруживать близкие температуры декрепитации.

Соотношение рудных тел с дайками. Выяснение возрастных и парагенетических взаимоотношений между рудой и дайками способствует правильному решению ряда регионально-геологических вопросов, определяет место оруденения в общей схеме развития магматизма и существенным образом ориентирует проведение поисково-разведочных работ. Хорошо известны трудности объективного решения этой проблемы, вызванные не столько ограниченностью фактического материала, сколько неопределенностью ряда индикаторов дорудного или послерудного возраста даек. В настоящее время нет единого критерия, применяемого всеми исследователями при решении вопроса возрастных соотношений даек и колчеданных руд. Обычно используется комплекс геологических, структурных, микроскопических и других методов. Общеизвестным примером подобного подхода к рассматриваемому вопросу является изучение контактовых взаимоотношений дайки плагиоклазового порфирита с колчеданной рудой, проведенное В. П. Логиновым (1963 г.) на месторождении Левиха Южная (Средний Урал).

Интересные исследования были проведены В. И. Старостинным (1964 г.) на Гайском медноколчеданном месторождении, на котором широко развиты дайки миндалекаменных диабазов и диабазовых порфиров. Контакты этих даек с сульфидными рудами, характеризующиеся наличием апофиз и языковидных уступов, изучались в забоях горных выработок, в штуфах и в крупных полированных и прозрачных шлифах. Такие апофизы даек в рудной массе не могли быть приняты как доказательство послерудного возраста даек, так как и полосчатость вмещающих колчеданных руд плавно огибает даже самые тонкие апофизы даек. Кроме того, в дайках были откартированы языковидные выступы полосчатой руды, в которых полосчатость также повторяет контуры выступов. Было установлено также, что в дайках имеются гнездообразные скопления сульфидов средним размером около 20×30 см. С целью

изучения внутреннего строения этих скоплений были отобраны и изучены полированные шлифы через 2—4 см по линиям разрезов. Так же детально были исследованы руды из ближайших контактов данной дайки. Оказалось, что центральные зоны гнездообразных скоплений сложены пиритом, халькопиритом и сфалеритом, по структуре идентичными аналогичным образованиям в рудных телах. В то время как краевые зоны этих скоплений представлены сфалеритом, пиритом, халькопиритом и хлоритом, образующими необычайно разнообразные по форме тонкие решетчатые срастания трех типов: халькопирита со сфалеритом, халькопирита со сфалеритом и пиритом, пирита и сфалерита (рис. 52).

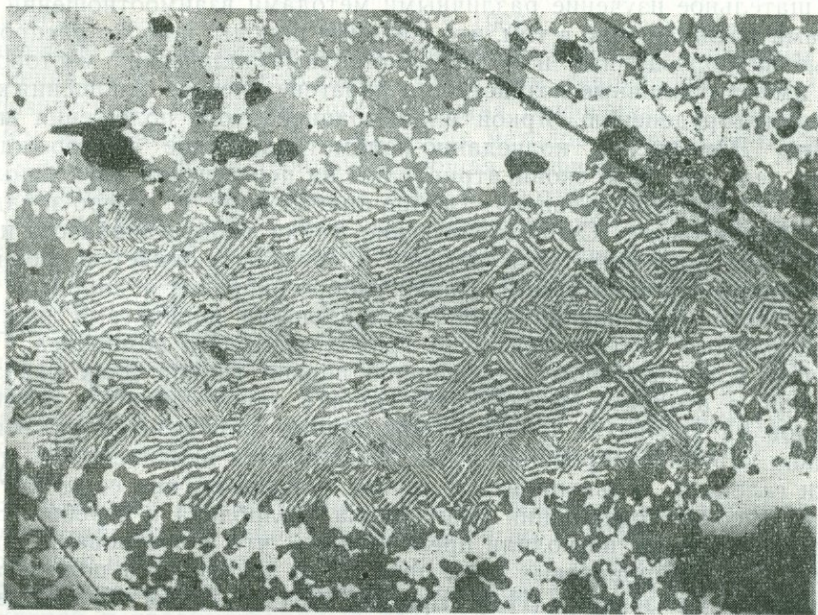


Рис. 52. Линзообразный участок решетчатого срастания халькопирита (белое) со сфалеритом (серое) среди мелкозернистого пирит-халькопирит-сфалеритового агрегата. Гайское месторождение (по В. И. Старостину). Полированный шлиф, $\times 70$

В. И. Старостин пришел к заключению, что охарактеризованные скопления сульфидов представляют собой ксенолиты руд, отторженные от основных рудных тел и захваченные остывающими дайками диабазовых порфиров, которые являются в данном случае послерудными.

В последнее время предприняты успешные попытки исследования газово-жидких включений в минералах для оценки возрастных соотношений даек и оруденения. В зоне интенсивного теплового ореола внедрившейся магмы газово-жидкие включения в рудных минералах разрушаются. В тех случаях, когда рудообразующие растворы метасоматически замещают интрузивные породы, включения могут быть установлены визуально либо декрептофонией (Ермаков, Холмский, 1965). Используя декрептофонический метод, Г. В. Ручкиным на Блявинском месторождении изучена дайка основного состава, имеющая резкие контакты с рудой; она сечется рудной апофизой мощностью 0,3 м и протяженностью 0,7—0,8 м, сложенной пиритом, марказитом и халькопиритом. Оказалось, что пирит на контакте с дайкой и в удалении от него устойчиво декрепитирует при температурах от 340 до 380°С, что соответствует температуре декрепитации сульфидов первой и второй стадий мине-

ралообразования в основных рудных телах. Это позволило рассмотреть указанную дайку дорудной.

Заслуживает внимания изучение возрастных соотношений даек и руды на Зареченском месторождении на Рудном Алтае (Шатагин и др., 1968). Для декрептометрии были отобраны мономинеральные фракции барита, пирита и сфалерита из руд через 10 см друг от друга. Оказалось, что даже на непосредственном контакте с дайкой газово-жидкие включения в баритах не взорваны. В то же время расчеты показывают, что если бы дайка была пострудной, то в зонах до 50 см от нее должны быть взорваны все включения, так как температурный интервал растрескивания для баритов заключен в пределах 260—460°.

Тщательное изучение различными методами взаимоотношений даек с рудами убеждает нас в том, что жильные породы, широко распространенные на колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях, имеют различные возрастные и парагенетические отношения к колчеданному оруденению. Яркой иллюстрацией этого положения может служить Джусинское колчеданно-полиметаллическое месторождение, рудные тела которого сконцентрированы на пересечении двух дайковых поясов: субмеридионального габбро-диабазового и северо-западного габбро-диоритового. Субвулканические дайки габбро-диабазов имеют поздне- или послезиветский возраст и связаны с живетско-франским базальтоидным магматизмом. Дайки габбро-диоритов и диоритов северо-западного направления являются жильными дериватами нижнекаменноугольного (магнитогорского) гранодиоритового комплекса. По отношению к колчеданному оруденению первая группа даек оказалась дорудной, а вторая — послерудной. Однако дайки диоритов и габбро-диоритов на контактах с колчеданно-полиметаллическими рудами интенсивно карбонатизированы; в них фиксируются вкрапленность и жилки галенита, халькопирита и других сульфидов; они содержат аномально высокие содержания меди, цинка, молибдена и серебра. Эти и ряд других данных позволили предположить, что формирование диоритовых и габбро-диоритовых даек произошло до процесса полиметаллического рудообразования (Н. И. Еремин, 1964 г.). Таким образом, в пределах одного колчеданно-полиметаллического месторождения обнаруживаются как дорудные, так и внутрирудные дайки, причем последние фиксируют промежуток времени между колчеданным и полиметаллическим оруденением. Регионально-металлогеническими исследованиями Г. Ф. Яковлева и др. (1969) в Теренсайском рудном районе показано, что первые парагенетически связаны с колчеданным оруденением, а вторые — с полиметаллическим. Аналогичные результаты, подкрепленные декрептофоническими исследованиями, были получены В. В. Авдониным и Н. Н. Шатагиным для Ащebutакского месторождения, где также установлены внутрирудные интрузивные образования, разделяющие колчеданный и полиметаллический этапы рудообразования.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ ПРИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Необходимость использования геофизических данных при геологических работах различного вида и масштаба (геологическом картировании, геолого-структурных, металлогенических исследованиях, поисковых и разведочных работах и др.) в настоящее время не нуждается в доказательствах. При составлении крупномасштабных прогнозно-металлогенических карт геофизические данные должны рассматриваться в качестве обязательного фактического материала и отражаться на этих картах.

При металлогенических исследованиях обычно используются геофизические данные, полученные в процессе съемки и поисков. Следует кратко остановиться на основных аспектах использования геофизических данных при металлогенических построениях применительно к областям развития палеозойского геосинклинального вулканизма.

Крупномасштабная геологическая съемка в настоящее время сопровождается широким комплексом геофизических работ. Опыт проведения этих работ, накопленный геологическими организациями в различных районах страны, убеждает в необходимости опережения площадными геофизическими исследованиями геологической съемки. В решении Всесоюзного семинара по обмену опытом ведения крупномасштабных геологосъемочных работ при комплексировании геологических и геофизических методов, состоявшегося в 1966 г., отмечается, что целенаправленное и более эффективное проведение поисково-съемочных работ обеспечивается предшествующим изучением территорий площадными геофизическими съемками (опережающая геофизика), а также применением геофизических и геохимических методов в процессе геологической съемки и поисков (сопровождающая геофизика).

Масштабы, виды, точность съемок, соотношение объемов различных видов работ следует выбирать применительно к конкретным геологическим условиям, учитывая в первую очередь степень закрытости площади осадочным чехлом и сложность геологического строения. При этом нужно иметь в виду, что масштаб аэромагнитной съемки должен соответствовать или быть крупнее масштаба геологической съемки, а масштаб гравиметрической съемки может варьировать от 1 : 200 000 до 1 : 50 000. Так, например, для колчеданоносных районов Южного Урала проводится комплекс работ, включающий аэромагнитную съемку масштаба 1 : 25 000 и гравиметрическую съемку масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000.

В наиболее перспективных участках масштаб магнитометрических и гравиметрических работ увеличивается до 1 : 10 000. В пределах Рудного Алтая и Казахстана наибольший эффект достигается при комплексировании геологической съемки масштаба 1 : 50 000 с опережающими магнитной и гравиметрической съемками того же масштаба, электро-разведочными работами методом ВП, естественного электрического поля, ВЭЗ и литогеохимической съемкой по поверхности (Ревякин и др., 1966).

Таким образом, ведущим методом «опережающей геофизики» является магниторазведка. Так как горные породы, как правило, резко дифференцированы по своим магнитным свойствам, этот вид работ дает возможность получать весьма обширную информацию о геологическом строении территории. В районах развития палеозойского геосинклинального вулканизма применение магнитной съемки позволяет изучить структурные особенности территории и решить многие более частные задачи. Этот метод используется для картирования интрузивных массивов, в особенности закрытых чехлом рыхлых отложений, а также интрузивов, расположенных на некоторой глубине. Разрывные нарушения проявляются в магнитном поле зонами высоких градиентов в тех случаях, когда по разломам приведены в соприкосновение породы с резко различными магнитными свойствами.

Смена характера магнитного поля, ориентировка магнитных аномалий и смещение в плане их осей также могут фиксировать разрывные нарушения. Когда в зонах разломов формируются магматические породы с повышенной магнитностью, например жильные или субвулканические тела диабазов или базальтовых порфиритов, они характеризуются наличием линейно вытянутых положительных аномалий. Если вдоль зоны того или иного нарушения с достаточной интенсивностью были проявлены процессы расланцевания, динамометаморфизма или гидро-

термального изменения пород, то они будут фиксироваться линейными аномалиями пониженной интенсивности или отрицательными аномалиями. Поля развития эффузивных пород характеризуются сложным магнитным полем. В общем случае эффузивы основного состава фиксируются положительными значениями магнитного поля, а кислые — отрицательными. Однако нередко случается, что эффузивы основного состава обладают остаточной намагниченностью того же порядка, что и индуктивная, но направленной в противоположную сторону и совершенно не находят отражения в магнитном поле (Гольденберг и др., 1968). К такому же эффекту приводит процесс даже сравнительно слабого гидротермального изменения основных эффузивов, в результате которого происходят перераспределение и разложение ферромагнитных минералов.

Наибольшие трудности возникают при попытках детальной расшифровки строения вулканогенных толщ по данным магниторазведки. В этом случае многие дополнительные данные могут быть получены, если имеется точная характеристика магнитных свойств всех разновидностей пород. Так, например, в Восточно-Магнитогорской зоне Южного Урала жильные габбро-диориты магнитогорского комплекса в отличие от эффузивов и субвулканических пород основного состава характеризуются повышенной магнитностью и часто отчетливо фиксируются положительными аномалиями на магнитометрических картах. В этом же районе удается выделить околожерловые фации пород основного состава, для которых в отличие от преобладающих эффузивов и туфов промежуточной и удаленной зон свойственна повышенная магнитность. В некоторых случаях по данным магниторазведки имеется возможность отмечать жерловые и прижерловые зоны (Шарфман, 1969).

Большое значение при металлогенических исследованиях может иметь тот факт, что в некоторых случаях различные магматические комплексы, в первую очередь интрузивные породы, характеризуются специфическими особенностями магнитного поля. Так, например, гранитоидные массивы позднегеосинклинальной стадии на Южном Урале в отличие от орогенных массивов фиксируются повышенными значениями магнитного поля, а также резко выраженными положительными аномалиями большой интенсивности, располагающимися в эндо- и экзоконтактных частях массивов. Резкими различиями магнитных полей характеризуются интрузивные образования различных комплексов и в Рудном Алтае (Ревякин и др., 1966).

Возможности прямых поисковых работ методом магниторазведки ограничены, ее можно успешно использовать лишь при поисках железорудных, медно-пирротинowych и некоторых других месторождений. В последние годы все более широкое развитие получает аэромагнитная или аэрогаммамагнитная съемка масштабов 1 : 25 000 — 1 : 50 000, постепенно вытесняющая наземную модификацию, которую рекомендуют применять для детализационных работ. В горных и высокогорных районах рекомендуется широкое внедрение воздушных съемок по горизонталям рельефа (Бродовой, 1968).

Важное место в комплексе геофизических работ занимает гравитразведка. Она является наиболее глубинным методом и с этой точки зрения наиболее применимым для целей объемного картирования. В аномалиях гравитационного поля отражаются особенности геологического строения, которые обусловлены различием плотностных характеристик пород, более выдержанных и в меньшей степени подверженных влиянию различных геологических процессов, чем, например, магнитные.

Несмотря на существенное различие магнитного и гравитационного полей и по геологической природе и по физической сущности магнитные и гравитационные аномалии во многом тождественны. Аномальное гравитационное поле можно рассматривать как сумму нескольких аномаль-

ных полей, обусловленных различными факторами: внутренней неоднородностью верхней мантии и рельефом поверхности Мохоровичича, внутренней неоднородностью консолидированного комплекса земной коры и рельефом поверхности этого комплекса (рельефом фундамента), особенностями строения осадочного чехла (Борисов, 1967). Аномалии силы тяжести в зависимости от принятой редукции их выделения отражают различные геологические факторы. Обычно в практике разведочной геофизики гравитационные аномалии изображаются в редукции Буге с введением некоторых дополнительных поправок. Для решения большинства конкретных и частных задач необходимы, как правило, дополнительная трансформация и пересчеты аномалий силы тяжести.

В целом в гравитационном поле находят отчетливое отражение крупные региональные структуры, характеризующиеся положительными или отрицательными аномалиями в зависимости от плотностных характеристик слагающих их комплексов пород. Наиболее крупные разрывные нарушения фиксируются резкими изменениями градиента силы тяжести. Помимо того, хорошо выделяются крупные массивы интрузивных пород, в том числе расположенных на глубине. Так, например, в пределах Южного Урала положительными гравитационными полями фиксируются все зоны прогибов, выполненные вулканогенными толщами преимущественно основного состава. Структуры более высокого порядка — антиклинории и синклинории — также отчетливо различаются в гравитационном поле. Для первых свойственны положительные, для вторых отрицательные аномалии. Линии тектонических нарушений и разломов, разделяющих эти структуры, отражаются зонами наибольших градиентов силы тяжести. Отрицательными аномалиями силы тяжести отчетливо фиксируются гранитоидные массивы. С увеличением детальности работ возрастает возможность расшифровки более частных и второстепенных деталей геологического строения.

Так, например, на картах масштабов 1 : 25 000 и 1 : 10 000 проявляются аномалии, фиксирующие отдельные, сравнительно небольшие интрузивные тела, тектонические блоки, второстепенные разломы. Выделенные по геологическим данным структурно-фациальные блоки в пределах южной части Ашебутакского района находят отражение в гравитационном поле на детальных картах. Достаточно отчетливо на этих картах фиксируются отрицательными аномалиями центры максимальной вулканической активности, сложенные преимущественно пирокластическими породами кислого состава.

Применение высокоточной детальной гравиразведки позволяет решать многие поисковые задачи. На Урале примеры использования высокоточной гравиразведки для поисков колчеданных месторождений были показаны А. Я. Ярошем и А. Б. Поляковым (1963). В отдельных зонах этот метод входит в комплекс обязательных поисковых работ.

Электроразведочные методы для целей геологического прогнозирования применяются в различных модификациях в зависимости от конкретной геологической обстановки. Наиболее широко применяется обычно метод ВЭЗ, дающий возможность достаточно уверенно определить мощность и состав рыхлых отложений, получить сведения о гидрогеологических особенностях разреза. Эти сведения необходимы при выборе оптимальной методики геохимических и гидрохимических исследований, а также для учета гравитационного влияния погребенного рельефа при гравиметрических работах. В отдельных случаях изучение типов кривых ВЭЗ дает возможность получить некоторые, в известной степени приближенные, сведения о литологическом составе пород, закрытых чехлом рыхлых отложений.

Электроразведка в различных модификациях электропрофилирования, методы естественного поля и вызванной поляризации также приме-

няются в некоторых случаях для целей геологического картирования, но производятся работы этими методами обычно на отдельных участках.

Помимо перечисленных видов работ, которые должны предшествовать геологической съемке, для решения отдельных частных задач и уточнения некоторых геологических построений применяется комплекс работ, сопровождающих съемку. Эти работы обычно включают детализацию площадных работ, выполняемую путем сгущения сети наблюдений, а также постановку дополнительных методов и модификаций для детализации отдельных аномальных зон и аномалий.

Наиболее широко для этих целей используются методы электроразведки (ВП, МПП, метод естественного поля и др.), магнитные и лито-геохимические съемки, высокоточные гравиметрические работы. По своей направленности эти работы преследуют поисковые цели. Среди электроразведочных методов наиболее часто при поисках скрытых рудных месторождений применяются методы ВП и МПП. Описываются примеры рационального комплексирования этих методов при поисках медноколчеданных и меднопирротиновых руд. Методом ВП при этом оконтуривается общая площадь рудопроявления, в пределах которой методом МПП отмечаются отдельные скрытые рудные тела (Бродовой и др., 1968). В некоторых районах Южного Урала для поисков медноколчеданных месторождений применяется комплексирование высокоточной гравиразведки с методами ВЭЗ и ВЭЗ-ВП.

Таким образом, к моменту составления металлогенических карт для района, как правило, имеется комплекс геофизических данных, полученных различными методами в процессе геологического картирования. В практике подобных работ чаще всего приходится сталкиваться с таким положением, когда геологосъемочные и геофизические работы полностью опережают металлогенические исследования и в силу этого возникает необходимость интерпретации старых материалов.

Использование геофизических данных для геологических целей предусматривает изучение связи физических полей с геологическим строением. Геологическая интерпретация материалов геофизики должна основываться на всестороннем анализе всего комплекса данных о геологическом строении изучаемой площади. Для получения полноценных результатов необходимо привлекать данные буровых работ, а также результаты изучения физических параметров горных пород.

Помимо геологической интерпретации данных ранее проведенных геофизических работ, при металлогенических исследованиях нередко возникает необходимость в постановке дополнительных геофизических работ. Обычно это бывает связано с прослеживанием геологических границ, контактов или тектонических нарушений, перекрытых покровом рыхлых отложений, изучением морфологических особенностей отдельных тел интрузивных пород, прослеживанием зон гидротермально-матасоматических изменений и т. д. В некоторых случаях геофизические методы можно использовать для определения элементов залегания некоторых литологических горизонтов, определения амплитуды и иногда направления перемещений по разломам и для решения ряда других вопросов. Как правило, это достигается проведением детальных количественных расчетов с широким привлечением методов математического анализа. В последние годы благодаря широкому применению ЭВМ с помощью геофизических методов удается получать более обширную информацию, имеющую прямое отношение к металлогеническим построениям. Это относится к разработанным в настоящее время способам пересчетов физических полей на различные уровни. Помимо того, использование методов статистической обработки в значительной степени упрощает разработку аномалий по степени перспективности, а в некоторых случаях помогает решать вопросы прикладного характера, например выделение

магматических комплексов по физическим свойствам слагающих их пород или по характеру свойственных им физических полей.

Таким образом, использование геофизических данных при металлогенических исследованиях включает в себя интерпретацию результатов ранее проведенных работ, проведение во всех возможных случаях количественной интерпретации этих результатов и постановку необходимых дополнительных и детализационных работ с применением новых методов и модификаций.

В зависимости от особенностей геологического строения, в первую очередь от степени закрытости района, от уровня геофизической изученности, от объема и способов геологической интерпретации геофизических материалов специальные геофизические карты, их назначение, количество и масштаб могут быть различными. Общим правилом следует считать необходимость отображения всего важнейшего геофизического материала, но с таким расчетом, чтобы избежать ненужного повторения тех карт, которые составлены в процессе геофизических работ. В этом смысле предпочтение следует отдавать интерпретационным картам, картам трансформации физических полей, которые более полно и точно отражают геологическое строение.

Опыт использования геофизических материалов при составлении крупномасштабных прогнозно-металлогенических карт для колчеданных районов Южного Урала убеждает нас в необходимости дифференцированного подхода к способам изображения геофизического материала на прогнозных картах в зависимости от особенностей каждого конкретного района.

Все геофизические работы условно можно разделить на две группы: одни из них направлены на выяснение особенностей геологического строения, другие производятся с чисто поисковыми целями. Геофизические данные первой группы, в которую входят результаты гравиметрических, магнитометрических съемок, сейсморазведочных работ, некоторых видов электроразведочных работ, находят отражение на геологической, металлогенической картах, а также на некоторых вспомогательных материалах — схеме металлогенического районирования, карте геологических предпосылок и поисковых признаков. Следует признать целесообразным на всех указанных картах особыми, специально разработанными значками показывать те элементы геологического строения, которые выделены по геофизическим данным или подтверждаются геофизическими работами. На геологической карте, кроме того, должны быть показаны результаты количественной интерпретации — элементы залегания отдельных литологических пачек и разрывных нарушений, амплитуды смещений по разломам, глубина залегания нескрытых интрузивных тел и др.

В некоторых случаях, в особенности для закрытых районов, возникает необходимость в составлении геолого-геофизических схем. Эти схемы весьма наглядно демонстрируют степень достоверности геологических построений и тот объем информации, который был извлечен из геофизических данных при их геологическом истолковании.

Такая схематическая карта составлена для Ашебутакского рудного района. На упрощенной геологической основе были воспроизведены магнитометрическая карта, план локальных аномалий силы тяжести, некоторые электроразведочные аномалии. На карту были вынесены также основные результаты дешифрирования снимков. Это позволило наглядно показать обоснованность выделения тектонических нарушений, контуров гранитоидных интрузий, основных петрографических разностей, слагающих эти интрузии, области распространения основных и кислых эффузивов, характер контактовых ореолов гранитоидных массивов, наличие некоторых глубоко залегающих интрузий. Помимо этого, подобные кар-

ты и схемы дают возможность впоследствии в случае необходимости произвести переинтерпретацию тех или иных материалов.

Данные геофизических работ, производимых с поисковыми целями, отражаются главным образом на карте рудной нагрузки, карте поисковых признаков и металлогенической карте. На карту рудной нагрузки должны наноситься практически все аномалии, рудная природа которых установлена или предполагается. На карте поисковых признаков и металлогенической карте изображаются только комплексные аномалии, т. е. аномалии, детализированные или подтвержденные несколькими методами, или те аномалии, рудная природа которых установлена геологическими данными. Такие аномалии следует рассматривать как косвенные поисковые признаки.

Таким образом, практически все сведения, полученные при геофизических работах, находят отражение на металлогенических картах. Изображение их на этих картах должно преследовать две цели: с одной стороны, отразить достоверность геологических и металлогенических построений, с другой стороны, дать возможность переинтерпретировать их с применением новых, более современных способов качественной и количественной интерпретации.

ИЗУЧЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

При прогнозировании и поисках месторождений колчеданного семейства, приуроченных к древним палеовулканическим областям, широко используются геохимические методы. Поисковое значение выявленных геохимических аномалий заключается в том, что они по своим размерам превосходят ореолы гидротермальных изменений и рудные тела, вокруг которых они образовались. Большое значение для развития геохимических методов при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых имели работы Э. Н. Баранова, А. А. Бродского, И. И. Гинзбурга, В. А. Голевой, Г. И. Россмана, С. В. Григоряна, Р. И. Дубова, Г. Н. Засухина, Е. М. Захаровой, Н. И. Сафронова, А. П. Соловова и др.

ИЗУЧЕНИЕ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ

Первичные геохимические, или эндогенные, ореолы месторождения представляют собой участки рудовмещающих пород, прилегающих к рудным телам, обогащенные одними и обедненные другими химическими элементами в процессе рудообразования.

В настоящей работе будут рассматриваться положительные геохимические аномалии, связанные с привнесением элементов в рудолокализирующую структуру. На медноколчеданных месторождениях Блявинского рудного поля отрицательные ореолы, обрамляющие рудные тела, образуют марганец, хром, титан. Имеются данные об отрицательных геохимических аномалиях марганца, хрома и никеля на Красногвардейском медноколчеданном месторождении (Топчийн, Баранов, 1967). Однако поисковые значения отрицательных аномалий, характеризующихся перераспределением ряда элементов и их выносом за пределы рудолокализирующей структуры, нуждаются в дальнейшем уточнении.

При исследованиях первичных ореолов колчеданных месторождений должно осуществляться систематическое опробование керн буровых скважин, естественных и искусственных обнажений. Опробование скважин производится по профилям, пересекающим рудные и перспективные участки, и сопровождается отбором проб из обнажений и поверхностных горных выработок. Интервалы опробования керн скважин обычно принимаются 5 м и не должны превышать 20 м, причем их необходимо сгущать в местах проявления гидротермальной переработки пород, суль-

фидной минерализации, зон рассланцевания и дробления, а также при частой смене пород. Каждая проба состоит из восьми-десяти кусочков породы размером 2—5 см, отобранных примерно на одинаковом расстоянии в пределах опробуемого интервала. Вес пробы колеблется от 50 до 200—300 г. Этот метод пунктирной борозды. С. В. Григорьяном и Е. М. Янишевским (1968) показаны преимущества отбора проб этим методом перед другими методами опробования.

Отбор проб при площадных геохимических поисках по первичным ореолам регламентируется (табл. 20) официально утвержденной «Инструкцией по геохимическим методам поисков рудных месторождений» (1965).

Таблица 20

Масштабы геохимических съемок при поисках по первичным литохимическим ореолам

Масштаб	Сеть		Плотность точек отбора проб на 1 см ² карты	Число точек отбора проб на 1 км ² площади
	расстояние между профилями, м	расстояние между точками отбора проб, м		
1:10 000	100	25—20	5—4	500—400
1:5 000	50	20—10	2,5—5	1000—2000
1:2 000	25	10	1,6—2	4000

Инструкцией рекомендуется производить отбор проб при площадных съемках, как при опробовании керна буровых скважин, методом пунктирной борозды. Однако применить этот метод на практике удается далеко не всегда. Сколь бы хорошо ни была обнажена исследуемая площадь, на ее территории всегда встречаются участки, перекрытые рыхлыми образованиями. В подобных случаях в пробу объединяются кусочки породы, отбитые в радиусе от двух до пяти метров вокруг точки опробования. При изучении коренных обнажений отдельно опробуются все разности пород, встреченные на профиле, участки разрывных нарушений, зон гидротермальных изменений и сульфидной минерализации. Пробы следует по возможности отбирать из коренных пород, не затронутых процессами выветривания.

Элементы-индикаторы. Состав элементов-индикаторов первичных ореолов зависит от генетического и минерального типа месторождения, тесно связан с концентрацией элементов в рудах. Так, в ореолах месторождений медноколчеданной рудной формации наиболее распространенными элементами являются медь, цинк, свинец, серебро, мышьяк, молибден, кобальт, ртуть, редко встречаются золото и висмут. В ореолах колчеданно-полиметаллических месторождений этот ряд может быть дополнен золотом, сурьмой, теллуром, барием, а из редко встречающихся — галлием, германием, стронцием (Гинзбург и др., 1966). Анализ элементного состава эндогенных ореолов месторождений, расположенных в древних палеовулканических областях, показал, что при геохимических поисках практически наиболее целесообразно использовать следующий комплекс элементов-индикаторов: медь, цинк, свинец, барий, мышьяк, молибден, серебро, кобальт,— для которых удастся выявить наиболее отчетливые закономерности распределения (Засухин, 1967; Баранов и др., 1967; Захарова и др., 1968). Важное поисковое значение для выявления скрытых рудных тел эндогенных месторождений имеет изучение первичных ореолов таких элементов, как висмут, кадмий, галлий, олово и индий, встречающихся в непосредственной близости к рудному телу,

а также легколетучих элементов-спутников: ртути, сурьмы, лития, фтора, йода, таллия (Гинзбург и др., 1962; Россман, 1963; Соколов, 1968).

Определение аномальных содержаний элементов-индикаторов. Геохимические аномалии, обусловленные процессом рудообразования, формируются в породах, несущих определенные концентрации элементов, не связанные с конкретными месторождениями и составляющие геохимический фон химических элементов в породах. Определение границы фоновых и аномальных содержаний элемента в породах производится путем статистической обработки результатов спектральных анализов. Для этого используются пробы, отобранные на участках поверхности или отрезках профилей в удалении от рудных объектов и заведомых геохимических аномалий. При обработке аналитических данных применяется метод построения вариационных кривых (Захарова и др., 1968), метод вероятностного трафарета или метод построения спрямленного (кумулятивного) графика накопленных частот, впервые примененный в геохимии Н. К. Разумовским (1962). Е. М. Захарова и другие исследователи (1968) показали, что в равной мере может использоваться любой из этих методов, так как сходимость результатов, полученных разными методами, вполне удовлетворительная. Однако, по мнению А. П. Соловова и Р. И. Дубова (1965), дискретный характер спектрального анализа, недостаточная чувствительность его для определения многих элементов и ряд ошибок, допускаемых при построении вариационных кривых, заставляют отдать предпочтение методу вероятностного графика.

Для определения минимального аномального содержания элементов прибегают к критерию «трех сигм или трех стандартных отклонений». Согласно этому критерию, за нижнее аномальное значение элемента в ореолах следует принимать величину $C_a = C_f + 3S$ при нормальном распределении содержаний либо величину $C_a = C_f \cdot \epsilon^3$ при логнормальном распределении. Чтобы избежать пропуска аномальных проб с низким содержанием элемента, связанных с глубоко залегающими рудными телами, практикуется снижение этого уровня. Слабые литохимические аномалии приурочены к благоприятным геологическим структурам и характеризуются совпадением повышенных концентраций по нескольким точкам, что не свойственно для фиктивных аномалий, связанных со случайными флюктуациями местного фона. В таких случаях для выделения слабых геохимических аномалий в зависимости от числа (m) смежных точек с повышенным содержанием элемента-индикатора применяются формулы

$$C_a = C_f + \frac{3S}{\sqrt{m}} \text{ (нормальный закон);}$$

$$C_a = C_f \epsilon^{\frac{3}{\sqrt{m}}} \text{ (логнормальный закон).}$$

Этим приемом нами были выявлены слабые аномалии на площади Алчембаевского участка (Блявинское рудное поле), что способствовало более объективной оценке его перспектив.

Во избежание ошибок при расчете фоновых и аномальных содержаний, когда в распоряжении у исследователя отсутствуют пробы, отобранные в удалении от рудных объектов и геохимических аномалий, необходимо исключить при статистической обработке группы проб, которые заведомо относятся к числу аномальных. Они приурочены к определенной части исследуемого участка, тяготея к рудоконтролирующим структурам, и характеризуются высокими концентрациями нескольких элементов-индикаторов. В необходимых случаях крайне осторожно в качестве минимальной аномальной концентрации можно использовать трехкратную величину кларкового содержания элемента в соответствующей группе пород.

Форма ореолов. Эндогенные ореолы, сопровождающие рудные тела месторождений в древних палеовулканических областях, имеют сложную форму. Их форма, размеры и пространственное положение определяются структурно-морфологическими типами месторождений Э. Н. Баранов (1967) выделяет три типа ореолов: 1) ореолы на месторождениях с пологим залеганием рудолокализирующих структур, обычно согласных с вмещающими породами (Маднеульское, Ахтальское, Филизчайское месторождения); 2) ореолы на месторождениях с крутопадающими рудолокализирующими структурами (Джусинское, Красногвардейское месторождения); 3) ореолы на месторождениях с комбинированными рудолокализирующими структурами, обусловленные сочетанием согласных полого залегающих и секущих крутых структур (Шамлугское, Гайское месторождения). Подобные типы ореолов выделяет и Г. И. Россман (Гинзбург и др., 1966).

Среди последнего структурно-морфологического типа ореолов отчетливо выделяются две группы: 1) экранированные ореолы, морфология которых определяется сочетанием структурных и литологических факторов; 2) ореолы сложной морфологии, возникающие при сочетании различных рудоконтролирующих структур (Захарова и др., 1968).

Наиболее типичными представителями первой группы являются геохимические аномалии Комсомольского и Яман-Касинского (рис. 53) медноколчеданных месторождений (Южный Урал). Для них характерны экранированные асимметричные ореолы: в висячем боку рудных тел ореолы прослеживаются на расстояние не более чем на 100—200 м, а в лежащем боку — до 500—600 м. В тектонически спокойных участках ореол повторяет контуры рудного тела, а в зонах нарушений вдоль разломов образуются протяженные на 100—300 м мощные апофизы, в местах пересечения разрывных нарушений с рудолокализирующей структурой возникают крупные раздувы.

Ореолы второй группы образуются, например, в Ашебутакском районе Южного Урала, где сопровождают зоны вкрапленной рудной минерализации. Они контролируются сочетанием крутопадающих зон брекчирования и расланцевания с пологими разрывными нарушениями. Аномальные зоны имеют сложное внутреннее строение и характеризуются наличием апофиз, ответвлений и расщеплений, отходящих от более интенсивных аномалий. В плане подобные ореолы имеют линейно вытянутую форму, симметричное строение и прослеживаются вдоль рудоконтролирующих структур на расстояние до 500—600 м, при ширине отдельных зон до 60—80 м.

Структурно-морфологические типы ореолов должны учитываться при прогнозировании оруденения на перспективных участках, так как они, вероятно, определяют особенности проявления зональности ореолов, что будет показано ниже на примере ореолов, развитых в пределах Блявинского рудного поля (Южный Урал).

Зональность ореолов. Характерной чертой эндогенных ореолов является их зональное строение, которое неоднократно подчеркивалось многими исследователями (Россман, 1963; Гинзбург и др., 1966; А. П. Соловов, 1966 г.; Баранов и др., 1967; Захаров и др., 1968; Ручкин, Сергеева, 1968).

Зональность эндогенных ореолов может быть выявлена в результате геохимических исследований с определением их количественных характеристик. Оценка зональности ореолов может быть осуществлена разными приемами, например путем сопоставления средних содержаний в разных частях ореолов контрастных пар элементов-индикаторов вычислением коэффициента зональности и т. д. (Овчинников и др., 1967; Засухин, 1967 и др.).

А. П. Соловов (1968) рекомендует использовать для диагностики надрудных и подрудных интервалов первичного ореола только параметрические величины. К их числу относятся также показатели, численные значения которых стремятся к определенному пределу и уточняются с увеличением точности исследований. К непараметрическим показателям принадлежат выявленные размеры ореолов и средние содержания элементов в ореоле. Произведение этих двух последних величин стремится к определенному численному пределу, характеризуя количество металла

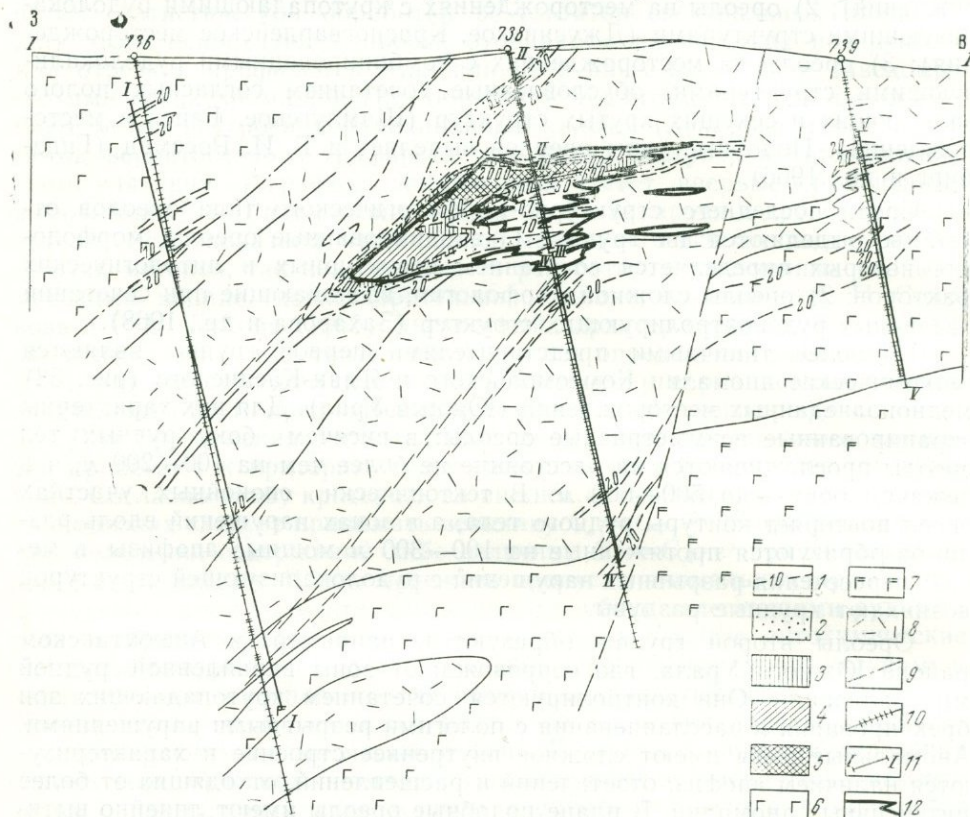


Рис. 53. Первичные ореолы меди Ямай-Кассинского месторождения. Разрез составлен Г. В. Ручкиным и Н. Е. Сергеевой с использованием материалов Медногорской ППР

1 — линии изоконцентраций меди в $A \cdot 10^{-3}\%$; 2 — от 20 до 50; 3 — от 50 до 200; 4 — от 200 до 2000; 5 — свыше 2000; 6 — отложения херсонковской свиты — базальтовые и андезитовые порфирилы, диабазы; 7 — субвулканические среднезернистые базальтовые порфирилы нижнедевонского (?) возраста; 8 — субвулканические породы кислого состава нижнедевонского возраста; 9 — разрывные нарушения; 10 — места отбора проб по скважинам; 11 — расчетные профили; 12 — контур сплошных и прожилково-вкрапленных медноколчеданных руд

в метропроцентах, привнесенное в зону ореола в процессе оруденения, или «продуктивность» ореола, и является параметрической величиной. Различают линейную и площадную продуктивности ореола. Линейная продуктивность ореола в $M\%$ вычисляется по формуле

$$M = l_1(C_1 - C_{\Phi}) + l_2(C_2 - C_{\Phi}) + \dots + l_n(C_n - C_{\Phi}),$$

где M — суммарное количество металла в данном сечении ореола; C_1, C_2, \dots, C_n — содержание элемента в процентах; l_1, l_2, \dots, l_n — длина соответствующего интервала в метрах; C_{Φ} — фоновое содержание данного элемента в процентах. Площадная продуктивность в $M^2\%$ по карте изоконцентрат вычисляется по формуле.

$$P = \sum_{i=1}^n S_i \left(\frac{C_i + C_{i+1}}{2} - C_{\Phi} \right),$$

где P — суммарное количество металла на площади данного участка; S — площадь между двумя соседними изолиниями; C_i, C_{i+1} — содержание элементов в процентах в соседних изолиниях; C_{ϕ} — фоновое содержание элемента.

Помимо продуктивности ореолов, используются величины отношений между продуктивностями пар и групп элементов, накапливающихся в верхних (числитель) и нижних (знаменатель) горизонтах оруденения. Подбор подобных пар или групп элементов при геохимических исследованиях устанавливается эмпирическим путем для разных объектов. При поиске скрытых медноколчеданных месторождений показателем зональности может, в частности, служить величина $\gamma = \frac{Pb \cdot As \cdot Hg \cdot Ag}{Cu_2 \cdot Mo \cdot Co}$ (Соловов, 1968).

В тех случаях, когда пространственное распределение элементов в ореолах подчиняется экспоненциальному закону, определяется подвижность элементов ($1/\lambda$ в м), исходя из формулы (Дубов, 1966; Соловов, 1966)

$$C_x = C_0 e^{-\lambda x} + C_{\phi},$$

где C_x — концентрация элементов в опробуемой зоне на расстоянии x от начальной концентрации C_0 ; C_{ϕ} — фоновое содержание элемента; λ — коэффициент, являющийся обратной величиной миграционной способности элемента.

На графике, построенном в полулогарифмическом масштабе, в случае прямолинейной зависимости по наклону линии, выражающему убывание концентрации элемента, определяется величина $1/\lambda$ в м, которая отражает подвижность элемента.

Важной характеристикой первичного ореола являются также коэффициенты корреляции между содержаниями отдельных пар элементов, знак и величина которых могут служить параметрами, определяющими различные зоны литохимической аномалии (Григорян, Янишевский, 1968 и др.). При геохимических исследованиях определяется выборочный коэффициент корреляции (строго говоря его оценка) по формуле

$$r_{xy} = \frac{\Sigma (x - \bar{x})(y - \bar{y})}{\sqrt{\Sigma (x - \bar{x})^2 \Sigma (y - \bar{y})^2}},$$

где x и y являются выборочными средними $x = \frac{1}{n} \Sigma x$; $y = \frac{1}{n} \Sigma y$.

Оценка значимости коэффициента корреляции производится по таблице доверительных границ для выборочного коэффициента корреляции в работе Ван дер Вардена (1960 г.) или А. А. Беуса и др. (1965). Эта формула применима только при нормальном распределении элементов в ореоле; в случае логнормального распределения в качестве значений x, \bar{x}, y, \bar{y} используются логарифмы этих величин. В силу дискретности результатов спектрального анализа, применяемого при поисковых геохимических работах, рекомендуется определять коэффициент ранговой корреляции Спирмэка (Григорян, Каблуков, 1965). Для определения ранговых коэффициентов корреляции рекомендуется номограмма, составленная Н. Б. Вассоевичем, Н. Г. Кузнецовой и А. Д. Хамидом (1968).

Группа исследователей, изучавшая под руководством Э. Н. Баранова ореолы колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Кавказа, Закавказья, Урала и Алтая, пришла к выводу, что вертикальная зональность ореолов однотипна для всех изученных месторождений и может быть выражена следующим зональным рядом (расположение зон максимальных концентраций в вертикальном разрезе снизу вверх): кобальт, медь, цинк, свинец, барий (Баранов и др., 1967). Например, на Гайском месторождении верхние горизонты первичных

ореолов обогащены барием, свинцом, цинком, а нижние — кобальтом, молибденом, медью. Наблюдения Г. Н. Засухина (1967) на ряде медно-колчеданных месторождений Южного Урала показали, что распределение меди в первичных ореолах этих месторождений характеризуется симметричным убыванием в стороны от осевой плоскости оруденения. Цинк, свинец, серебро отличаются четкой асимметрией в распределении, выражающейся в увеличении содержаний от лежачего бока ореолов к висячему. Мышьяку также свойственно асимметричное распределение, однако в ряде случаев не исключено, что оно является симметричным с убыванием концентраций в стороны от осевой плоскости ореолов.

Часто закономерности зонального строения ореолов, установленные вышеуказанными исследователями, нарушаются, что, вероятно, связано с особенностями геологического строения конкретных месторождений. Это обстоятельство в обязательном порядке необходимо учитывать при оценке ореолов перспективных участков и прогнозировании скрытого оруденения. Покажем это на конкретном материале. На разрезе XV—XV Комсомольского месторождения (рис. 54, табл. 21) зональное строение эндогенных ореолов подчиняется следующим закономерностям: в подрудном интервале накапливались наибольшие по сравнению с медью количества цинка, свинца и серебра. Величины отношений линейных продуктивностей Zn/Cu ; Pb/Cu ; Ag/Cu , резко уменьшаясь в рудном интервале, достигают минимальных значений в надрудной толще. В корневой части рудной зоны величины этих соотношений в целом такие же, как и в подрудной толще, тогда как ее фланг незначительно обогащен цинком и резко обеднен свинцом и серебром по отношению к меди. Надрудный интервал также характеризуется положительной или отрицательной корреляционной связью для большинства пар элементов, тогда как в подрудной толще связь между парами элементов отсутствует. В корневой части и на фланге рудной зоны в преобладающем количестве случаев взаимосвязь между парами элементов также не наблюдается. Подобные закономерности наблюдаются и на Яман-Касинском месторождении (Ручкин, Сергеева, 1968).

На разрезе X—X Комсомольского месторождения (рис. 55) происходит обогащение лежачего бока рудной залежи цинком по отношению к меди. Поведение остальных элементов, отражающих вертикальную зональность, более противоречиво. По расчетным профилям III—III и IV—IV свинец, серебро, молибден и мышьяк концентрируются по отношению к меди в лежачем боку рудной залежи. Кроме того, здесь висячий бок резко обогащен мышьяком по сравнению с молибденом. Отношения $\frac{As}{Zn}$ и $\frac{Mo}{Zn}$ по всему разрезу в целом более высокие в висячем боку.

Параметры первичного ореола Комсомоль

Расчетный профиль	Величины отношений продуктивности элементов			
	Zn/Cu	Pb/Cu	Ag/Cu	$\frac{MZn \cdot MPb \cdot MAg}{MCu^3}$
Надрудная толща (профиль I—I)	$1,7 \cdot 10^{-1}$	$8,7 \cdot 10^{-2}$	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$6,1 \cdot 10^{-6}$
Рудное тело (профиль II—II)	3,6	$8 \cdot 10^{-1}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$
Подрудная толща (профиль III—III)	9,3	$6,4 \cdot 10^{-1}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$7,7 \cdot 10^{-2}$
Фланг рудной зоны в 100 м от рудного тела (профиль IV—IV)	2,44	$1 \cdot 10^{-2}$	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$
Фланг рудной зоны в 400 м от рудного тела (профиль V—V)	$4,4 \cdot 10^{-1}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$3,8 \cdot 10^{-6}$

n/з — коэффициент корреляции незначим.

В нижней части залежи отношения продуктивностей $\frac{Pb}{Cu}, \frac{Ag}{Cu}, \frac{Mo}{Cu}, \frac{As}{Cu}, \frac{As}{Mo}$ приблизительно одинаковы как в висячем, так и в лежащем боках. В горизонтальном направлении к флангу по выклиниванию происходит постепенное увеличение содержания цинка по сравнению с медью. Тенденция увеличения содержания свинца и серебра по сравнению с медью к флангу рудной зоны наблюдается, но выражена гораздо слабее. В то же время в этом направлении происходит уменьшение значений $\frac{As}{Zn}$ и $\frac{Mo}{Zn}$. Рудное тело в пределах описываемого разреза состоит из двух частей, разобщенных безрудным промежуток. Каждая часть характеризуется возрастанием величин отношений мышьяка к молибдену от нижних горизонтов рудных материалов к верхним. Наиболее четко горизонтальная зональность описываемого ореола может быть охарактеризована комплексным показателем $\nu = \frac{As \cdot Zn \cdot Pb \cdot Ag}{Cu^4}$, величина которого увеличивается от корневых частей рудной залежи к флангам по выклиниванию.

Данные по вертикальной зональности первичных ореолов по геохимическому разрезу V—V (рис. 56) отличаются от выше отмеченных. Здесь происходит увеличение содержания цинка по отношению к меди в висячем боку рудного тела. Из остальных показателей следует упомянуть отношение линейной продуктивности мышьяка к молибдену, указывающее на обогащение первым металлом висячего бока рудной залежи. Горизонтальная зональность здесь в общих чертах повторяет зональность, установленную на других разрезах через Комсомольское месторождение, и сводится к обогащению флангов рудного тела цинком по сравнению с медью и мышьяка по сравнению с молибденом. Параллельно наблюдается незначительное увеличение значений $\frac{Pb}{Cu}, \frac{Ag}{Cu}, \frac{As}{Cu}$,

$\frac{Mo}{Cu}$ по направлению к обоим флангам рудного тела. Еще более устойчиво, чем на разрезе X—X, происходит увеличение комплексного показателя $\nu = \frac{As \cdot Zn \cdot Pb \cdot Ag}{Cu^4}$ к флангам рудного тела. Первичные ореолы

Яман-Касинского и Комсомольского месторождений относятся к структурно-морфологической группе экранированных ореолов, что, вероятно, определило отмеченные выше особенности зонального строения их.

При оценке ореолов подобного типа на перспективных участках следует руководствоваться следующими положениями:

Таблица 21

ского месторождения (разрез XV—XV)

Выборочный коэффициент корреляции									
Cu—Zn	Cu—Pb	Cu—Ag	Cu—Ba	Zn—Pb	Zn—Ag	Zn—Ba	Pb—Ag	Pb—Ba	Ba—Ag
+0,54	+0,70	н/з	-0,25	+0,75	н/з	н/з	н/з	н/з	н/з
-0,50	-0,26	-0,28	н/з	+0,92	н/з	н/з	н/з	н/з	н/з
н/з	н/з	н/з	н/з	+0,62	н/з	н/з	+0,88	н/з	н/з
н/з	н/з	+0,88	н/з	н/з	н/з	н/з	+0,82	н/з	н/з
н/з	н/з	н/з	н/з	+0,99	+0,81	н/з	+0,82	н/з	н/з

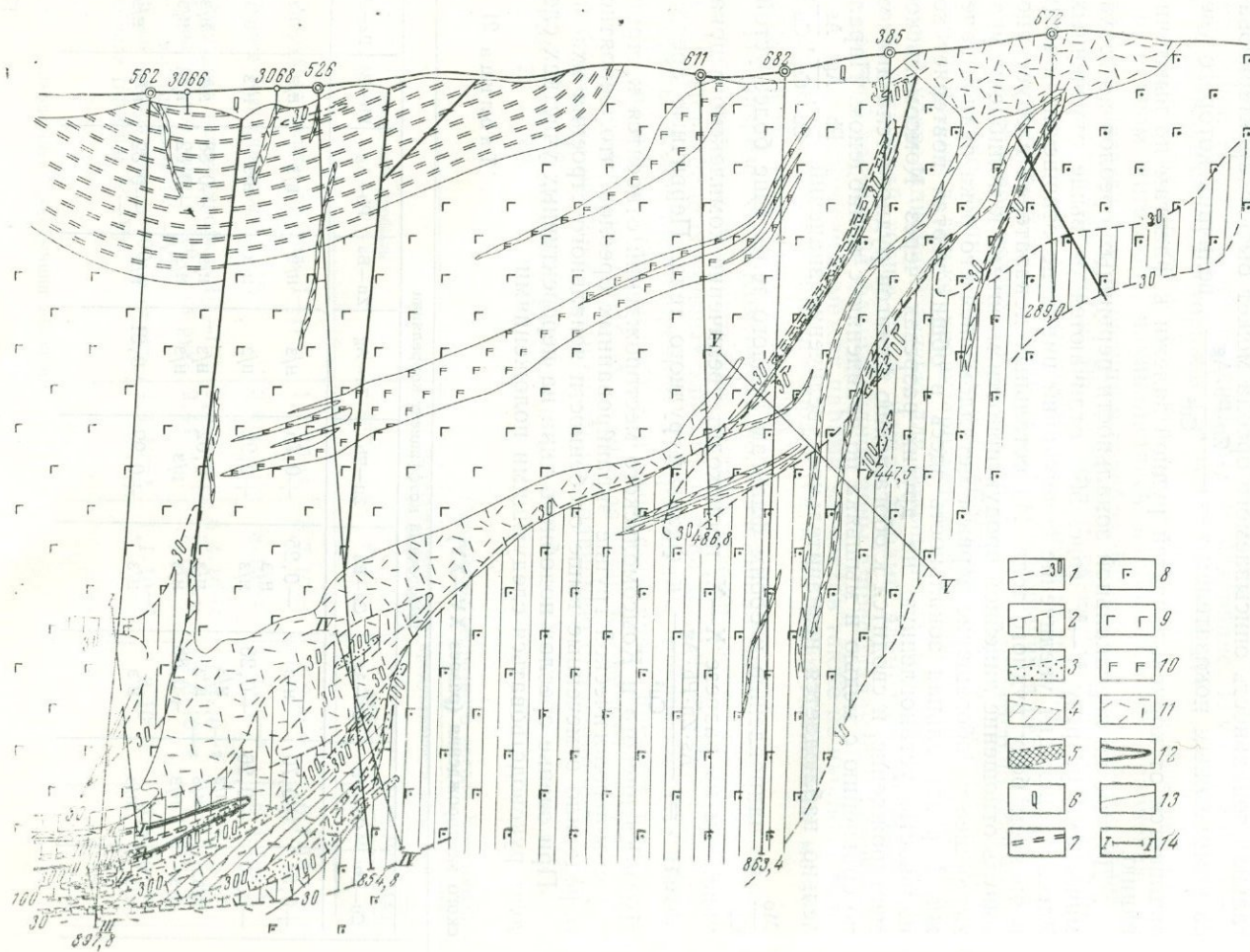


Рис. 54. Первичные ореолы цинка по разрезу XV—XV Комсомольского месторождения. Разрез составлен Г. В. Ручкиным и Н. Е. Сергеевой с использованием материалов Г. П. Зарайского

1 — линии изоконцентраций цинка в $A \cdot 10^{-3}\%$; 2 — цинк от 30 до 100; 3 — цинк от 100 до 300; 4 — цинк от 300 до 10 000; 5 — цинк 1000; 6 — четвертичные отложения; 7 — херсонская свита. Кремнистые сланцы с прослоями диабазов; 8 — херсонская свита. Диабазы, базальтовые нарушения; 9 — верхнеблявинская подсвита. Базальтовые порфириты, варнолиты, диабазы; 10 — субвулканические габбро-диабазы нижнедевонского (?) возраста; 11 — субвулканические породы кислого состава нижнедевонского (?) возраста; 12 — контур рудного тела; 13 — разрывные нарушения; 14 — расчетные профили

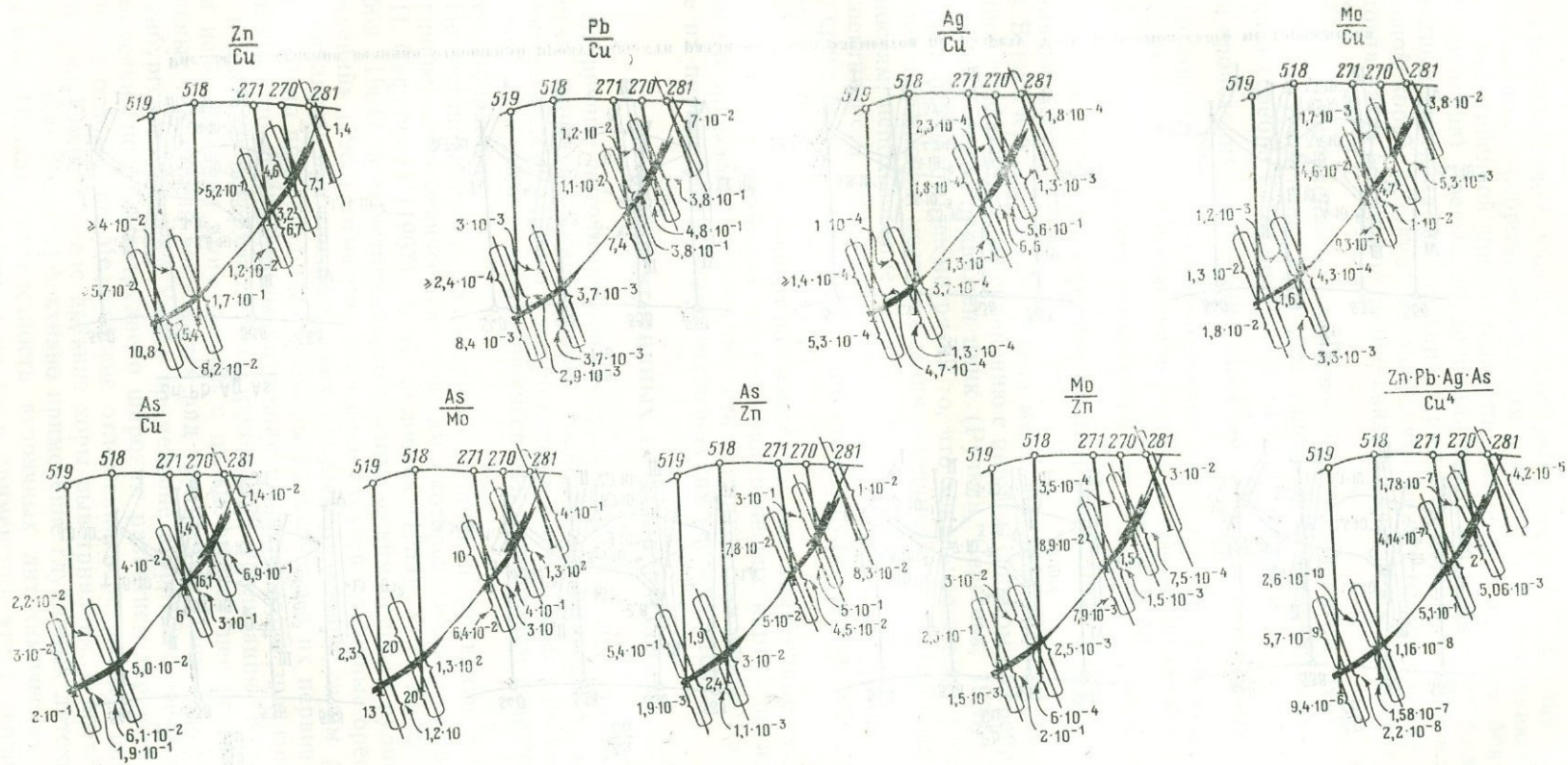


Рис. 55. Изменение величин отношений линейной продуктивности различных пар элементов по разрезу X—X Комсомольского месторождения

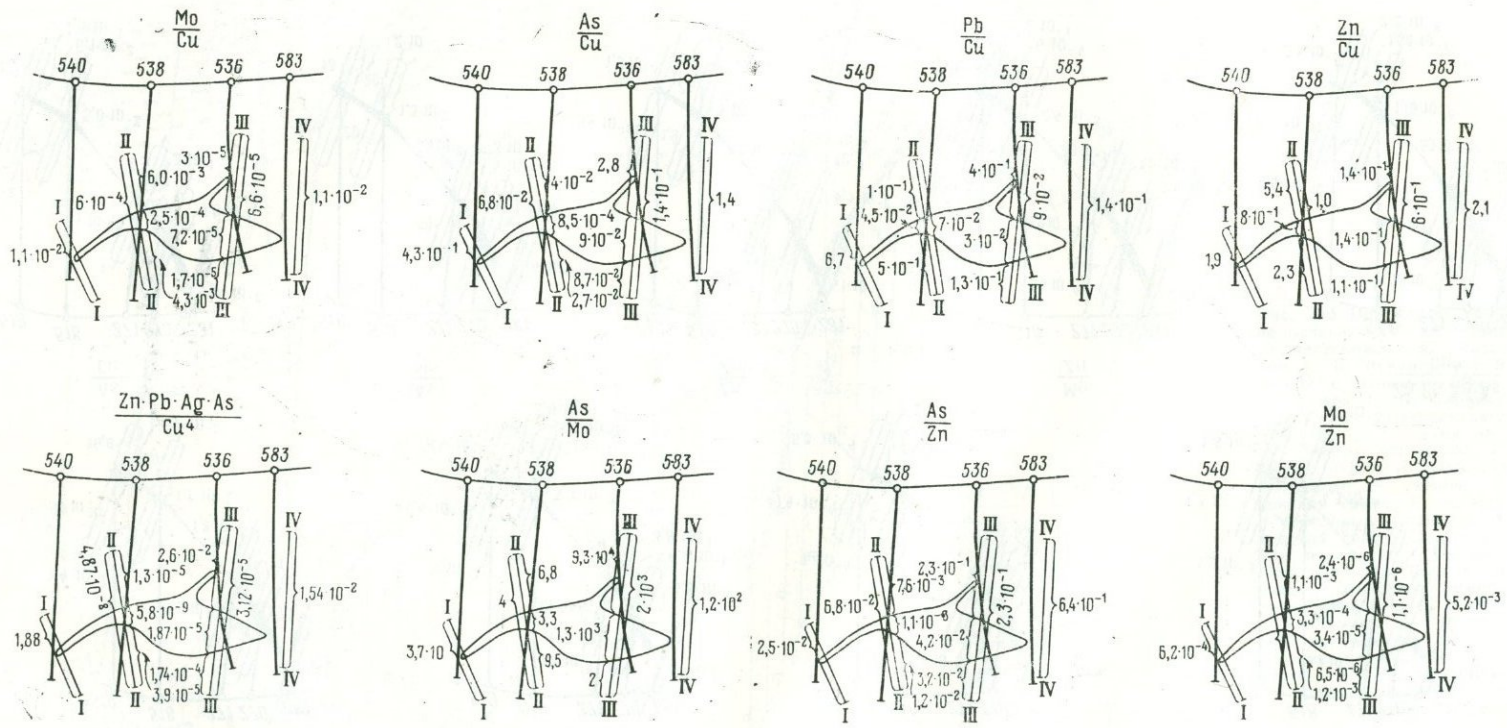


Рис. 56. Изменение величин отношений продуктивности различных пар элементов по разрезу V—V Комсомольского месторождения

1. В большинстве случаев лежачий бок рудных тел обогащен цинком, иногда свинцом, серебром, молибденом, мышьяком по сравнению с медью, а величина линейной продуктивности мышьяка в всячем боку резко (до тысячи раз) превышает величину этого же параметра молибдена. Надрудный интервал ореола характеризуется положительной или отрицательной корреляционной связью почти между всеми парами элементов, тогда как в подрудной толще связь между парами элементов отсутствует.

2. По направлению от корневой части к флангам рудной залежи происходит увеличение величины цинка и в незначительной степени свинца и серебра по отношению к меди. В то же время в этом направлении происходит уменьшение значений $\frac{As}{Zn}$ и $\frac{Mo}{Zn}$. В корневых участках рудной зоны отмечаются аномальные концентрации кобальта. Однако наиболее четко горизонтальная зональность ореола может быть охарактеризована комплексным показателем $\gamma = \frac{As \cdot Zn \cdot Pb \cdot Ag}{Cu^4}$, величина которого увеличивается от корневой части рудной зоны к флангам по выклиниванию.

3. В всячем боку рудного тела медь обладает максимальной миграционной способностью по сравнению с цинком, свинцом и серебром; в лежачем боку более подвижен цинк (Ручкин, Сергеева, 1968).

Таким образом, несмотря на то, что зональное строение первичных ореолов на многих месторождениях подчиняется однотипным закономерностям, использование показателей зональности ореолов при оценке перспективности отдельных участков и установление уровней эрозийного среза будут тем успешнее, чем полнее будут учтены особенности их геологического строения.

На карту рудной нагрузки наносятся все выявленные эндогенные литохимические аномалии, на металлогенических картах показываются только те аномалии, перспективность которых устанавливается при анализе их параметров и учете геологических особенностей.

ИЗУЧЕНИЕ ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ

Вторичные литохимические ореолы рассеяний представляют собой участки аномально повышенных содержаний химических элементов, характерных для данного месторождения в перекрывающих его рыхлых отложениях и почвах, образовавшиеся при гипергенном разрушении этого месторождения.

Не останавливаясь на вопросах теории и практики поисков по вторичным литохимическим ореолам, которые изложены в работах Н. И. Сафронова (1967), А. П. Соловова (1959), Х. Е. Хокса и Дж. С. Уэбба (1964), в «Инструкции по геохимическим поискам рудных месторождений» (1965), отметим, что в ряде случаев вторичные ореолы более благоприятны при геохимических поисках благодаря своим размерам, значительно превосходящим размеры рудных тел и их первичных ореолов. Помимо этого, ореолы рассеяния располагаются значительно ближе к дневной поверхности, чем рудная минерализация. Вместе с тем при использовании этого метода с целью оценки перспективности отдельных территорий встречается ряд трудностей. Например, в условиях Оренбургского Южного Урала применение вторичных ореолов при геохимических поисках затруднено широким развитием терригенных мезозойских отложений. Мезозойские отложения перекрывают широко развитые на Южном Урале древние коры выветривания, и поэтому в данных условиях более эффективно применение глубинных литохимических поисков. Низкая контрастность вторичных литохимических аномалий также создает препятствия на пути применения этого геохимического

метода. Чтобы повысить контрастность вторичных ореолов, рекомендуется применение водных и солянокислых вытяжек из почв и рыхлых отложений.

Значительные трудности при интерпретации гипергенных геохимических аномалий возникают и вследствие больших колебаний фоновых содержаний, вызываемых эпигенетическими процессами перераспределения элементов, в первую очередь обладающих повышенной миграционной способностью. Это приводит к появлению геохимических аномалий, не связанных с наличием рудных тел. Поэтому большое значение при геохимических поисках по вторичным ореолам принадлежит ландшафтно-геохимическому анализу. Геохимико-ландшафтный метод в применении к поискам медноколчеданных руд разработан М. А. Глазовской и др. (1961). Разнообразная палеоклиматическая и геоморфологическая обстановка и ряд других причин обусловили, по ее данным, пестроту и длительность формирования геохимических ландшафтов и вторичных ореолов в условиях Южного Урала. Анализ этих особенностей способствует выбраковке ложных ореолов и позволяет выбрать геохимический метод, дающий наибольший эффект при данном ландшафте. Так, например, при формировании механических и солевых остаточных смещенных (до 100—200 м) ореолов и потоков рассеяния, образующихся в условиях окислительной среды в молодом маломощном (1—2 м) элювии и делювии коренных пород, накопление металлов происходит на глубине 50—100 см в кислой среде в почвах под лесом и в слабокислой и нейтральной под степью.

Однако, несмотря на то, что каждый из типов вторичных ореолов может иметь те или иные особенности, определяющиеся характером местных ландшафтно-геохимических условий, решающее значение во всех случаях принадлежит генезису и мощности рыхлого покрова, скорости современной денудации, характеру современной и палеоклиматической обстановки, определяющей особенности миграции элементов (Соловов, 1963).

Поисковые литогеохимические съемки для выявления ореолов рассеяния проводятся по сети профилей (табл. 22).

Таблица 22

Масштаб	Сеть		Плотность точек отбора проб на 1 см ² карты	Число точек отбора проб на 1 км ² площади
	расстояние между профилями, м	расстояние между точками отбора проб, м		
1:50 000	500	50	10	40
1:25 000	250	50—25	5—10	80—100

Детальные поисковые работы масштаба 1:10 000 и крупнее выполняются по той же сети, что и при поисках по первичным ореолам (см. табл. 20). Глубинные литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния проводят путем опробования скважин по сети 2000 × 100 м.

Типоморфными элементами для вторичных ореолов рассеяния медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений являются Cu, Ag, Pb, Ba, Zn, Mo, Sn, Co, Hg (Глазовская и др., 1961; Засухин, 1967; Гинзбург и др., 1966). Из этих элементов только цинк, медь и иногда свинец образуют значительные вторичные скопления. Барий, молибден и серебро — плохие мигранты, поэтому их присутствие во вторичных ореолах указывает на близость коренного источника. По данным Г. Н. Засухина, наибольший интерес представляют аномалии, содержащие такие элементы типоморфного комплекса, как медь, свинец, серебро

ро, молибден, барий, иногда кобальт, в маломощных делювиально-элювиальных отложениях на пологих склонах, а также аномальные концентрации меди, свинца, цинка, молибдена, иногда кобальта в делювии и элювии на водоразделах и склонах. На закрытых площадях самого тщательного внимания заслуживают даже слабые аномалии, которые могут представлять значительные перспективы.

ИЗУЧЕНИЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ

Гидрогеохимические аномалии представляют собой группу водоисточников или один водоисточник, в которых химический состав воды, концентрация компонентов или показателей минерализации отличаются от широко распространенных для данного района значений (Бродский, 1964). Положительные аномалии характеризуются значениями поисковых гидрогеохимических признаков выше фоновых. Они изучены гораздо лучше отрицательных аномалий, которые практически не применяются при прогнозно-поисковых работах.

В отличие от других геохимических методов оценки перспективности территории гидрогеохимический метод в ряде случаев является наиболее глубинным. Площади распространения вод с измененным химическим составом зачастую бывают более обширными, чем площади, занимаемые литохимическими ореолами. Существуют факторы, затрудняющие проведение глубинных гидрогеохимических поисков, — ограниченность применения в районах с малым количеством водопроявлений, в связи с чем возрастает стоимость отбора проб, колебания содержаний поисковых гидрогеохимических компонентов в различные времена года, повышенные требования к чувствительности определения многих компонентов (Бродский, 1964; Голева, 1968). При оценке перспектив территорий на полиметаллические и медноколчеданные руды гидрогеохимический метод целесообразно применять в рациональном комплексе с другими геохимическими методами.

Количество опробуемых водопунктов зависит от масштаба поисковых работ и сложности геологического строения района (Голева, 1968; табл. 23).

Таблица 23

Густота сети опробования природных вод при гидрогеохимических съемках в разных масштабах на 1 км²

Масштаб	Геологическое строение района		
	Простое	Средней сложности	Сложное
1:50 000	1,4	1,7	2,0
1:25 000	3,0	3,5	4,0
1:10 000 и крупнее	Опробуются все имеющиеся водопроявления (естественные и искусственные)		

При исследованиях в масштабе 1:10 000 и крупнее расстояние между точками отбора проб не должно превышать 1 см на карте соответствующего масштаба.

При вычислении фоновых и минимальных аномальных концентраций гидрогеохимических признаков используются вариационно-статистические методы, как и при оценке этих величин в других геохимических методах. В некоторых случаях эти значения могут быть установлены также путем сравнения величин содержания компонентов минерализации в близрасположенных источниках, анализом фоновых и аномальных концентраций, полученных при производстве гидрогеохимических поис-

ков в районе, близком по геолого-гидрогеохимическим условиям, при обследовании одного или нескольких известных месторождений. При оценке гидрогеохимических аномалий необходимо учитывать гидрогеологическую обстановку: условия водообмена, тип вод, направление движения вод, условия распространения вод того типа, для которых обнаружены аномальные значения, условия рельефа.

Основными поисковыми гидрогеохимическими признаками для сульфидных месторождений являются следующие показатели (по отношению к фоновым): 1) пониженные значения рН воды; 2) повышенные содержания компонентов минерализации, входящих в состав: а) рудных минералов сульфидных месторождений (SO_4^{2-} , Cu, Zn, Pb, Ag, Sb, As, Sn, Mo, Co, Bi, Cd, In), б) жильной массы (Fe, Al, Si, Ba, Ca, Mg, Hg), в) гидротермальных и первичных ореолов (B, F, Cl, Li, Be, Hg, P), г) вмещающих пород (Cr, Mn, Ti); 3) аномальные значения общей минерализации вод; 4) измененный химический тип вод (Бродский, 1964).

Гидрогеохимическими элементами-индикаторами руд являются все рудообразующие компоненты и иногда элементы-примеси. На состав элементов-индикаторов значительное влияние также оказывают интенсивность окисления и другие факторы разрушения минералов. Изучение содержаний рудообразующих элементов в ореольных водах месторождений позволяет определить металлогенический тип полезного ископаемого, примерный элементарный состав руд, степень окисленности рудных тел. По данным Г. А. Голевой, германий и селен в ореольных водах характерны для полиметаллических и медноколчеданных месторождений, а кадмий — для свинцово-цинковых. Наиболее распространенные гидрогеохимические ассоциации интенсивно окисляющихся медноколчеданных месторождений — Cu, Zn, Pb, As, Ni, Co, Mn, Cd, Se, Ge, Au, Ag, Fe, Al; слабо окисляющихся — Zn, Pb, Mo, As, Ge, Se, Cu; полиметаллических месторождений соответственно — Pb, Zn, Cu, As, Mo, Ni, Co, Ag, Sb, Se, Ge, Bi и Pb, Zn, As, Mo, Ni. По мере уменьшения интенсивности процессов окисления с глубиной в рудных гидрогеохимических аномалиях медноколчеданных и полиметаллических месторождений отмечается увеличение отношений $\text{Zn} : \text{Cu} : \text{Pb} : \text{Cu} ; \text{As} : \text{Cu} : \text{Mo} : \text{Cu}$.

Контрастность водных ореолов рассеяния — отношение величин аномальных и фоновых значений поисковых признаков — важная характеристика ореольных вод. При приближении к рудному телу она для большинства поисковых компонентов возрастает.

По мере удаления растекающихся вод от рудного тела показатели минерализации их все более отличаются от показателей вод, омывающих рудное тело, и от ассоциации металлов в рудном теле, обуславливая зональное строение гидрогеохимических аномалий.

Изучение зональности гидрогеохимических аномалий позволяет выделить гидрогеохимические признаки и более обоснованно оценить их поисковое значение. В Теренсайском районе Южного Урала на участках проявления колчеданно-полиметаллической минерализации В. И. Воробьевым (1968) установлено локальное распространение вод сульфатного, сульфатно-хлоридного и сульфатно-гидрокарбонатного состава. При этом проявляется зональность химического состава вод, выражающаяся в смене сульфатных, сульфатно-хлоридных и сульфатно-гидрокарбонатных вод по направлению стока хлоридно-сульфатными и гидрокарбонатно-сульфатными. Основным гидрогеохимическим признаком колчеданных руд здесь следует считать избыточное количество в водах сульфат-иона по сравнению с нормальным содержанием и отношения $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ и $\text{SO}_4^{2-}/\text{HCO}_3^-$, рассчитываемые при определении типа вод по формуле Курлова. Вторым важным поисковым критерием колчеданных руд в этом районе является аномальное содержание в водах металлов, также обнаруживающих зональное распределение: локальные аномалии меди сопровождаются более широкими контурами аномальных концент-

раций цинка. Таким образом, при оценке гидрогеохимических аномалий здесь первоочередными, наиболее перспективными на обнаружение колчеданных руд, следует считать комплексные катионно-анионные аномалии.

Зональность подземных вод Комсомольского месторождения (Южный Урал) выражается в нарастании общей минерализации с глубиной и в неравномерном изменении концентраций кислорода и металлов. Содержание элементов-индикаторов увеличивается по направлению к рудной зоне. Наиболее широкие (до 2000 м) водные ореолы образуют цинк и медь, содержание которых в пределах ореола изменяются: меди от 0,01 до 0,16 мг/л, цинка от 0,1 до 2,5 мг/л. Несколько меньшие по размерам ореолы образуют молибден (до 1500 м), мышьяк (до 1200 м) и свинец (до 800 м). Сходное распределение этих металлов в ореольных водах наблюдается и на ряде других медноколчеданных месторождений Южного Урала (Гайское, Джусинское, Молодежное, Озерное). На колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая гидрогеохимическая зональность также четко проявлена: руда — кадмий — сурьма — свинец — медь — цинк — сульфат-ион. На участках скрытых рудных тел отношение содержания свинца к меди по данным поинтервального опробования по мере приближения к полиметаллическим залегам заметно возрастает, а по мере приближения к медноколчеданным уменьшается (Голева, 1968).

Часть III

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ КАРТ КОЛЧЕДАНЫХ РАЙОНОВ

ХАРАКТЕРИСТИКА КАРТ И СХЕМ, ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ СОСТАВЛЕНИЮ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ КАРТ

Прогнозно-металлогенические карты рудных районов в масштабе 1 : 50 000 — 1 : 25 000¹ являются основой поисковых работ в этих районах. Они сопровождаются другими картами, совместно с которыми образуют комплект карт, составляемый и для колчеданных районов: 1) схема геологической и поисковой изученности; 2) специализированная геологическая карта; 3) карта рудной нагрузки; 4) металлогеническая карта (см. приложение 2, 3); 5) прогнозная схема (калька-накладка) (см. приложение 4). Помимо этих основных графических материалов, составляются следующие дополнительные карты, которые являются вспомогательными: палеовулканическая, тектоническая, метаморфизма, геохимическая, или карта геохимических аномалий (первичных, вторичных и гидрохимических ореолов), геофизическая, или карта геофизических аномалий, и схема геологических предпосылок и поисковых признаков (см. приложение 5). Некоторые из них могут не прилагаться, хотя при составлении прогнозно-металлогенической карты они используются. Например, карты геофизических аномалий часто составляют соответствующими экспедициями и партиями и поэтому дублировать их работу бывает нецелесообразно, но результаты этих исследований, во-первых, используются при составлении геологической карты, а во-вторых, при создании карты рудной нагрузки, геологических предпосылок и поисковых признаков и металлогенической. Так же в некоторых случаях можно поступать с картой геохимических аномалий, если такая сводная карта для рудного района имеется. Карта метаморфизма (имеется в виду интенсивное зеленокаменное перерождение палеовулканических пород в колчеданоносных районах) является очень желательной.

Для каждого типа рудных районов, приуроченных к областям вулканизма, карты различного назначения имеют некоторые особенности. Поэтому следует остановиться на краткой характеристике их содержания. В данной работе приведены металлогенические карты для всех трех районов, изученных авторами, — Блявинского, Ащевутацкого и Теренсайского (см. приложения 2, 6, 7). Блявинский район, кроме того, сопровождается картой метаморфизма, схемой геологических предпосылок и поисковых признаков и схемой прогнозирования, т. е. теми графическими материалами, в которых нашли отражение специфические черты колчеданоносных районов. Они даны в качестве примера для центральной части Блявинско-Киндерлинской зоны, в которую входит Блявинский район, в пределах одного планшета масштаба 1 : 50 000. Для Ащевутацкого и Теренсайского районов металлогенические карты, наоборот, даны на всю площадь этих районов.

¹ В масштабе 1 : 25 000 обычно составляются рабочие макеты карт, которые потом репродуцируются в масштабе 1 : 50 000.

Вначале дается характеристика различных карт и схем, предшествующих составлению прогнозно-металлогенической карты, а затем приводится описание этой карты.

Специализированная геологическая карта, исходя из особенностей дополнительных задач, связанных с прогнозно-металлогеническим анализом, в той или иной степени отличается от регламентируемых Инструкциями (1956, 1962) требований, предъявляемых к обычным геологическим картам. Такая специализированная геологическая карта, являющаяся основой всего комплекта карт, рекомендуемого при прогнозно-металлогенических исследованиях рудных районов, должна создаваться и для районов развития колчеданосных вулканогенных формаций. Специализация этой карты, пригодной для составления структурно-формационной основы прогнозно-металлогенической карты, обуславливается задачей поисков месторождений, связанных с вулканогенными формациями.

Поэтому при ее создании особое внимание уделяется изучению вулканогенных толщ, восстановлению истории вулканического процесса, особенностям формирования вулканогенных комплексов, их парагенетическим связям и сопровождающей гидротермальной деятельности. На этой карте с максимально возможной детальностью изображается внутреннее строение вулканогенной толщи, показывается петрографический состав лав и туфов, расчлененных по величине обломков и характеру цемента, фиксируются литологический состав сопутствующих толщ осадочных пород, разнофациальные вулканогенные образования (эффузивные, жерловые, субвулканические) и др.

Показ указанных элементов на специальной геологической карте осуществляется общепринятыми способами. Стратиграфические подразделения индексируются и окрашиваются в соответствии с требованиями Инструкций (1956, 1962) по возрастному принципу. Интрузии показываются путем окраски занимаемых ими площадей в зависимости от состава и принадлежности к определенным комплексам. Возраст и состав отображают индексы интрузий. По тому же принципу закрашиваются и индексируются субвулканические тела, но они в отличие от интрузивов имеют крап эффузивных пород. Условными внесштабными знаками изображаются дайки, возраст и состав которых указываются в индексах. Состав горных пород (петрографический и литологический), их текстурные и структурные особенности изображаются черными литологическими значками, наносимыми на окрашенные поля пород того или иного состава и возраста. Для осадочных пород применяются значки, которыми можно изобразить геологическую структуру толщ. Остальные знаки также являются общепринятыми. Разломы показываются красными линиями, а границы толщ и пород — черными. Маркирующие структурные линии, тонкие прослои пород того или иного состава, границы слоев и др. показываются коричневыми линиями. Мелкие линзы известняков изображены треугольниками, например, красного цвета для кембрийских известняков и черного для девонских. В необходимых случаях, при отсутствии специальной карты метаморфизма, цветными штриховками показываются ореолы контактового метаморфизма, рудные тела и околорудные гидротермальные изменения.

Толщи пород, не имеющие отношения к рудному процессу и неперспективные, на специализированной геологической карте изображаются менее подробно, по возможности «снимается» покров рыхлых отложений, к которому, например, на Южном Урале, кроме четвертичных, относятся субплатформенные отложения мелового и юрского возраста. Рудные тела, выходящие на поверхность и достаточно крупные, показываются черной штриховкой и контурами, соответствующими их форме. Для показа скрытых тел можно использовать пунктирную линию контура. Мелкие месторождения и рудопроявления можно изображать в за-

висимости от их типа и размеров различными знаками (Шаталов и др., 1964).

Палеовулканические карты и схемы представляют собой палеогеографические реконструкции условий формирования вулканогенных толщ. Поэтому их составляют отдельно для каждой толщи или стратиграфической единицы. В рудных районах наибольший интерес представляют карты, составленные для эпох рудообразования. Они восстанавливают палеовулканическую обстановку, непосредственно предшествующую рудному процессу. Поскольку палеовулканическая карта является реконструкцией и на ней значительная часть контуров рисуется предположительно, на этой карте необходимо более четко, чем на других картах, отделять наблюдаемые границы от гипотетических, показывая первые сплошными, а вторые пунктирными линиями.

Основным элементом палеовулканической карты, составляемой на основе фациального анализа, являются фации. Для показа их используются значки, например, такого вида, которые применяются нами при вычерчивании структурно-формационной и фациальной основы металлогенической карты (см. приложения 2, 6, 7). Эти значки одновременно отражают состав пород данной фации и такие важные особенности фаций, как текстура и отдельность, а также величина обломков туфов. Значки указывают на положение фации относительно жерла вулкана. Вулканогенные и осадочные фации лучше показывать резко отличающимися значками, аналогичными используемым на геологической карте для показа осадочных и вулканогенных пород.

Фации или их группы, имеющие особое значение и играющие важную роль в процессе рудообразования, полезно выделять более крупными и гуще стоящими значками. Цветом на карте выделяются группы фаций, соответствующие принятой классификации. Прежде всего различаются фации пород, формирующихся в различных условиях глубинности. Поверхностные фации (лавовые, пирокластические) окрашиваются неяркими, спокойными цветами, различными для морских, прибрежно-морских и континентальных фаций. Различными оттенками цвета выражается принадлежность фаций к осадочным, вулканогенно-осадочным и вулканогенным образованиям, причем более густо окрашиваются вулканогенные (эффузивные и пирокластические фации), а бледными тонами — фации осадочного генезиса. Если на карту попадает несколько вулканических построек, образования каждой из них должны отличаться цветом. В этом случае группы фаций морского, прибрежно-морского и континентального происхождения можно показать, заштриховав площади их распространения редкими тонкими штриховками.

Яркими, насыщенными красками, подобно интрузиям на геологических картах, окрашиваются и различными цветами показываются субвулканическая, жерловая и гипабиссальная фации, каждая из которых может быть подразделена на фазы (например, субвулканическая — на раннюю и позднюю), отличающиеся оттенком цвета. Мелкие жерловины изображаются немасштабным знаком (обычно звездчатой формы); их величину и другие особенности строения (одноактные, многоактные, заполненные лавами или обломочными породами и др.) можно показать, используя различные модификации этого знака. Различными значками показываются шлаковые конусы, диатремы, признаки гидротермальной деятельности вулканов (травертины, кварц-гемацитовые породы, зоны метасоматических пород гидротермального генезиса). Очень важным элементом карты являются стрелки различной величины и конфигурации, указывающие направление течения лав, поступления терригенного материала, направление временных потоков типа лахар. При наличии достаточного количества данных на карте полезно показать линии равных мощностей отдельных потоков или толщ, отражающие характер палеорельефа.

Вся эта информация позволяет реконструировать вулканические постройки и их зональность. Последняя показывается путем оконтуривания зон (жерловой, прижерловой). Возраст фаций может быть показан индексами на карте или отображен в легенде соответствующей их группировкой. Обычными знаками, принятыми для геологических карт, на палеовулканической карте показываются разрывные нарушения как древнего заложения, так и молодые, существовавшие и проявлявшие себя в то время, для которого карта составлена.

Палеовулканическую карту необходимо сопровождать палеофациальными профилями, помогающими читать карту. На профилях лучше можно показать картину изменения мощностей и фации, а также характер палеорельефа, на который изливались лавы.

На составленной таким образом палеовулканической карте достаточно хорошо читается палеогеографическая обстановка формирования исследуемой вулканогенной толщи или формации и строения вулканических аппаратов прошлого. В некоторых районах (Шарфман, 1969) на подобных картах по свойственным им структурным элементам и фациям (кольцевые и дуговые разломы, обращенные вогнутостью к полю развития прижерловых фаций с опущенными внутренними блоками, или соответствующие им дайки, кратерно-озерные осадки, продукты эксгальционной деятельности) реставрируются погребенные кальдеры древних вулканов. Контуры этих форм палеовулканических областей показываются линиями, например широкой черной линией с обращенными внутрь штрихами или штриховкой.

Для изученных нами районов палеовулканические элементы и прежде всего разнообразные фации наносились на основу металлогенической карты.

Тектоническая карта (или схема). На ней геологические образования расчленяются по тектоническому принципу и, следовательно, показываются этажи и подэтажи, являющиеся вертикальными тектоническими единицами разреза, отделенными несогласиями, перерывами или резкой сменой тектонических режимов. Структурные этажи и подэтажи окрашиваются в цвета, соответствующие общепринятой легенде изданных в СССР тектонических карт. Интрузивные тела окрашиваются более густо, цветом того структурного этажа, к которому они принадлежат; так же окрашиваются субвулканические тела. Состав интрузий и субвулканических тел отображается значками, принятыми для геологической карты. В случае необходимости структурные подэтажи и интрузивные комплексы, с которыми связано оруденение, показываются резко отличным типом окраски. На этой же карте изображается тектоническое районирование, причем для показа тектонических единиц (прогибов, поднятий, ступеней всех рангов) используются штриховки, лучше редкие. Складчатое строение структурных этажей изображается различными изолиниями (изостраты, изомощности, горизонталы, поверхности пластов) или специальными значками, показывающими положение осей и осевых поверхностей складок, элементы залегания пород и пр. Общепринятыми условными знаками наносятся разломы, классифицирующиеся по генезису, возрасту и морфологии, системам трещин и т. д. Также общепринятыми значками рисуется внутренняя структура интрузивных массивов (линейные и плоскостные ориентировки).

Кроме вышеперечисленных элементов, на тектонической карте, составляемой для рудных районов палеовулканических областей, следует показывать такие важные элементы тектоно-вулканических структур: как жерловины вулканов, кальдеры, дайковые пояса.

Карта метаморфизма показывает тип и степень метаморфизма горных пород и составляется в результате специализированного картирования. Она отражает картину распределения в районе парагенетических ассоциаций метаморфических минералов и позволяет судить о характере

и эволюции метаморфических преобразований. В ее основу кладутся геологическая карта и минеральные карты, показывающие площади распространения отдельных метаморфических минералов и интенсивность их проявления (процентное содержание в породе).

При вычерчивании карты метаморфизма на геологическую основу, на которой показаны разломы, границы стратиграфических единиц и интрузии, а главное петрографический состав пород (редкие крупные значки), четким, более густым, отличающимся по типу крапом или штриховками (лучше цветными) накладываются естественные минеральные ассоциации. Более густыми штриховками показываются ассоциации нерудных минералов, сформировавшиеся в связи с рудным процессом (околорудные ассоциации гидротермальных минералов). Границы ореолов минеральных ассоциаций в отличие от геологических границ рисуются пунктиром. Затем минеральные ассоциации группируются. Группировка ассоциаций может быть осуществлена: 1) по характеру продуктов метаморфизма (мигматиты, кристаллические сланцы, пропилиты, роговики, катаклазиты); 2) по зонам и фациям метаморфизма (по определенным физико-химическим условиям метаморфизма); 3) по типу метаморфизма (региональный, контактовый, динамометаморфизм, диафторез); 4) по связи с магматическими комплексами (вулканическими, интрузивными) так, как это сделано на прилагаемой карте (см. приложение 1); 5) по принадлежности процессов метаморфизма к тем или иным этапам геотектонического развития; 6) по возрасту. В группировке парагенетических ассоциаций метаморфических ассоциаций большую помощь оказывает структурно-формационная карта. На карте метаморфизма рекомендуется окрашивать объективно устанавливающиеся группы ассоциаций метаморфических минералов, т. е. продукты метаморфизма. Поэтому на карте могут быть закрашены или группы метаморфических пород (гнейсы, мигматиты, роговики, кристаллические сланцы, пропилиты, милониты, диафториты), или метаморфические фации и субфации. При этом цвет используется для более крупных групп (роговики, фации), а его оттенок — для более мелких (классы роговиков, субфации).

Вне зависимости от способов группировки ассоциаций метаморфических минералов минеральные метасоматические ассоциации, возникающие в связи с процессами рудообразования, необходимо выделять четко отличающимся цветом и как можно подробнее изображать их внутреннее строение.

Возраст метаморфических ассоциаций отражается в условных обозначениях, где пишется, к какому времени относится формирование той или иной ассоциации. Эти ассоциации могут группироваться по принадлежности к этапам и стадиям геотектонического развития.

Количественная оценка степени интенсивности метаморфического преобразования пород или содержание метаморфических минералов могут быть показаны изолиниями.

Геохимическая карта. Результаты геохимических исследований обычно находят отражение на карте рудной нагрузки, схеме геологических предпосылок и поисковых признаков и металлогенической карте. Однако в отдельных случаях нужно признать целесообразным включение в комплект прогнозно-металлогенических карт специальной геохимической карты. Такая необходимость возникает тогда, когда в исследуемом районе выполнен широкий комплекс геохимических работ, результаты которых могут представлять самостоятельный интерес. Чтобы избежать излишней перегрузки карты рудной нагрузки и в то же время сохранить необходимую детальность геохимического материала, не прибегая к слишком большому обобщениям и генерализации, имеет смысл составлять специальную геохимическую карту. Иногда целесообразно составлять карты-врезки более крупного масштаба для отдельных рудных полей и месторождений.

Геохимическая карта составляется на геологической основе. На карту должны быть нанесены эндогенные и экзогенные ореолы основных рудообразующих и сопутствующих компонентов в виде цветных сплошных (для эндогенных) и пунктирных (для экзогенных ореолов) контуров. На эту карту наносятся результаты гидрохимических исследований: показываются аномалии содержания металлов в водах, а также, что часто оказывается не менее важным, — области распространения различных по химизму подземных вод.

При составлении геохимической карты нужно с особой тщательностью подходить к отбору материала, отображаемого на ней. Совершенно недопустимо без предварительной отбраковки наносить на карту результаты работ, выполненных в разное время различными лабораториями. В этом случае необходим тщательный анализ результатов работ прошлых лет, а также проведение контрольных определений по дубликатам проб или частичное переопробование участков, изученных прежде. Необходима твердая уверенность в сопоставимости всех результатов, вынесенных на геохимическую карту.

Сведение результатов геохимических работ на специальной карте может дать весьма ценный материал по геохимической специализации магматических комплексов и особенно для направления дальнейших поисковых работ.

Геолого-геофизическая карта. Специализированные геофизические карты не являются обязательными в комплекте прогнозно-металлогенических карт. Как правило, все данные площадных геофизических работ отражаются на геологической и прогнозно-металлогенической картах, а результаты поисковых геофизических методов используются при составлении карты рудной нагрузки. Однако нередко в процессе работы над созданием прогнозно-металлогенических карт возникает необходимость в составлении специальной геолого-геофизической карты. В первую очередь такую карту необходимо составлять для закрытых районов, где геофизические работы являются одним из основных источников информации о геологическом строении. Геолого-геофизическая карта в этом случае должна отражать степень геофизической изученности, основные результаты геофизических работ, способы и результаты их геологической интерпретации, а также главные элементы геологического строения, установленные по геофизическим данным. Основной целью составления такой карты является показ степени обоснованности геофизическими данными геологических построений.

Геолого-геофизическую карту рекомендуется составлять в масштабе основной прогнозно-металлогенической карты на упрощенной и нераскрашенной геологической основе. На карте изображаются результаты всех площадных геофизических работ, в первую очередь магниторазведочных и гравиразведочных. Магнитометрические данные целесообразнее изображать в изолиниях с соответствующей раскраской положительных и отрицательных магнитных аномалий. В тех случаях, когда наиболее эффективная интерпретация достигается путем трансформации магнитного поля (например, пересчетом на различные уровни), на карте следует показывать именно эти трансформированные поля. По такому же принципу изображаются на карте и результаты гравиметрических работ.

Из числа данных других геофизических методов на карту наносятся преимущественно те, при помощи которых устанавливаются или подтверждаются отдельные элементы геологического строения, структурные особенности, а также некоторые черты глубинного строения территории. Результаты непосредственно поисковых геофизических работ целесообразнее отражать на карте рудной нагрузки, особенно в тех случаях, когда эти результаты не имеют существенного значения для понимания геологического строения, в том масштабе, в каком составлена карта.

При обилии геофизического материала и многочисленности примененных способов интерпретации может оказаться невозможным изображение всего этого материала на одной карте. В этом случае геолого-геофизическую карту можно сопроводить одной или несколькими на-кладками.

Помимо упрощенной геологической основы и данных геофизических работ, на геолого-геофизической карте имеет смысл показывать структурное и металлогеническое районирование. Этим способом может быть достигнуто наглядное изображение степени достоверности этих построений.

При составлении геолого-геофизической карты и особенно при отборе того материала, который следует показывать на этой карте, нужно всегда стремиться к тому, чтобы геофизическая карта была не только вспомогательной, иллюстративной картой, но и таким документом, который, будучи насыщен объективным фактическим материалом, дает возможность использовать его для последующей интерпретации.

Карты рудной нагрузки. В описываемом комплекте графических материалов в качестве обязательной входит карта рудной нагрузки. Составление ее преследует цель сведения и систематизации всего фактического материала по месторождениям и рудопроявлениям района, а также всех поисковых признаков. Создание такой карты предшествует работе по составлению прогнозно-металлогенической карты. На последнюю с карты рудной нагрузки после тщательного анализа переносятся только наиболее важные данные, причем обычно в обобщенном виде. Таким образом, она является своего рода картой фактического материала для прогнозно-металлогенической карты.

Карта рудной нагрузки составляется на схематизированной (без раскраски) геологической основе в том же масштабе, что и прогнозно-металлогеническая карта.

На карту наносятся месторождения и рудопроявления. Они могут быть изображены в истинных контурах, если позволяет масштаб карты, или внемасштабными условными знаками. Рекомендуется использовать комбинированные условные знаки, состоящие из отдельных элементов, каждый из которых отражает определенные сведения о рудном объекте. В качестве основы можно использовать систему таких знаков, предложенную в методическом руководстве Е. Т. Шаталова и др. (1964). При разработке условных знаков необходимо предусмотреть, чтобы они давали возможность отразить все основные сведения о рудных объектах. К числу таких сведений относятся: принадлежность месторождения к определенной рудной формации и генетическому типу, масштаб месторождения, морфология рудных тел, текстурно-структурные особенности руд, а также отдельные наиболее важные данные об условиях залегания рудных тел, в некоторых случаях характеристика вмещающих пород.

В зависимости от конкретных условий исследуемого района, типа месторождений и степени изученности их на карте рудной нагрузки могут быть отражены и другие данные. Наиболее целесообразно при разработке условных знаков использовать следующие основные принципы. Тип месторождения или принадлежность его к определенной рудной формации отражается формой знака и его окраской. В зависимости от масштаба рудного объекта (месторождение крупное, среднее, мелкое, рудопоявление, пункт минерализации) изменяется размер знака. При определении масштабности месторождений следует придерживаться тех определений, которые даются в соответствующих руководствах и инструкциях, где изложены требования промышленности к отдельным видам минерального сырья. Под рудопоявлением понимается рудный объект, для которого установлены генетический тип, минеральный состав, геолого-структурная позиция и условия залегания (руды подсечены отдельными скважинами или горными выработками). Пунктом руд-

ной минерализации называются объект, для которого не установлены масштабы оруденения, генетический тип и условия залегания, известен только минеральный состав.

Форма рудных тел показывается специальным знаком, расположенным внутри общего контура основного знака. В зависимости от текстурно-структурных типов руд (например, массивные и прожилково-вкрапленные) этот внутренний знак может быть залит черным цветом или дан общим контуром. Состав вмещающих пород в случае необходимости может быть показан соответствующим знаком породы, помещенным рядом с общим знаком месторождения. Для колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений большое значение имеют сведения о наличии или отсутствии локальных структурно-литологических экранов. Поэтому рекомендуется в тех случаях, где установлен факт экранирования руд, над знаком месторождения показывать крапом состав пород экранирующего горизонта, подчеркивая этот крап чертой, соединенной со знаком месторождения. В случае необходимости дополнительными знаками, штрихами, расположенными внутри основного знака или рядом с ним, могут быть отражены и другие особенности месторождения (температурные условия и глубина формирования руд, связь их с определенным магматическим комплексом).

Помимо месторождений, рудопроявлений и пунктов рудной минерализации на карте рудной нагрузки показывается весь комплекс установленных поисковых признаков: геохимические и геофизические аномалии, а также прямые поисковые признаки. Первичные ореолы основных рудообразующих и сопутствующих элементов показываются сплошным контуром, отражающим форму аномалии. Цвет контура выбирается в зависимости от элемента, образующего ореол (для меди — зеленый, для свинца — синий и т. д.). Вторичные ореолы рекомендуется показывать пунктирным контуром. Гидрохимические аномалии катионные и анионные показываются цветным немасштабным значком при наличии единичных проб и цветным контуром со штриховкой, если имеются результаты площадных работ. Из числа геофизических аномалий на карту рудной нагрузки наносится только те, рудная природа которых установлена или предполагается. В некоторых случаях целесообразно показывать комплексные геофизические аномалии, с обязательным указанием в условных обозначениях тех геофизических методов, которыми была установлена или подтверждена данная аномалия.

На карте рудной нагрузки необходимо также показывать ореолы гидротермально измененных пород с отражением зональности, если таковая выявлена. Особым знаком должны быть показаны околорудные метасоматиты внутри общего контура гидротермальных изменений. Одним из поисковых признаков на колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды являются ореолы пиритовой вкрапленности. Они также наносятся на карту рудной нагрузки контурами, внутри которых следует по возможности указывать степень насыщенности пород пиритовой вкрапленностью. На картах рудной нагрузки могут быть нанесены и другие поисковые признаки, установленные для конкретного района.

Составленная таким образом карта позволяет проанализировать весь имеющийся фактический материал по рудным объектам и поисковым признакам и отобрать из него наиболее важные данные, которые следует отразить на прогнозно-металлогенической карте.

Схема геологических предпосылок и поисковых признаков. Выявленные в процессе проведения металлогенических исследований магматические, литологические и структурные предпосылки, а также прямые и косвенные поисковые признаки отображаются на специальной схеме.

Магматические предпосылки заключаются в установлении парагенетических связей между магматическими комплексами и рудами различного генетического типа. Например, для Теренсайского и

Ащебутакского районов выявлена связь медноколчеданного оруденения с поздними субвулканическими образованиями (дайками) позднеживетско-верхнедевонского комплекса, а полиметаллического с позднегеосинклинальными гранодиоритовыми комплексами. В Блявинском районе выделяются руды медноколчеданной и медной сульфидной прожилково-вкрапленной формаций. Медноколчеданные руды представлены двумя основными типами — собственно колчеданным, ассоциирующим с силурийскими магматическими комплексами, и медноколчеданным, имеющим промышленную ценность, который связан с поздними субвулканическими телами кислого состава нижнедевонского возраста.

На описываемой схеме штриховкой показаны все выделяемые на данной территории магматические комплексы, при этом учитывается важная роль субвулканических образований; их выделяют более интенсивной штриховкой. В условных обозначениях и на схеме указана степень связи каждого магматического комплекса с различными генетическими типами руд (см. приложение 5).

Литологические предпосылки. На основании изучения распределения рудной минерализации в пределах литолого-стратиграфического разреза, а также магматических образований различного состава целесообразно выделить на схеме толщи, пачки — для осадочных пород, и породы определенного петрографического состава — для магматических, в различной степени благоприятные для локализации руд. На схеме различной штриховкой отображены все осадочные и вулканогенно-осадочные формации и комплексы, а также выделены важные для рудо замещения породы магматического генезиса. Необходимым дополнением к описываемой схеме является составленная на эту же территорию петрофизическая схема (см. рис. 37), на которой выделены петрофизические группы пород, играющие важную роль в формировании структур рудных полей, месторождений и в рудоотложении.

Структурные предпосылки. В связи с тем, что медноколчеданное оруденение тесно ассоциирует с синвулканическими структурами, а полиметаллическое контролируется разломами и складками, окончательно сформировавшимися в предорогенный период, на схеме необходимо выделение специальными линиями вулканических сооружений различного возраста, крупных рудоконтролирующих разломов и надвигов, как синвулканических, так и поствулканических, осей крупных рудовмещающих складок.

Из поисковых признаков целесообразно показать на схеме геологических предпосылок и поисковых признаков все известные месторождения, рудопроявления и пункты рудной минерализации (значком), ореолы развития гидротермально-метасоматических образований, генетически связанных с формированием различных типов руд (носятся особым крапом); зоны пиритизации (цветной крап), комплексные геохимические (черный контур и значок, обозначающий металл) и геофизические аномалии.

Кроме отмеченных геологических предпосылок и поисковых признаков, на схему наносятся границы структурно-металлогенических зон и блоков.

ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ КАРТА

Прогнозно-металлогеническая карта составляется на базе карт специализированной геологической и рудной нагрузки, с учетом других специальных графических материалов, таких, как тектоническая схема, формационно-фациальная или фациальная (палеовулканическая) карта, схемы геологических предпосылок и признаков, карты геофизических и геохимических аномалий. Эти карты имеют масштаб 1 : 50 000 — 1 : 25 000.

ниями, как зилаирская серия позднегеосинклинальной стадии развития на западном склоне Урала, так и магматическими породами, с которыми не связаны и к которым не бывают приурочены колчеданные месторождения. К таковым относятся, например, гранитные интрузии орогенного этапа развития в Восточно-Уральском мегантиклинории, обнажающиеся, в частности, восточнее Теренсайского рудного района (см. приложение 7). Такие формации на металлогенической карте следует показывать в обобщенном виде.

Результаты формационного анализа изображаются на формационной основе металлогенической карты. На этой карте формации и комплексы показываются цветом соответственно их положению в истории развития геосинклинали с учетом условий и последовательности формирования. В качестве предварительного варианта нами предлагается цветовая легенда, в которой для раскраски геосинклинальных формаций предпочтение отдается различным оттенкам зеленого цвета. Формации и комплексы орогенного этапа закрашиваются в коричневые тона, а для окраски платформенных образований используется серый цвет. Выделенные раннегеосинклинальных и позднегеосинклинальных комплексов осуществляется путем окраски первых более густым синевато-зеленым, а вторых — желтовато-зеленым цветом. Интрузивные комплексы геосинклинального этапа хорошо читаются при раскраске их фиолетовыми и синими красками, для интрузий орогенного этапа лучше использовать красный цвет, а для платформенных интрузий — желтые или оранжевые тона. Чтобы отразить на карте последовательность формирования комплексов, рекомендуется более древние из них закрашивать более темными и холодными, а молодые — светлыми и теплыми тонами. В некоторых случаях, когда необходимо выделить тот или иной комплекс, имеющий особое значение, например комплекс субвулканических пород, с которым связано оруденение, его можно закрасить цветом, отличающимся от цвета окружающих комплексов. Если возникает необходимость показа эффузивных и субвулканических фаций в пределах одного комплекса, то лучше использовать оттенки одного цвета, причем субвулканические тела красить более ярко. Дайки и мелкие тела показываются внемасштабным знаком, цвет которого отражает их принадлежность к определенному комплексу.

Возраст, а также условия образования формаций и комплексов показываются индексами, построенными по типу индексов, использующихся на геологических картах. В индексе заглавными буквами латинского алфавита, в соответствии с подразделениями международной стратиграфической шкалы и общепринятыми правилами (Инструкция, 1955), показывается возраст комплекса. Впереди индекса, слева от букв, указывающих возраст, строчными латинскими буквами показываются внизу — условия формирования комплекса (морские — *m*, континентальные — *l* и т. д.), вверху — наименование формации или комплекса (β — базальтовый комплекс, *tv* — терригенно-вулканогенная формация и т. д.).

Чтобы передать внутреннее строение комплексов, отразить фациальную принадлежность слагающих их горных пород, используется черный крап, накладывающийся на формационную окраску.

К сожалению, прилагаемую металлогеническую карту Блявинской рудоносной зоны (см. приложение 2) не удалось сделать в цветах и поэтому дополнительно дается схема раскраски комплексов, на которой они показаны различными штриховками (см. приложение 3). На металлогенических картах Ащebutакского и Теренсайского районов (см. приложения 6, 7) формационная и фациальная основа совмещены и поэтому штриховка для соответствующих комплексов наложена на знаки, указывающие принадлежность различных по составу пород к той или иной фации.

Существенное отличие крупномасштабных прогнозно-металлогени-

ческих карт колчеданосных районов от аналогичных карт более мелкого масштаба, которые составляются для металлогенических провинций (например, Уральской колчеданной провинции, для которой составлена карта в масштабе 1 : 500 000), заключается в детальном фациальном расчленении рудоносных вулканогенных комплексов. Необходимость составления фациальной основы диктуется целым рядом обстоятельств, в том числе таких, как парагенетическая связь колчеданного оруденения с определенными фациями этих комплексов, размещение различных типов оруденения в зависимости от распределения различных типов фаций, зависимость морфологии и залегания рудных тел от фациальных особенностей строения вулканогенных комплексов, в первую очередь наличия остатков древних вулканических построек и т. д. Так, эксгальационно-осадочные залежи приурочены к эффузивной группе фаций, чаще всего залегая в осадочно-пирокластических отложениях удаленной зоны, гидротермальные колчеданные тела обычно связаны с субвулканическими образованиями, особенно их эксплозивной фацией (автомагматические брекчии), хотя и залегают в породах различных фаций, развитых в жерловой — прижерловой зоне.

На металлогенической карте, как и на палеофациальной или палеовулканической, производится выделение групп фаций, основанное на принципе связи вулканогенных пород с поверхностью земли или отсутствии такой связи, с учетом их состава по кислотности (базальтового, андезитового, дацитового, липаритового): 1) эффузивная группа фаций (лавовая, пирокластическая); 2) жерловая (собственно жерловая, экструзивная); 3) субвулканическая; 4) гипабиссальная. Последняя чаще всего характерна для вулкано-плутонических ассоциаций и комплексов.

Показ пород этих групп фаций и их членов осуществляется различными значками в черном цвете. В основе знака лежит состав пород (базальтовый, андезитовый, липаритовый и др.), который принимается для лавовой фации. Для изображения пород других фаций знак усложняется, например для пород пирокластической фации путем нанесения крапа, а для субвулканических образований первичный знак делается утолщенным (см. приложения 2, 6, 7).

На металлогенической карте должен найти отражение и другой принцип группировки фаций, основанный на размещении вулканогенных пород разных фаций по отношению к вулканическому центру в таких зонах, как: 1) жерловая-прижерловая; 2) промежуточная. На карте это выражается в показе вулкано-кластических пород (туфов, лавовых брекчий) с учетом размеров обломков различными знаками. Кроме того, в условных обозначениях соответствующие вулканогенные породы сгруппированы в указанные зоны, названия которых надписываются в условных обозначениях обычно слева (см. приложение 2). Эти и другие фациальные особенности, а также такие специфические вулкано-структурные элементы, как кольцевые, полукольцевые и радиальные трещины и дайки субвулканических пород и периклиналильные или центроклиналильные замыкания, фиксируемые соответствующими элементами залегания пород, позволяют показать на металлогенической и других картах (палеовулканической, тектонической) реставрированные остатки древних вулканических сооружений. Чтобы это было нагляднее, показываются контуры или центр такой постройки (см. приложения 2, 6).

Третий принцип группировки морских, прибрежно-морских или наземных фаций по условиям извержения вулканов также начинает находить отображение не только на палеофациальных (палеовулканических), но и на металлогенических картах колчеданных районов Южного Урала. Раньше считали, что медноколчеданные месторождения связаны со спилит-кератофировой формацией и образовывались в подводных морских условиях. Такие условия, по-видимому, действительно имели место при формировании колчеданных месторождений эксгальационно-осадочного

типа и поэтому их залежи встречаются среди субмаринных осадочно-вулканогенных отложений (Смирнов, 1969). Однако субвулканические гидротермальные месторождения часто бывают приурочены к вулканическим постройкам центрального типа, которые, судя по целому ряду признаков (наличие игнимбритов, краснокаменных изменений пород, специфических структур перекристаллизации и др.), возникли в прибрежно-морских и, возможно, даже в наземных условиях. В дальнейшем эти постройки были значительно эродированы, деформированы, погребены под более молодые вулканогенно-осадочные отложения и затем использованы рудоносными гидротермальными растворами. О наличии прибрежно-морских фаций вулканогенных пород может свидетельствовать также наличие среди них рифовых известняков.

В Блявинском районе (см. приложения 2, 3) имеются морские фации вулканогенных пород, содержащие прослой углисто-глинистых сланцев с фауной граптолитов силурийского возраста (раннесилурийский базальтовый комплекс). Породы наиболее молодого (нижнедевонского) липаритового комплекса образовались, вероятно, в прибрежно-морских и, может быть, отчасти и в наземных условиях. Признаки последних особенно характерны для эйфельского комплекса липаритовых порфиров в Ащebutакском районе, где встречены игнимбриты (см. приложение 6). В наземных условиях, возможно, происходило образование вулканопольных построек, в дальнейшем деформированных и превращенных в вулканические брахиантиклинали, в Гайском, Сибайском, Баймакском, Учалинском и других колчеданных районах Южного Урала. Поэтому наземная группа фаций выделяется при составлении палеовулканических карт и также находит отражение в прогнозно-металлогенических картах этих районов.

На металлогенических картах (см. приложения 6, 7) описываемые группировки даны в виде обобщающих надписей справа от условных обозначений вулканогенных пород, сформировавшихся в соответствующих условиях.

Структурные элементы, как отмечалось, могут быть вулканического происхождения (остатки вулканических сооружений, кольцевые, радиальные и другие разломы и трещины), которые должны быть показаны на металлогенической карте. Другим важным структурным элементом являются длительно развивающиеся разрывные нарушения в виде разломов, зон повышенного расланцевания и трещиноватости, которые проходят по границе рудоносных зон, подзон и блоков. Все они показываются на прогнозно-металлогенической карте различными линиями. Особо подчеркиваются те разломы, которые являются рудоконтролирующими, причем последние могут расчленяться на домедноколчеданные и дополиметаллические (см. приложения 6, 7). Синклинальные и антиклинальные складки, обычно длительно развивающиеся и заложенные в процессе вулканизма показываются специальными знаками на металлогенической карте (это осуществляется также на тектонической карте). Однако наиболее значительные в рудоносном отношении подчеркиваются раскраской вулканических и осадочных комплексов, с одной стороны, и выделяются при детальном структурно-металлогеническом и прогнозном районировании. Так, например, сделано нами для Блявинско-Киндерлинской рудоносной зоны, которая состоит из серии брахи-синклинальных и антиклинальных подзон (см. приложения 4, 8).

Геологические структуры различных типов (вулканические, тектонические), которые играют роль в локализации оруденения, должны быть отмечены не только на специализированных геологической и тектонической картах, но и на металлогенической. Главнейшими из них являются структурные зоны, подзоны и блоки, которые могут быть рудоносными. Они часто соответствуют синвулканическим синклиналям и антиклиналям (или их частям), которые, во-первых, видны на металло-

генической карте при раскраске вулканических и осадочных комплексов, и, во-вторых, они подчеркиваются детальным структурно-металлогеническим районированием. Особенно хорошо это видно на примере Блявинско-Киндерлинской рудоносной зоны, которая состоит из серии брахисинклинальных и антиклинальных подзон тектоно-вулканического происхождения (см. приложение 8). В свою очередь, некоторые из них состоят из структурных блоков.

Другим важным структурным элементом являются длительно развивавшиеся разрывные нарушения (в виде разломов, зон повышенного расланцевания и трещиноватости), которые часто проходят на границе рудоносных структурных зон, подзон и блоков или внутри них. Они фиксируются на металлогенических картах различными линиями. Особо подчеркиваются те разломы, которые являются рудоконтролирующими, при этом они могут быть разделены в районах развития сложных колчеданно-полиметаллических месторождений на две возрастные группы: домедноколчеданные и дополиметаллические (см. приложения 7, 8).

Не менее важными являются структурные элементы вулканического происхождения (остатки вулканических сооружений, кольцевые и радиальные трещины и др.). Они должны быть показаны на металлогенической карте специальными знаками. Такие структуры устанавливались авторами в Блявинском районе; они известны во многих других колчеданных районах Южного Урала (Шарфман, 1969).

Ореолы гидротермальных изменений, пиритизации и колчеданные руды. Медноколчеданные месторождения сопровождаются ореолом интенсивного окварцевания, серицитизации и хлоритизации, т. е. изменениями, характерными для метасоматической колонки кислотного выщелачивания. Расположение и форма ореолов гидротермального изменения пород определяются сочетанием структурных и литологических факторов. В структурном отношении важное значение имеют крутопадающие разломы, зоны интенсивного расланцевания и трещиноватости и особенно их комбинации с пологими пластовыми структурами, замковыми частями брахиантиклинальных складок и др.

Гидротермальные изменения наиболее интенсивно развиваются в пористых, непрочных и малоупругих породах, которыми часто оказываются породы (особенно туфы) кислого или смешанного состава. Экранирующими для гидротермальных растворов, например, в Ащebutакском и Теренсайском районах служили тонкослоистые отложения улугтауской свиты, андезит-базальтовые и базальтовые порфириды верхнекарамалыташской подсвиты, субвулканические габбро-диабазы и другие породы. Ореолы гидротермального изменения фиксируются в плане в виде линейно вытянутых или овальных зон площадью до 1—2 км²; в разрезе они обладают более сложной формой и имеют зональное строение.

Полиметаллические месторождения сопровождаются гидротермальными изменениями вмещающих пород, в общих чертах сходными с описанными изменениями на медноколчеданных месторождениях. Отличие их состоит в широком развитии железистых карбонатов (анкерита), барита и гипогенного гипса. В некоторых районах (например, Ащebutакском) гидротермальные изменения характеризуются более низкотемпературными ассоциациями и приближаются по своему типу к гидротермальной аргиллизации (преобладают гидрослюда, присутствует каолинит). Строение этих ореолов гидротермальных изменений также зональное и более резко выраженное асимметричное, чем на медноколчеданных месторождениях.

Сложные колчеданно-полиметаллические месторождения, образованные наложением полиметаллического оруденения на медноколчеданные руды, характеризуются совмещением метасоматических колонок гидротермально измененных пород. При составлении карт метаморфизма

рудных полей или месторождений производится картирование ореолов гидротермальных изменений этих двух колонок с выделением минеральных ассоциаций, соответствующих внутренним, промежуточным и внешним зонам. На картах рудной нагрузки и металлогенической, а также на схеме геологических предпосылок и признаков эти данные наносятся в несколько обобщенном виде. Здесь выделяются метасоматиты, которые показываются цветной штриховкой, и гидротермально измененные породы, которые фиксируются точечным крапом, а также цветным.

Для поисковых целей, как показали исследования Н. Е. Еремина в Теренсайском районе, имеет значение пиритизация, которая связана с рудным процессом (в указанном районе это тонкокристаллический пирит). Она выявляется при документации керна буровых скважин, горных выработок и обнажений (на выходах пустоты выщелачивания). Ореолы пиритизации наносятся на указанные карты, причем они часто совпадают с гидротермальными изменениями пород промежуточных и внешних зон. Последние во внешних зонах бывают часто проявлены слабо и пиритизация в этом случае является ее индикатором. Пиритизацию рекомендуется отражать на металлогенической и других картах в виде цветного контура и точечного крапа, густота которого зависит от ее интенсивности (сильная, слабая).

В результате детального изучения рудных тел Комсомольского, Блявинского, Джусинского, Западно-Ащебутакского и других месторождений на Южном Урале, а также большого количества сопутствующих рудопроявлений установлено три основных типа руд: колчеданный, полиметаллический и колчеданно-полиметаллический. На металлогенической карте соответствующими знаками показываются медноколчеданные, полиметаллические и колчеданно-полиметаллические месторождения; обычно в виде кружков, по-разному заштрихованы (см. приложения 7, 8). Отмечаются и пункты колчеданной минерализации без подразделения по составу. Масштаб месторождений (крупные, средние и мелкие) учитывается размером кружка. В случае нескольких генетических типов колчеданных месторождений (эксгальционно-осадочных и субвулканических гидротермальных), а также таких, как медно-сульфидных прожилково-вкрапленного типа, они показываются разными знаками. Так, например, на металлогенической карте части Блявинско-Киндерлинской зоны (см. приложение 2) выделено два типа месторождений: субвулканический гидротермальный (кружками) и прожилково-вкрапленный (квадратами).

Геохимические аномалии. При составлении прогнозно-металлогенических карт колчеданных районов необходимо использовать аномалии первичных (эндогенных), вторичных (экзогенных) и гидрохимических ореолов. Формы и размеры этих ореолов зависят не только от аналогичных параметров рудных тел, с которыми они связаны, и миграционной способности элементов, но в значительной степени от структурных и литологических факторов и определенного их сочетания. Линейно вытянутые первичные ореолы, характерные для Теренсайского района, приурочены к разломам, зонам повышенного расщепления и трещиноватости. Геохимические аномалии Ащебутакского и Блявинского районов имеют сложную и разнообразную форму, обусловленную экранированием (сочетание структурных и литологических факторов) или комбинацией различных рудоконтролирующих структур.

Зависимость эндогенных ореолов от литологии рудовмещающих толщ, главным образом от физических и механических свойств пород (пористости, упругости и др.), убедительно показана В. В. Авдониным на рудопроявлениях Ащебутакского района. Первичные ореолы хорошо увязываются с зонами гидротермальных изменений пород. Они, как и последние, имеют зональное и асимметричное строение—мощность их значительно больше в лежащем боку рудных тел. Обычно литохимические

ореолы меньше по размерам, чем ореолы гидротермальных изменений, и так же, как рудные тела, смещены в сторону промежуточной и внешней зон, за пределы которых они иногда выходят. Это свидетельствует о несколько более позднем образовании ореолов, связанных с рудными телами по отношению к гидротермальным преобразованиям рудовмещающих пород.

На колчеданно-полиметаллических месторождениях в центральной зоне ореолов фиксируются свинец, медь и цинк, в промежуточной — медь, цинк, в периферической — только цинк. Таким образом, на минимальное расстояние (до 50 м) от рудных тел мигрирует свинец, часто совместно с серебром, на среднее (до 100 м) — медь и на максимальное (до 200 м) — цинк. Эти параметры, зависящие от многих факторов, следует учитывать при поисках скрытых колчеданных месторождений. В этом отношении существенную помощь может оказать определение глубины эрозионного среза геохимической аномалии по методике вычисления параметров первичного ореола: линейной продуктивности ореола, величины отношений между продуктивностями для пар или групп элементов показателя миграционной способности и коэффициентов корреляции между содержаниями элементов (Соловов, 1968). Эта методика позволяет выявить, фиксирует ли геохимическая аномалия корневые части рудной залежи или она расположена над телом, еще не вскрытым эрозией.

При рисовке первичных ореолов на геохимических картах принимается во внимание геологическое положение той или иной аномалии — приуроченность ее к разлому, зоне повышенной трещиноватости и расланцевания пород, гидротермально измененным породам, контактам между отдельными пачками, толщами и свитами, интрузивными и субвулканическими породами. Это должно учитываться и при составлении металлогенических карт и схем геологических предпосылок и поисковых признаков, на которых показываются комплексные аномалии в виде цветных сплошных контуров с надписыванием на нем индексов металлов.

Вторичные ореолы в условиях многих районов Южного Урала, на площади которых среднепалеозойские образования перекрыты мощным чехлом рыхлых отложений мезозоя и кайнозоя, оказываются сильно размазанными, смещенными от коренных месторождений в пониженные участки древнего и современного рельефа и поэтому использование их ограничено. Только в случае неглубоко залегающих рудных тел, как это имеет место, например, на Джусинском месторождении, они имеют поисковое значение. В условиях Южного Урала, где развиты мощные древние коры выветривания, более целесообразно выявление вторичных ореолов рассеяния в этих корах. Выявленные аномалии вторичных ореолов меди, цинка и свинца наносятся на карту рудной нагрузки, а наиболее четкие комплексные аномалии — на металлогеническую карту. На картах эти аномалии показываются цветами, как и аномалии первичных ореолов, но пунктирным, а не сплошным контуром.

Гидрохимические ореолы иногда представляют больший интерес, чем вторичные ореолы. Так, например, при анализе гидрохимических аномалий, сделанном для Теренсайского района В. И. Воробьевым, установлено, что локальные аномалии сульфатных, сульфатно-хлоридных и сульфатно-гидрокарбонатных вод приурочены к участкам с колчеданной минерализацией. Повышенное содержание в водах сульфат-иона, а также металлов (медь, цинк и др.) является одним из дополнительных поисковых признаков. Таким образом, при поисках следует учитывать катионно-анионные аномалии. Асимметричное строение последних позволяет более уверенно выяснить источник этих аномалий. Контур гидрохимических аномалий оказываются несколько вытянутыми по направлению стока и не совпадают с различными геологическими контурами (контактами различных по литологическому составу пород, тектоническим нарушениям и т. д.). Гидрохимические аномалии на различных кар-

тах показываются следующим образом: катионные аномалии цветным сплошным контуром, а анионные — знаком источника с индексом, характеризующим состав вод.

Геофизические аномалии. В колчеданных районах Южного Урала применяется комплекс разнообразных геофизических методов (гравиметрических, магнитных и особенно электроразведочных) в целях геолого-геофизического картирования и поисков колчеданных месторождений. Достигнуты определенные успехи как в методическом, так и в практическом отношении; геофизики принимают активное участие в открытии новых месторождений и рудопроявлений. В настоящее время важным поисковым методом на колчеданные месторождения является высокоточная гравика. Выявленные гравитационные аномалии отображаются путем детализации ВЭЗ и ВП. Гравитационные аномалии, сопровождающиеся зонами низких сопротивлений, представляют наибольшее поисковое значение. Среди разнообразных геофизических методов, примененных в Ащebutакском районе, наиболее эффективным оказался метод ВП, однако, как и другие методы, он является малоглубинным и поэтому способен обнаруживать рудные тела, залегающие в приповерхностных условиях. Аномалии ВП наносятся на карты в виде пунктирного контура. Метод ДПФВ, разработанный в МГУ М. К. Крыловым (1965), оказал существенную помощь при геологическом картировании.

Геофизические аномалии наносятся на металлогеническую карту и схему геологических предпосылок и признаков. Они используются так же, как и геохимические аномалии, при выделении перспективных площадей, прогнозной оценки их отдельных участков и рекомендациях по направлению поисково-разведочных работ. На металлогенической карте, как и на карте рудной нагрузки и схеме геологических предпосылок и признаков, наносятся комплексные аномалии (гравиметрические — ВЭЗ), аномалии ВП, ДПФВ и др. в виде цветных пунктирных контуров, иногда заштрихованных.

Детальное структурно-металлогеническое районирование и прогнозирование. Палеовулканические области, на площади которых расположены колчеданные поля и месторождения, характеризуются сложной историей развития и глыбово-складчатым (блоковым) строением. Структурно-формационные зоны с приуроченными к ним колчеданными месторождениями представляют собой рудоносные зоны, которые состоят из подзон. Последние благодаря расчленению их поперечными или диагональными длительно развивавшимися разломами разделяются на структурно-фациальные блоки и соответствующие им рудоносные блоки. Рудоносная зона представляет собой линейно вытянутую площадь развития месторождений и рудопоявлений одного или нескольких парагенетически родственных полезных ископаемых, связанных с вулканическими и интрузивными комплексами. Рудоносные зоны приурочены к тектоническим структурам второго порядка — антиклинориям и синклинориям, образовавшимся на месте геоантиклиналей или геосинклиналей, или к зонам их сопряжения. Например, Ащebutакская рудоносная зона приурочена к одноименному антиклинорию. Рудоносные подзоны приурочены к структурам третьего или четвертого порядка — к антиклинальным или синклинальным подзонам (см. приложение 6).

Структурно-фациальные и рудоносные блоки, являющиеся частями подзон, характеризуются развитием определенных вулканических и интрузивных комплексов, фаций и мощностей осадочно-вулканогенных отложений, характерными тектоно-вулканическими структурами, парагенетическими ассоциациями и интенсивностью проявления метаморфизма и метасоматоза и различиями в типе и интенсивности оруденения. Эти структурно-металлогенические единицы мелкого масштаба фиксируются также физическими полями (гравитационными, магнитными, электрическими) и отмечаются геохимическими аномалиями. Границами между

зонами, подзонами и блоками служат разломы, в некоторых случаях и небольших амплитуд, но испытавшие длительное развитие. Эти разломы обычно являются рудопроводящими каналами, но иногда они играют роль и рудовмещающих структур.

Рудный район представляет собой часть рудоносной зоны, в которой вследствие благоприятных структурно-литологических условий оруденение проявлено наиболее интенсивно; он объединяет обычно несколько рудоносных блоков и даже подзон.

В качестве примера можно привести Ащебутакский район, где прослеживается средняя часть Западно-Ащебутакской рудоносной подзоны, имеющей меридиональное простирание. С севера на юг она расчленена диагональными разломами на несколько структурно-фациальных блоков, которые являются рудоносными. Эти блоки, испытавшие вертикальные дифференцированные перемещения, характеризуются различиями в распространении тех или иных магматических комплексов, главным образом в их фациях и мощностях, метаморфизме и рудоносности. В блоках, в которых происходило интенсивное прогибание и, возможно, представляющих собой кальдерные структуры, развиты породы среднедевонского липарит-базальтового вулканического комплекса, претерпевшие зелено-каменное перерождение в связи с пропилитизацией раннегеосинклинального этапа метаморфизма. К этим блокам приурочены медноколчеданные месторождения и рудопроявления. В менее прогибавшихся блоках, помимо вулканогенных образований, распространены породы ащебутакского гранитоидного комплекса средне-верхнедевонского возраста, с которыми связан контактовый и других типов метаморфизм позднегеосинклинального этапа. К этим блокам приурочены колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопроявления. В связи с указанным, прогнознометаллогеническая оценка блоков разных типов различна.

На основе детального структурно-металлогенического районирования производится прогнозирование, которое исходит из перспективности той или иной рудоносной зоны, подзоны и блока в отношении обнаружения на их площадях или на отдельных участках медноколчеданных или колчеданно-полиметаллических месторождений. Прогнозное районирование проводится на основе структурно-металлогенического районирования. Графически оно изображается на схеме прогнозирования, которая может составляться в виде кальки-накладки на металлогеническую карту или самостоятельной схемы, но в том же масштабе (выполняется в черно-белом варианте).

Детальное прогнозное районирование в первую очередь в основе своей имеет выделение различных по перспективности площадей: А — перспективных, Б — неясных по перспективности, В — малоперспективных и Г — неперспективных.

На перспективных площадях (А) рекомендуется проведение детальной геологической съемки и поисков (в комплексе с геофизическими работами масштаба 1 : 10 000), в случае, если таковые проводились, составление прогнозных карт того же масштаба, структурное и поисковое бурение на колчеданные месторождения (на конкретных отдельных участках). Перспективные площади могут быть различны по очередности проведения указанных работ, что обусловлено рядом причин, в первую очередь геологическими предпосылками, изученностью. Среди них выделяются перспективные площади первой очереди (А-I), второй очереди (А-II), третьей очереди (А-III) и т. д. Площади первой очереди характеризуются наличием комплекса геологических предпосылок (рудовмещающих вулканогенных толщ, рудоносных структур, даек) и многочисленных поисковых признаков (как прямых, так и косвенных). Площади второй очереди отличаются от первых наличием отдельных признаков, а площади третьей очереди характеризуются неполным комплексом геологических предпосылок и поисковых признаков.

В пределах указанных перспективных площадей, особенно первой очереди (А-I), выделяются участки (А-Iб, А-IIб и т. д.), наиболее перспективные для поисков скрытых колчеданных месторождений с учетом возможной глубины подсечения рудных тел при помощи буровых скважин: на незначительной глубине (до 600 м), на значительной (600—1000 м) и большой (1000—1500 м). Для заложения их должны быть составлены детальные геологические карты (1:2000). Для перспективных площадей (А) намечаются прогнозные запасы. В случае сложного прогнозирования схему следует сопровождать текстовой таблицей. В этой таблице приводится сводная характеристика рудоносных зон, подзон, блоков, наличие на их площади благоприятных геологических предпосылок и признаков, вытекающие из них перспективность и рекомендации. На прогнозном плане выделение перспективных, неясных по перспективности и малоперспективных площадей производится при помощи штриховки, неперспективные площади оставляют незаштрихованными. Показ очередности работ на перспективных площадях осуществляется путем изменения густоты штрихов (см. приложение 4) или наложением штриховки другого направления. Перспективность, очередность и детальность работ индексируются (А, Б, В, А-I, А-Ia и т. п.).

На схеме прогнозирования центральной части Блявинско-Киндерлинской рудоносной зоны выделяются две группы площадей: перспективные и с неясной перспективностью. Перспективные площади приурочены к двум типам рудоносных подзон, в первую очередь к той подзоне, которая соответствует интенсивно прогнута брахисинклинали с контрастно дифференцированными вулканогенными комплексами. Они наиболее перспективны для поисков медных месторождений. Для этой подзоны даны рекомендации по проведению различных видов поисковых работ первой, второй и третьей очереди. Второй тип перспективных рудоносных подзон представлен умеренно прогнутой брахисинклиналью с последовательно дифференцированными вулканогенными комплексами. Площади, перспективность которых неясна, представлены рудоносными подзонами, которые соответствуют антиклиналям двух типов: слабо эродированным и сильно эродированным. Соответствующие виды работ рекомендуются и для этих площадей. Детальное структурно-металлогеническое районирование, вытекающее из структурно-формационного районирования, является основой прогнозирования.

Часть IV

ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ НЕКОТОРЫХ КОЛЧЕДАНЫХ РАЙОНОВ ЮЖНОГО УРАЛА

БЛЯВИНСКО-КИНДЕРЛИНСКАЯ РУДОНОСНАЯ ЗОНА

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Представления о геологии и месторождениях полезных ископаемых Блявинско-Киндерлинской рудоносной зоны (см. приложения 8, 9), расположенной на западном склоне Южного Урала, оформились благодаря работам геологов Н. К. Разумовского (Е. В. Воинова и др., 1941), Г. В. Роговера (1939), А. Н. Заварицкого (1936), Т. Н. Шадлун (1942), А. В. Клочихина, А. В. Буряченко, И. Н. Крылова (1962), В. А. Заварицкого (1946), А. К. Германа и Л. Д. Герман (1962), А. Д. Петровского (1965), Т. Н. Корень (1962), В. В. Сидоренко, В. С. Байковой, И. В. Степанова (1964), геологов Оренбургского геологического управления и Оренбургской рудной экспедиции МГУ (1962—1968 гг.).

В строении Блявинско-Киндерлинской рудоносной зоны участвуют главным образом палеозойские отложения, древнейшие из которых представлены песчаниками и известняками тереклинской свиты нижнего кембрия (мощность 500 м), содержащей фауну археоциат. Соотношения этих образований с более молодыми отложениями во всех случаях тектонические. Более молодые осадки, принадлежащие к песчано-глинистой формации, расчленены на три свиты. Нижняя — кидрясовская свита тремадокско-аренигского возраста (мощность более 500 м), сложенная зелеными алевролитами, аргиллитами и песчаниками, содержащими фауну граптолитов и трилобитов, от окружающих пород отделена разломами. Вышележащие осадки кураганской (арениг — ашгиль) и губерлинской (верхний ордовик — нижний силур) свит связаны постепенным переходом как между собой, так и с вышележащими образованиями сакмарской серии. Курганская свита (мощность более 700 м) сложены вишневыми и оливково-зелеными аргиллитами, а губерлинская — главным образом зелеными кремнистыми туффитами с прослоями кварц-полевошпатовых туфов и терригенных пород.

Выше залегают образования липарит-базальтовой и замещающей ее по простирацию кремнисто-сланцевой формаций, объединенные в сакмарскую серию (силур), содержащую обильные граптолиты (рис. 57). Последняя в Блявинско-Киндерлинской зоне сложена вулканическими породами и разделена на две свиты. Нижняя — блявинская свита (ландовери) охватывает вулканогенные образования полного цикла, начинающегося излияниями базальтов (нижняя подсвита мощностью 1500—1700 м) и завершающегося туфами андезитов (рис. 58, 59), дацитов и липаритов (верхняя подсвита мощностью до 1300 м). Верхняя — херсонковская свита (ландовери — лудлов) охватывает образования нижней половины следующего цикла вулканизма, представленные эффузивами базальтового состава, чередующимися со сланцами. Ее мощность достигает 500 м. Разрез липарит-базальтовой формации венчают кислые эф-

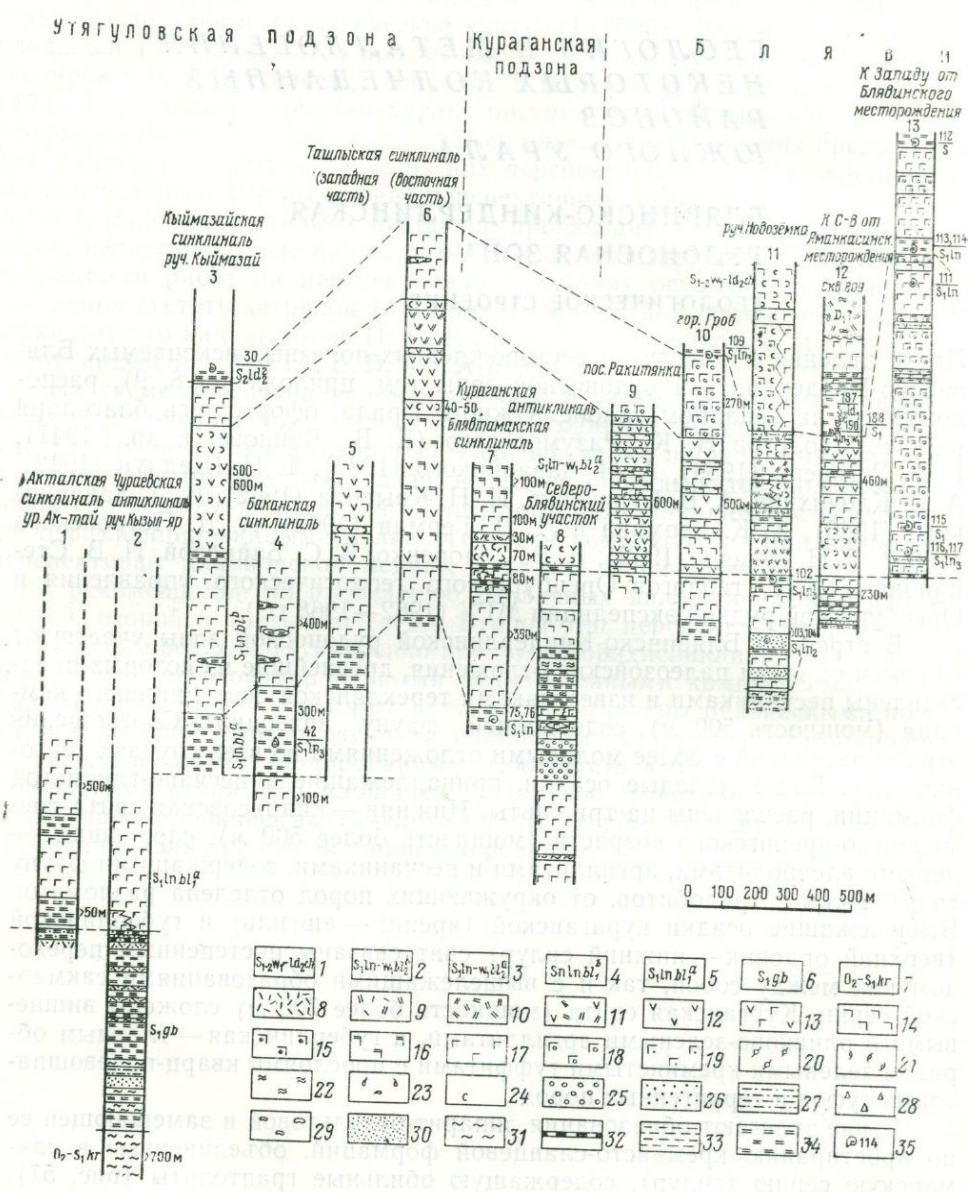
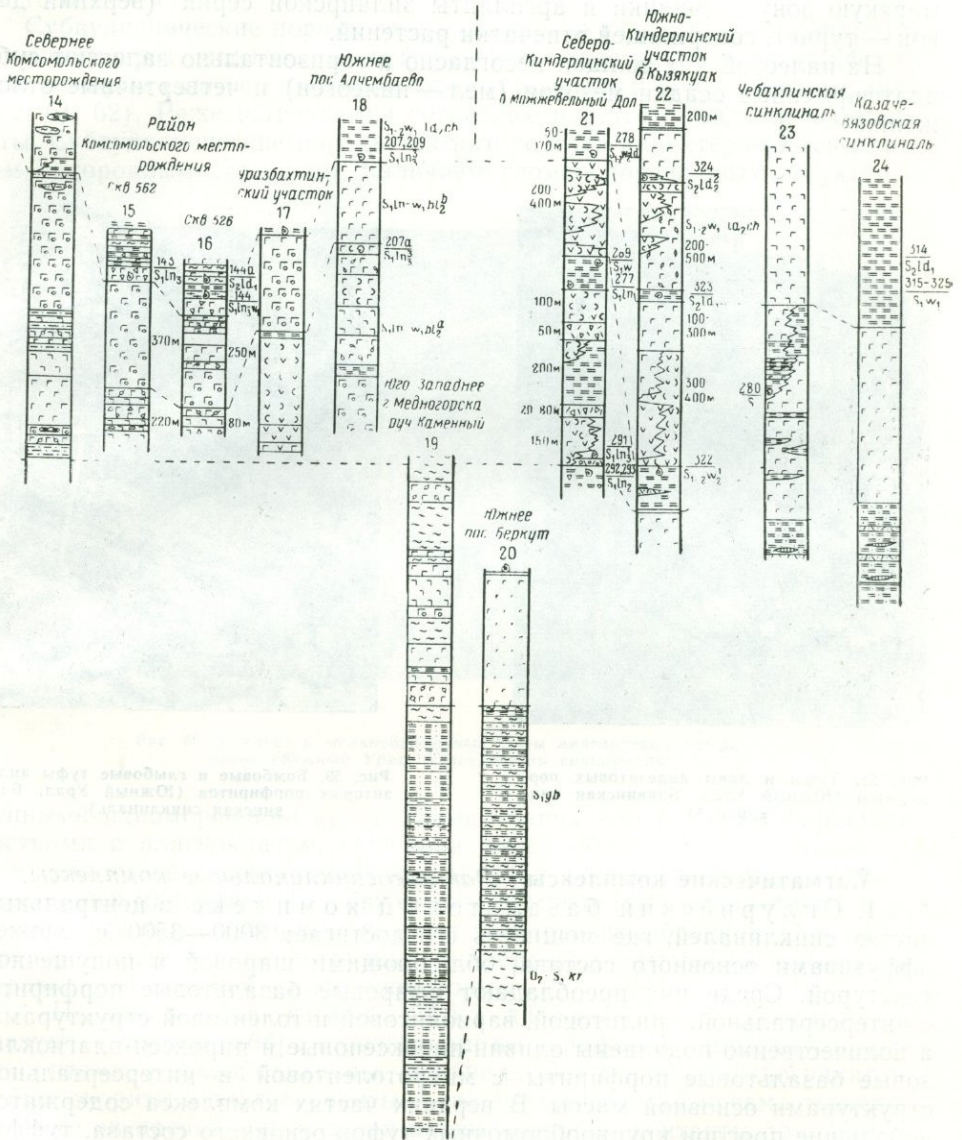


Рис. 57. Схема сопоставления разрезов палеозойских

1 — херсонковская свита; 2 — верхняя толща верхнебляинской подсвиты; 3 — нижняя толща нижнебляинской подсвиты; 6 — губерлинская свита; 7 — кураганская свита; 8 — липаритовые порфиры; 12 — андезит-базальтовые порфиры; 13 — андезитовые порфиры; 14 — базальтовые с вкраплениями пироксена; 17 — диабаз (афириновый базальтовый порфирит); 18 — диабаз с варио текстура; 22 — флюидальная текстура; 23 — лавобрекчии; 24 — бомбовые и туфоаргиллиты и туфоалевролиты; 28 — брекчии; 29 — конгломераты; 30 — песчаники и туфопесчаные сланцы; 35 — места

П о д з о н а

Киндерлинская П о д з о н а



отложений Блявинско-Киндерлинской рудоносной зоны

верхнеблявинской подсвиты; 4 — верхняя толща нижнеблявинской подсвиты; 5 — нижняя толща порфиры; 9 — липарит-дацитовые порфиры; 10 — дацитовые порфиры; 11 — андезит-дацитовые порфиры; 15 — базальтовый порфирит с вариолитовой структурой; 16 — базальтовый порфирит литовой структурой; 19 — диабаз со спилитовой структурой; 20 — миндалекаменная текстура; глыбовые туфы; 25 — лапиллиевые туфы; 26 — крупно- и мелкообломочные туфы; 27 — туфиты, ники; 31 — аргиллиты; 32 — яшмы; 33 — кремнистые аргиллиты; 34 — кремни, кремнистые и угли-сбора фауны

фузивы и туфы мощностью более 250 м, сохраняющиеся в ядрах синклинальных структур и местами несогласно залегающие на силурийских породах.

Самыми молодыми осадками палеозоя являются известняки, охарактеризованные брахиоподами среднего девона, вместе с вмещающими их кремнями и аргиллитами, залегающие в виде тектонических блоков и ксенолитов в гипербазитовых массивах, а также обрамляющие Сакмарскую зону песчаники и аргиллиты зилаирской серии (верхний девон — турне), содержащей отпечатки растений.

На палеозойских толщах несогласно и горизонтально залегают субплатформенные осадки мезозоя (мел — палеоген) и четвертичные отложения.



Рис. 58. Туфы и лавы андезитовых порфиритов (Южный Урал, Блявинская синклиналь)

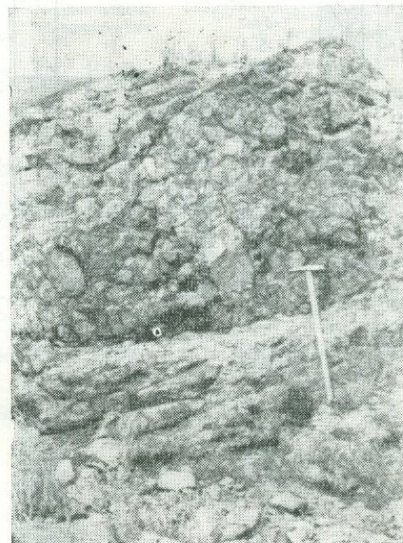


Рис. 59. Бомбовые и глыбовые туфы андезитовых порфиритов (Южный Урал, Блявинская синклиналь)

Магматические комплексы. Раннегеосинклинальные комплексы.

1. Силурийский базальтовый комплекс в центральных частях синклиналей, где мощность его достигает 3000—3500 м, сложен эффузивами основного состава, обладающими шаровой и подушечной текстурой. Среди них преобладают афировые базальтовые порфириты с интерсертальной, спилитовой, вариолитовой и толентовой структурами, а количественно подчинены оливин-пироксеновые и пироксен-плаггиоклазовые базальтовые порфириты с микротолентовой и интерсертальной структурами основной массы. В верхних частях комплекса содержатся небольшие прослои крупнообломочных туфов основного состава, туффи-тов и кремнистых сланцев.

В антиклиналях комплекс мощностью 2000 м представлен осадочными породами, фтанитами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, переслаивающимися с маломощными потоками лав основного состава. Характерно отсутствие пирокластов и очень однородный облик хорошо раскристаллизованных эффузивов.

2. Позднесилурийский липарит-андезитовый комплекс мощностью до 600 м, участвующий в строении верхнеблявинской подсвиты, состоит из бомбовых, лапиллиевых и более мелкообломочных туфов пироксеновых, андезитовых и дацитовых порфиритов (рис. 59,

60), а также их лав и туфов липаритовых порфиров. Последние содержат отдельные короткие потоки, а также пересекаются многочисленными небольшими экструзиями липаритовых порфиров.

3. Нижнедевонский липаритовый комплекс сложен пирокластическими породами (крупнообломочные туфы, туффиты липаритовых и липарит-дацитовых порфиров), содержащими редкие мало-мощные потоки флюидалных сильно миндалекаменных лав и лавобрекчий того же состава.

Субвулканические породы этого комплекса представлены липаритовыми и липарит-дацитовыми порфирами, а также дацитовыми порфиритами, которые слагают дайки, штоки, гарптолиты и более сложные тела (рис. 61, 62). Реже встречаются согласные пластовые залежи и лакколиты. Субвулканические породы кислого состава характеризуются плотным однородным строением, наличием гломеропорфировых структур с

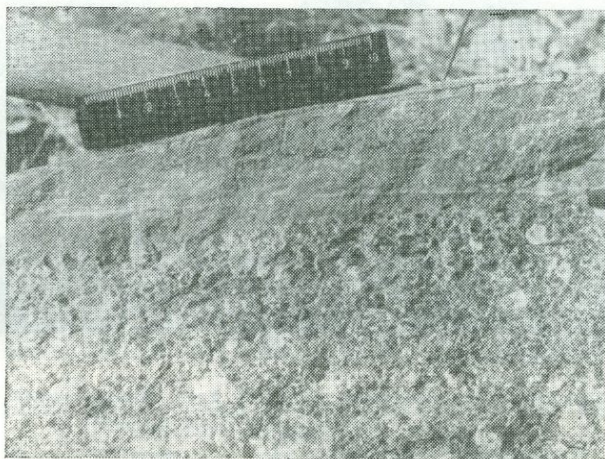


Рис. 60. Крупно- и мелкообломочные туфы андезитовых порфиров (Южный Урал, Утягуловская синклираль)

крупными идиоморфными кристаллами кварца или его гранофировыми сростками с плагиоклазом. Основная масса обладает сферолитовой и реже трахитовой структурой. В них заметно увеличивается количество акцессорных минералов. С субвулканическими телами липаритовых порфиров в тесной ассоциации находятся взрывные брекчии. Они облекают субвулканические интрузии или образуют самостоятельные тела неправильной сложной и пластовой формы.

4. Нижнедевонский габбро-диоритовый комплекс образуют интрузии габбро с развитыми по периферии диоритами и гранодиоритами, а также одиночные мелкие штоки и дайки плагиогранитов. Габбро, диориты и плагиограниты — это последовательные самостоятельные фазы внедрения, так как они имеют активные контакты друг с другом. Некоторая часть диоритов и кварцевых диоритов является гибридными породами. На их комагматичность и возрастную близость с вулканогенными породами нижнедевонского возраста указывают: 1) контроль крупными разломами как нижнедевонских субвулканических тел, так и указанных интрузий; 2) близость минерального и химического состава, а также характера метаморфизма; 3) металлогеническое родство (медная специализация) вулканогенных и интрузивных пород. В гранодиоритах развита сульфидная минерализация прожилково-вкрапленного типа меди, цинка и других металлов, а геохимические ореолы аналогичны по составу ореолам медноколчеданных месторождений.

5. Силурийско-девонский габбро-диабазовый комплекс представлен многочисленными субвулканическими телами основного состава — габбро-диабазами, диабазами и базальтовыми порфирирами, размещение которых контролируется разрывными нарушениями. Породы этого комплекса характеризуются крупнозернистым сложением, офитовыми, реже толентовыми структурами.

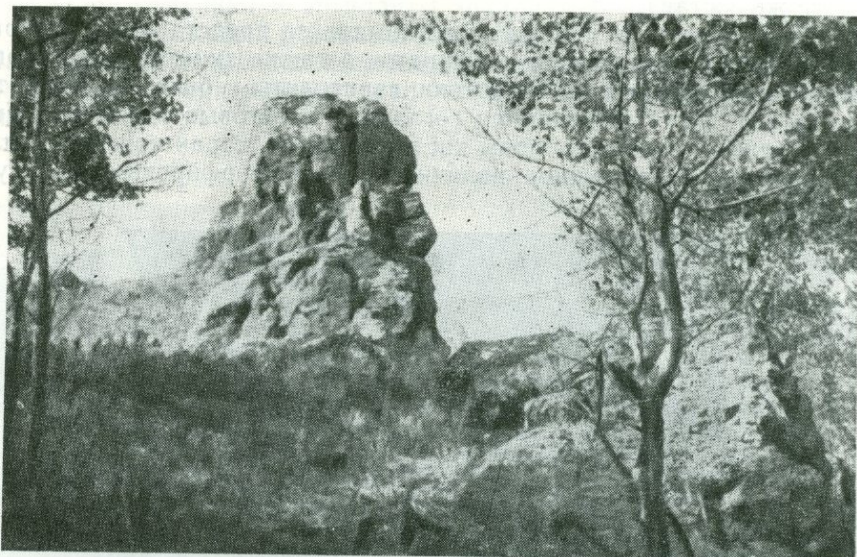


Рис. 61. Дайка дацитовых порфиритов (Южный Урал, Киндерлинская синклираль)

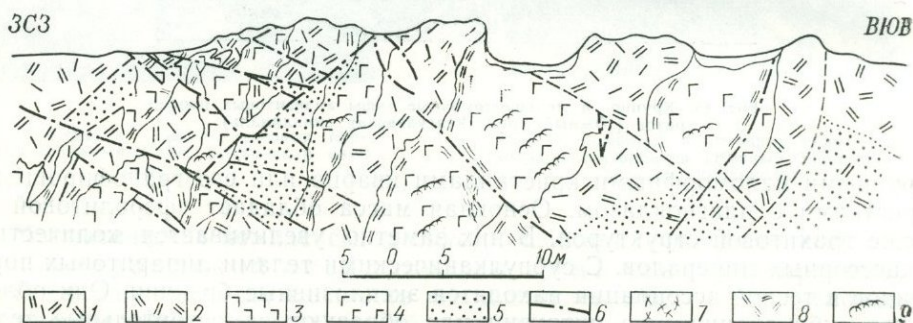


Рис. 62. Субвулканические тела, прорывающие базальтовые порфириры и диабазы блявинской свиты (Южный Урал, Блявинская синклираль, Зарисовка обнажения)

1 — липарит-дацитовые порфиры; 2 — дацитовые порфиры; 3 — базальтовые порфиры; 4 — диабазы; 5 — участки развития цеолит-халцедон-хлоритовой ассоциации; 6 — разломы; 7 — трещины скола; 8 — зоны расланцевания; 9 — залегание «подушек» в шаровых лавах

Позднегеосинклиальные комплексы.

1. Среднепалеозойский гипербазитовый комплекс образуют крупные массивы, приуроченные к ядрам антиклиналей, и небольшие тела силло- и дайкообразной формы. Они сложены серпентинизированными перидотитами и пироксенитами. Серпентиниты по дунитам встречаются редко. Важную роль в размещении гипербазитов играют региональные разломы северо-западного простирания.

2. Среднепалеозойский габбро-плагиогранитный комплекс находится в тесной ассоциации с серпентинизированными гипербазитами, образуя с ними единые массивы (рис. 63). Габбро, диориты и плагиограниты формируют неправильные тела до первых сотен

метров в поперечнике. Жильные породы представлены пегматоидным габбро, лейкократовыми плагиогранитами и плагиоаплитами.

Нижняя возрастная граница комплексов определяется наблюдающимися в гипербазитах ксенолитами известняков с эйфельской фауной, а верхняя не установлена, так как взаимоотношения интрузивов с отложениями зилаирской свиты неясны.

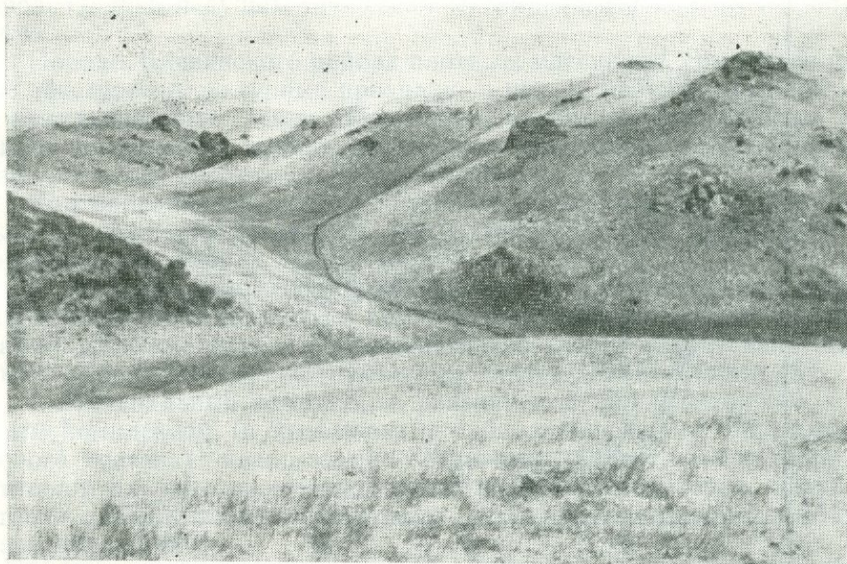


Рис. 63. Скальные выходы габбро в поле серпентинизированных ультрабазитов (Южный Урал, Киндерлинская синклираль)

Петрохимические особенности пород магматических комплексов.

Вулканогенные породы силурийских и нижнедевонских комплексов резких петрографических и петрохимических отличий не имеют. Большая часть эффузивных пород характеризуется нормальным или пониженным содержанием щелочей и очень небольшим количеством полевошпатовой извести. Но среди них присутствуют разности (андезитовые порфириты) с относительно высоким содержанием щелочей (рис. 64), петрографически близкие субщелочным породам. Нормальные андезитовые порфириты, насыщенные кремнеземом, совершенно отсутствуют в районе. Кислые субвулканические и эффузивные породы обычно сильно пересыщены кремнеземом.

Таким образом, вулканогенная формация Блявинского района относится к нормальному известково-щелочному ряду и является производной базальтовой магмы, дифференциация которой происходила не обычным способом — через андезитовые порфириты, насыщенные кремнеземом, а через ряд пород с пониженной известковистостью. Кроме того, среди пород кислого и основного состава субвулканической группы фаций устанавливаются разности с повышенной щелочностью. В кислых породах заметно увеличивается роль калия. В остальных породах в связи с интенсивными процессами альбитизации натрий всегда существенно преобладает над калием.

Основные эффузивы описываемой формации бедны железом и титаном (рис. 65). Относительно высокое, приближающееся к нормальному, содержание железа и титана наблюдается только в диабазах и базальтовых порфиритах субвулканической фации. Установлено, что с увеличением содержания в породах железа и магния закономерно увеличивается и количество титана. Более выдержанные закономерности наблю-

даются в поведении титана в зависимости от изменения содержания магния. Здесь четко видно повышение концентрации окиси титана в субвулканических породах относительно одновозрастных им эффузивных

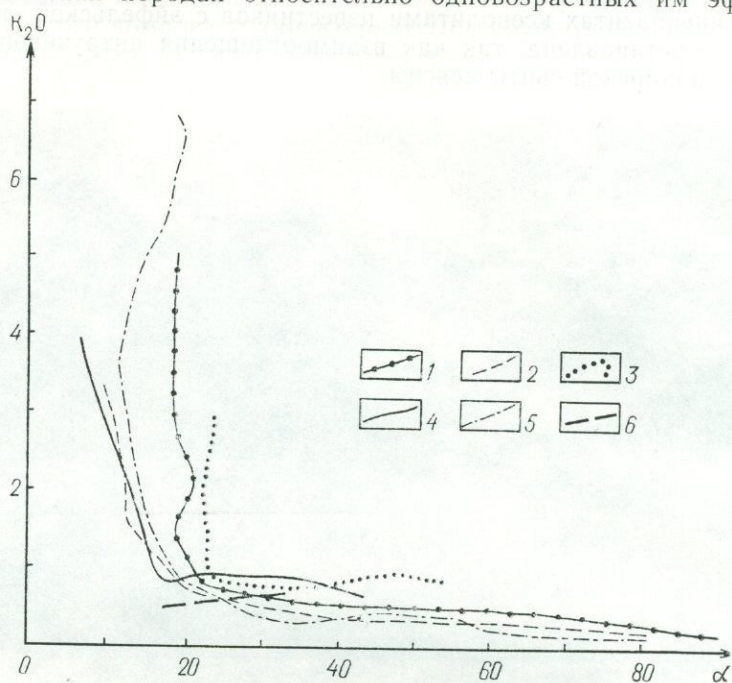


Рис. 64. Диаграмма зависимости содержания калия от анортитового числа в породах Блявинско-Киндерлинской рудоносной зоны

Силур: 1 — базальтовый комплекс; 2 — андезитовый комплекс; 3 — субвулканические породы. Нижний девон: 4 — липаритовый комплекс; 5 — субвулканические породы; 6 — взрывные брекчии; 7 — интрузивные породы среднего палеозоя

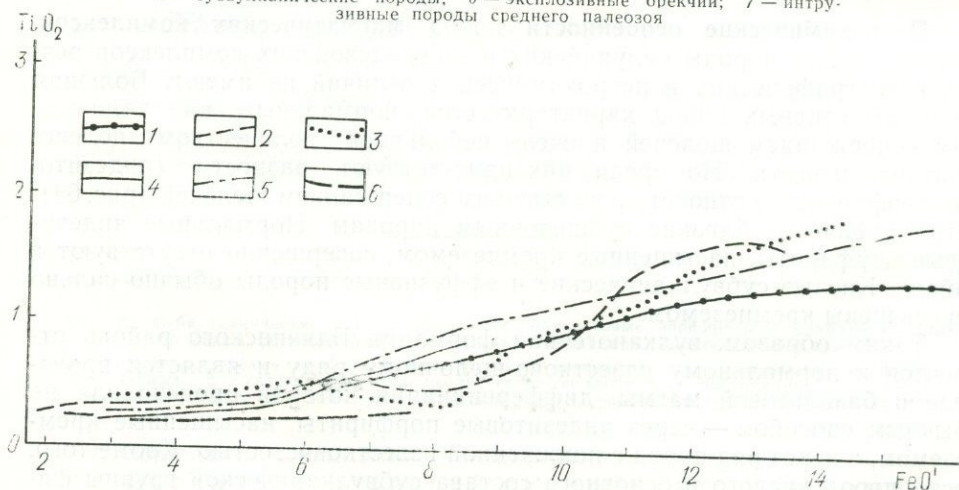


Рис. 65. Соотношения титана и железа в магматических породах Блявинско-Киндерлинской рудоносной зоны

Силур: 1 — базальтовый комплекс; 2 — андезитовый комплекс; 3 — субвулканические породы. Нижний девон: 4 — липаритовый комплекс; 5 — субвулканические породы; 6 — взрывные брекчии; 7 — интрузивные породы среднего палеозоя

образований. Особенно высокое содержание титана наблюдается в породах габбро-диабазового комплекса.

Таким образом, в Блявинском районе вулканогенная рудоносная формация является дифференцированной липарит-базальтовой, относящейся к натровой серии.

Метаморфизм. Среди метаморфических изменений интрузивных, субвулканических и эффузивных пород Блявинского района (см. приложение 1) выделяются изменения, связанные с развитием вулканизма (автометаморфизм и пропилитизация) и внедрение интрузий (автометаморфизм и контактовый метаморфизм), и метаморфические изменения, связанные с тектоническими движениями (региональный и дислокационный). Наложение всех этих процессов привело к сильному изменению пород. Однако ведущим процессом метаморфизма является пропилитизация.

Породы Блявинского района плотные, массивные, сохраняют первичные текстурно-структурные признаки; в них по первичным минералам и по вулканическому стеклу развиваются альбит, хлорит, кальцит, кварц, эпидот, пумпеллит, пренит, актинолит, серпентинит, стильномелан, серицит, гематит, цеолиты, лейкоксен, пирит.

Картирование ассоциаций вторичных минералов (см. приложение 1) дало возможность установить ряд разновозрастных проявлений метаморфизма (от древних к более молодым).

1. Минеральные ассоциации, связанные с силурийскими базальтовым и липарит-андезитовым комплексами: кальцит-альбит-хлоритовая, кварц-альбит-хлоритовая, стильномелан-хлорит-альбитовая, пренит-альбит-хлоритовая, пренит-пумпеллит-кварц-альбит-хлоритовая.

2. Минеральные ассоциации, связанные с нижнедевонским липаритовым комплексом (в том числе с субвулканическими образованиями кислого состава): кварц-альбит-хлоритовая, биотит-альбит-хлоритовая, актинолит-альбит-хлоритовая, хлорит-халцедон-цеолитовая, кварц-гематитовая, кварц-кальцит-альбитовая, стильномелан-хлорит-альбитовая, кварц-эпидотовая.

3. Минеральные ассоциации, связанные с нижнедевонским габбро-диоритовым комплексом: кварц-амфиболовая, гематит-кварцевая и кварц-хлорит-кальцит-эпидотовая.

4. Минеральные ассоциации, связанные со среднепалеозойскими интрузивными комплексами: а) с гипербазитовым комплексом — магнетит-серпентинитовая; б) с габбро-плагногранитным — кварц-пренитовая, хлорит-эпидотовая и хлорит-уралитовая.

Тектоника. Блявинско-Киндерлинская рудоносная зона является частью Сакмарской тектонической зоны и по характеру структуры, изменению фаций и мощностей силурийских и девонских отложений и расположению интрузивных пород расчленяется на ряд структурно-фациальных единиц разного порядка, наиболее крупными из которых являются Сакмаро-Кидрясовская и Чураевская антиклинальные зоны и Блявинско-Киндерлинская синклиналиная зона (рис. 66; см. приложения 8, 9). В схеме вертикального тектонического расчленения геологические образования Южного Урала принадлежат в основном к палеозойскому (ордовикско-нижнетриасовому) складчатому комплексу и лишь отчасти к позднекембрийско-кембрийскому и мезо-кайнозойскому.

Позднекембрийско-кембрийский складчатый комплекс представлен тереклинской свитой. Ордовикско-нижнетриасовый складчатый комплекс делится на три структурных этажа: ордовикско-нижнедевонский, среднедевонский и верхнедевонско-турнейский.

Ордовикско-нижнедевонский структурный этаж расчленяется на два подэтажа. Основной, ордовикско-силурийский подэтаж образован осадочными породами кидрясовской, кураганской и губерлинской свит и вулканогенно-осадочными отложениями сакмарской серии. Сформированные ими крупные длительно развивавшиеся складки создают в плане характерный рисунок, образованный сочетанием линейно вытянутых антиклиналей северо-западного и северо-восточного простираний с находящимися между ними широкими, в плане часто ромбовидными синклиналями, кулисообразно расположенными друг относительно друга. Син-

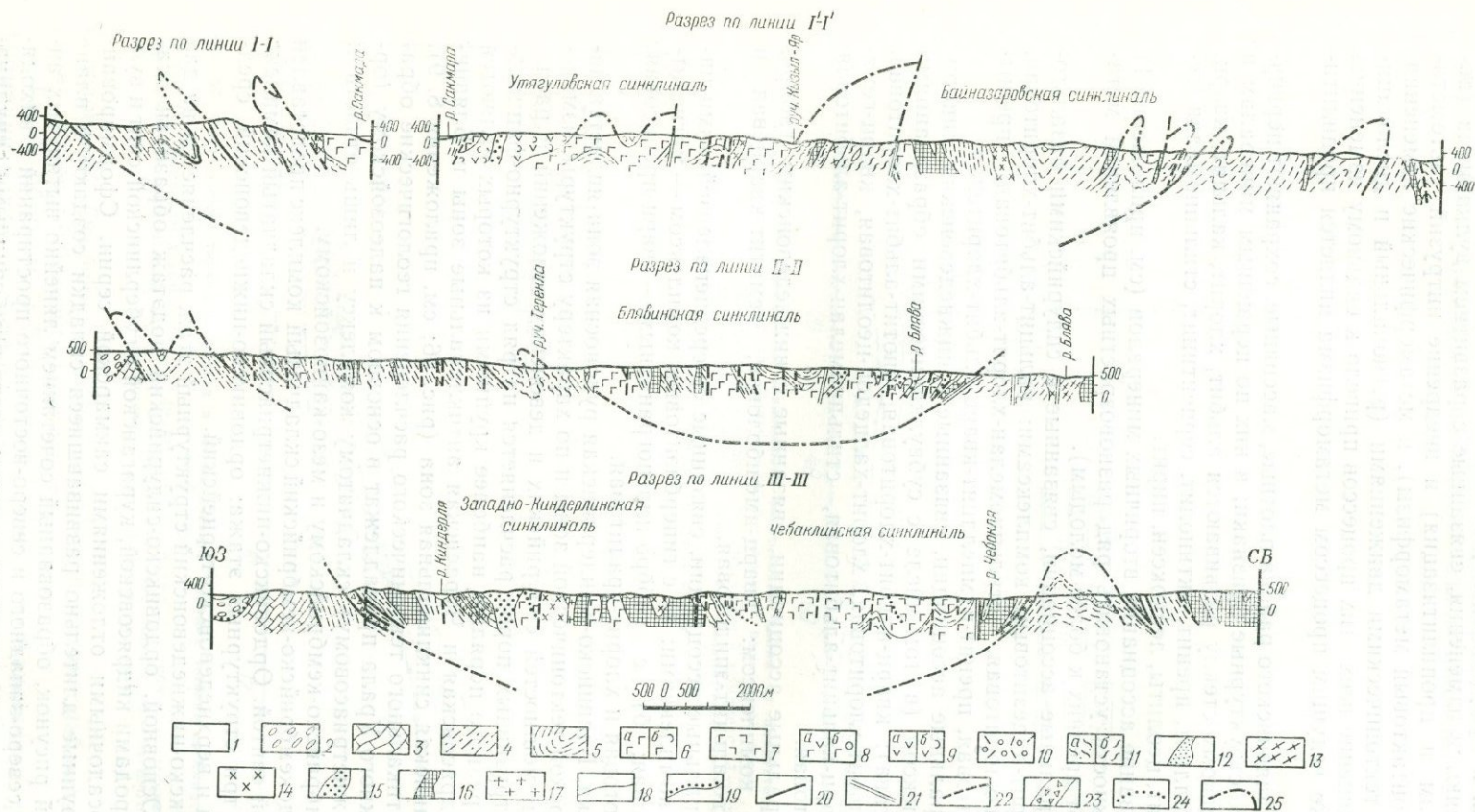


Рис. 66. Разрезы через Бляинско-Киндерлинскую зону

1 — четвертичные отложения; 2 — умбетовский горизонт (C_2-C_3); 3 — куруильская, иткуловская и бухарчинская свиты ($C_{1v}-C_{1n}$); 4 — зиларская серия (D_2-C_2). Сакмарская серия; 5 — кремнистые сланцы; 6а — базальтовые порфириты; 6б — бомбовые туфы базальтовых порфиритов; 7 — базальтовые порфириты (переслаивание порфирировых и афировых разностей); 8а — андезит-базальтовые порфириты; 8б — лапиллиевые туфы андезит-базальтовых порфиритов; 9а — андезитовые порфириты; 9б — бомбовые туфы андезитовых порфиритов; 10 — лапиллиевые туфы липаритовых порфириров; 11а — губерлинская свита (S_1); 11б — кураганская свита ($O-S_1$); 12 — прослой песчаников; 13 — кидрясовская свита (O_1). Субвулканические породы: 14 — диабазы; 15 — дацитовые и липаритовые порфиры. Медногорский комплекс; 16 — интрузии гипербазитов и габбро; 17 — плагиограниты; 18 — границы несогласного налегания; 19 — надыги и взбросы; 20 — крупные разломы; 21 — мелкие разломы; 22 — брекчин; 23 — маркирующие слои; 24 — линии вероятного продолжения границ

клинали от антиклиналей в большинстве случаев отделены длительно развивавшимися разломами северо-западного и северо-восточного простираний (см. приложение 9). Примером синклиналиной зоны может быть Блявинско-Киндерлинская, наиболее важная в металлогеническом отношении и поэтому лучше изученная, а антиклинальной — Чураевская.

Блявинско-Киндерлинская зона состоит из серии антиклинальных (Кураганская, Беркутовская) и синклиналиных (Блявинская, Утягуловская, Киндерлинская) подзон.

Блявинская синклиналиная подзона (см. приложение 2) в структурном отношении представляет конседиментационную, в плане ромбовидную складку север-северо-западного простирания. Шарнир складки воздымается как в северном, так и в южном направлении. Породы, слагающие ее, полого (под углом $20-24^\circ$) падают к центру синклинали, причем на крыльях залегание пород более крутое ($30-50^\circ$), чем в центральной части ($10-15^\circ$). Блявинская подзона делится на четыре структурно-фациальных блока: Ракитянский, Восточно-Блявинский, Центральнo-Блявинский и Западно-Блявинский. Длительно развивавшимися конседиментационными разломами северо-западного и северо-восточного простираний эти блоки расчленяются на ряд более мелких структурных блоков, отличающихся деталями строения.

Ракитянский структурно-фациальный блок приурочен к северному центрoклинальному замыканию Блявинской синклинали и сложен породами блявинской свиты. Мощность нижнеблявинской подсвиты там около 900 м, а верхнеблявинской около 600 м. Ракитянский блок характеризуется пологим залеганием пород, осложненным небольшими складками. Развитые здесь породы в целом слабо метаморфизованы.

Восточно-Блявинский структурно-фациальный блок совпадает с восточным крылом Блявинской синклинали и сложен породами блявинской и херсонковской свит, а также эффузивно-экструзивными образованиями нижнего (?) девона. Блявинская свита здесь имеет меньшую мощность (400—800 м). Херсонковская свита сложена главным образом афировыми базальтовыми порфиритами мощностью около 850 м. Моноклинальное падение пород в пределах блока осложняется пологими волнообразными складками и флексурами северо-западного простирания. Породы, слагающие блок, подверглись силурийской и нижнедевонской (?) пропилитизации, а также околорудной серицитизации, хлоритизации и окварцеванию.

Центральнo-Блявинский структурно-фациальный блок является ядром Блявинской синклинали. В его пределах обнажены верхнеблявинская подсвита мощностью 600—700 м, херсонковская свита мощностью 450—600 м, а также нижнедевонские (?) эффузивные и пирокластические образования. Верхнеблявинская подсвита здесь сложена эффузивами основного состава, а в херсонковской свите преобладают осадочные породы. В восточной части блока силурийские отложения падают на запад под углом $30-50^\circ$, в центральной части наблюдается выполаживание слоев до $10-15^\circ$, а в западной части блока породы падают на восток. В Центральнo-Блявинском блоке присутствуют мелкие нижнедевонские (?) вулканические аппараты, сопровождающиеся дайками и мелкими телами дацитовых порфиритов и медноколчеданной минерализацией. Породы блока подверглись силурийской пропилитизации. На Алчембаевском рудопоявлении отмечена хлорит-серицит-кварцевая ассоциация.

Западно-Блявинский структурно-фациальный блок совпадает с западным крылом Блявинской синклинали и сложен породами блявинской и херсонковской свит. Верхнеблявинская подсвита, представленная, как и в Ракитянском блоке, преимущественно туфами андезитовых порфиритов, имеет мощность около 600 м. Херсонковская свита обладает строением и мощностями, как и в Центральнo-Блявинском блоке. Особенно

стью блока является проявление на его площади нижнедевонских (?) габбро и диоритов, с которыми связаны сульфидное прожилково-вкрапленное оруденение, и среднепалеозойские интрузии. Здесь преобладают продукты метаморфических процессов, вызванных интрузивным магматизмом. Аналогичное строение имеют Утягуловская и Киндерлинская синклинали.

Кураганская антиклинальная подзона, пространственно совпадающая с Кураганской антиклиналью, имеет северо-восточное простирание, шарнир ее воздымается как в северо-восточном, так и в юго-западном направлении. К участкам максимального воздымания шарнира приурочены гипербазитовые массивы: на востоке — Кураганский, на западе — Никитинский. Крылья Кураганской антиклинали осложнены складками и разломами северо-восточного простирания. Аналогично построена Беркутовская антиклиналь.

Чураевская антиклинальная зона — сложное сооружение, образованное системой линейных складок преимущественно северо-западного простирания, разорванных разломами северо-западного и северо-восточного направлений, и прорванное гипербазитами Чураевского массива. Она располагается между Блявинской и Утягуловской синклиналями на западе и полосой пород зилаирской серии на востоке. Северной границей зоны является Акталский разлом, а южной — Беркутовская антиклиналь. Чураевская антиклинальная зона складается отложениями кураганской и губерлинской свит, обнажающихся в ядрах антиклиналей, а также породами сакмарской серии, представленной преимущественно кремнистыми сланцами, которыми сложены синклинали. Силурийские эффузивные образования встречаются только в отдельных структурно-фациальных блоках (например, в Япташском). Описываемая зона расчленяется на две части крупным Чураевским разломом северо-западного простирания. Западная часть зоны представляет собой моноклиналь пород кураганской и губерлинской свит, падающих в юго-западном направлении под углами 50—80°. Она осложнена мелкими поперечными складками, шарниры которых погружаются вкост простирания основной структуры, и продольными складками. Восточная часть Чураевской антиклинальной зоны имеет более сложное, блоковое строение.

Среднедевонский структурный этаж представлен осадочными отложениями среднего девона, сохранившимися в виде тектонических блоков размером до 1 км в поперечнике ксенолитов и останцов кровли интрузивных массивов. В крупных блоках наблюдаются линейные складки северо-восточного и субмеридионального простираний с размахом крыльев от 10 до 100 м. Вероятно, к этому этажу следует относить массивы серпентинизированных перидотитов и пироксенитов, а также габбро и плагиогранитов, составляющих среднепалеозойские интрузивные комплексы.

Разрывные нарушения зоны представлены системами северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простираний. По времени заложения среди них могут быть выделены силурийские и нижнедевонские (?), длительно развивавшиеся и одноактные, преимущественно крутые. Крупнейшие разломы простираются в северо-западном и юго-восточном направлениях. Меньшую роль играют недавно установленные взбросы и надвиги силурийского (?) заложения. Блявинско-Комсомольский взброс представляет собой субмеридиональную тектоническую зону, падающую на запад под углом 40—50°, к которой приурочен пояс субвулканических тел кислого состава. В лежащем боку зоны находятся отложения херсонковской свиты, а в висячем крыле — породы блявинской свиты. Предполагается, что амплитуда перемещения по взбросу достигает первых сотен метров. Надвиговые перемещения в первые сотни метров фиксируются по Зареченскому надвигу, падающему под углом 30° на запад.

Среди разломов нижнедевонского (?) заложения наиболее крупным является Херсонковский разлом северо-восточного направления. Широко распространены также более мелкие нарушения субмеридионального простирания.

В целом Сакмарская тектоническая зона является синклинием. В ядре синклиория располагаются молодые (верхний лудлов — нижний девон (?), а на крыльях — более древние породы (ордовик — нижний силур). В его краевых частях линейные складки наклонены или опрокинуты веерообразно, т. е. на востоке — на восток, на западе — на запад. Падение разломов в сторону ядра синклиория и взбросовые движения по ним подчеркивают веерообразный характер структуры, разломы и осевые поверхности складок которой образуют веер, сходящийся под центром этого синклиория (см. рис. 62). Таким образом, внутренняя структура Сакмарской зоны соответствует структуре аномального синклиория (по Гейму) или синклиория, который осложнен складками пластичного волочения в отложениях кидрясовской, кураганской и губерлинской свит, расположенных под кровлей жестких вулканогенных пород сакмарской серии (Г. Д. Ажгирей, 1956 г.). Подобная синклинальная структура фиксируется в породах зилаирской серии, окружающих Сакмарскую тектоническую зону. Она подробно описана В. В. Эзом, Д. Б. Гафтом и Б. И. Кузнецовым (1965 г.) для северной части зоны.

Граница Сакмарской зоны с обрамляющими ее отложениями зилаирской серии является тектонической. На западе она, по мнению большинства исследователей, представлена надвигом, падающим на восток (Воинова и др., 1941; Сидоренко и др., 1964). Тектоническая природа этой границы убедительно показана в работе В. В. Эза и др. (1965 г.), в которой описан криволинейный Новопокровский разлом. Разлом вдоль восточной границы Сакмарской зоны, падающий на запад, установлен при картировании этой территории в детальных масштабах. Следовательно, Сакмарская зона со всех сторон отделяется от пород зилаирской серии криволинейным тектоническим нарушением, по которому нижнепалеозойские толщи надвинуты на породы зилаирской серии.

Совокупность сведений о тектонической структуре зоны и обрамляющих ее толщ позволяет рассматривать Сакмарскую зону как покров, надвинутый на зилаирские породы и смятый вместе с ними в синклиорий. В пользу покровного характера зоны говорят следующие данные: 1) внутренняя структура зоны, представляющая собой синклиорий; 2) положение зоны внутри погружающейся на юг синклинали, образованной отложениями зилаирской серии; 3) подобие внутренней структуры Сакмарской зоны и структуры окружающих ее толщ зилаирской серии; 4) надвиговой характер границ зоны и другие факты (Кропачев, 1970).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Все медные месторождения и перспективные рудопроявления расположены в осадочно-вулканогенных породах силурийско-нижнедевонского разреза и размещены в нем крайне неравномерно, что объясняется различными факторами локализации оруденения (магматическими, литологическими, тектоническими и др.).

Пространственное размещение месторождений и рудопроявлений определяется в первую очередь особенностями строения рудоносных блоков. Месторождения в них контролируются зонами взбросов и надвигов, выполненных субвулканическими телами кислого состава, и местами их пересечения с крупными длительно развивавшимися разломами (Блявинское, Комсомольское, Яман-Касинское месторождения). В некоторых случаях рудные объекты приурочены к пересечениям сопряженных систем тектонических нарушений (Разумовское месторождение) или к

тектонически осложненным крыльям антиклинальных складок (Алчембаевское рудопоявление). В локализации рудных тел играют роль: 1) полости отслаивания; 2) зоны тектонических брекчий на контактах субвулканических тел; 3) участки сопряжения крутопадающих и пологих нарушений; 4) зоны повышенной трещиноватости и рассланцевания.

Магматические образования, развитые в пределах Блявинско-Киндерлинской рудоносной зоны, имеют четко выраженную медную специализацию. Медь ассоциирует почти со всеми магматическими комплексами района. Медное оруденение относится к медноколчеданной и медносульфидной прожилково-вкрапленной формациям. Среди проявлений медноколчеданной формации выделяются четыре группы (табл. 24).

1. Рудная минерализация, связанная с осадочно-вулканогенными отложениями силурийского базальтового комплекса, проявлена слабо. Рудопоявления приурочены к пачкам и толщам, характеризующимся пестрым составом и широким развитием осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Они представлены зонами прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации, залегающими согласно с напластованием вмещающих пород. Такое залегание руд, отсутствие гидротермально-метасоматических изменений в кровле минерализованных зон и пластовая форма рудных залежей позволяют предположить, что эта минерализация формировалась синхронно с силурийским базальтовым комплексом.

2. Рудная минерализация, связанная с субвулканическими и жерловыми фациями позднесилурийского липарит-андезитового комплекса. Минерализованные зоны имеют форму пластообразных залежей, согласных с напластованием пород, или крутопадающих штокверковых тел, секущих слоистость. Они приурочены к контактам кислых субвулканических тел, расположенных вблизи вулканических построек. По минеральному составу (главные пирит и халькопирит), характеру гидротермально-метасоматических изменений и геохимическим особенностям рудопоявления близки к месторождениям, ассоциирующим с субвулканическими телами кислого состава нижнедевонского (?) липаритового комплекса, но в отличие от последних залегают в иной геолого-структурной обстановке — в слабо прогнутых синклинальных подзонах, а также в антиклинальных подзонах.

3. Рудная минерализация, связанная с эффузивными, пирокластическими, жерловыми и ранними субвулканическими фациями нижнедевонского (?) липаритового комплекса. Пространственное размещение и внутренняя структура рудопоявлений этой группы в значительной степени определяется древними разломами северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простираний. Вкрапленность сульфидов наблюдается как в эффузивных образованиях нижнего девона, так и в прилегающих к ним силурийских осадочно-вулканогенных толщах, причем наиболее интенсивная минерализация приурочена к корневым частям нижнедевонских покровов, экструзий и сопровождающим их субвулканическим дацитовым порфиритам.

4. Рудная минерализация, связанная с субвулканическими телами кислого состава нижнедевонского (?) липаритового комплекса. Эта группа является наиболее важной, так как к ней относятся все четыре известных в районе месторождения (Комсомольское, Блявинское, Яман-Касы, Разумовское), а также большое число рудопоявлений и пунктов рудной минерализации. По различиям в условиях залегания и форме рудных тел рудные объекты этой группы подразделяются на три подгруппы. Рудные тела первой подгруппы залегают в контактах и приконтактных зонах субвулканических тел согласно с напластованием силурийских осадочно-вулка-

Группировка медных месторождений, рудопроявлений и пунктов рудной минерализации Блявинско-Киндерлинской рудоносной зоны

Группа	Рудная формация	Магматические комплексы, с которыми пространственно связано оруденение	Условия и характер залегания рудных тел	Морфология рудных тел	Примеры месторождений, рудопоявлений и пунктов минерализации
1	Меднококеданная	Силурийский базальтовый комплекс в осадочно-вулканогенных отложениях	Согласно с напластованием вмещающих пород В секущих крутопадающих нарушениях	Зоны вкрапленной и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации Зоны вкрапленной и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации	Западно-Блявинский Северо-Блявинский Старо-Карповский Ера-Елгинский
2		Позднесилурийский липарит-андезитовый комплекс с субвулканическими и жерловыми фациями	В секущих нарушениях и в пологих межслоевых зонах дробления, вблизи вулканических сооружений	Зоны вкрапленной сульфидной минерализации	Карповская группа Бикташевское Малахитовые канавы Киндерлинское
3		С породами эффузивной, пирокластической и жерловой фаций	В секущих нарушениях и в зонах расслаивания, сочетающихся с пологими и крутыми контактами кислых пород	Зоны вкрапленной сульфидной минерализации	Южное и Северное Алчембаевское Заречный Северо-Заречный Искровское
4		Нижнедевонский (?) липаритовый комплекс С субвулканическими телами дацитовых порфиритов и липаритовых порфиров, а также диабазов, габбро-диабазов	В контактовых и приконтактных зонах субвулканических тел (согласно с напластованием силурийских осадочно-вулканогенных пород) Внутри субвулканических тел, приуроченность к пологим тектоническим зонам Сочетание условий первых двух групп: внутри субвулканических тел, в их контактовых и приконтактных зонах	Линзо- и пластообразное тело и зоны вкрапленной сульфидной минерализации Линзообразные тела сплошных и вкрапленных руд Сложные тела: сочетание линз, пластообразных залежей и зон вкрапленной сульфидной минерализации	Медногорский Блявинское Разумовское Уразбахтинский Яман-Касинское Юсуповский Комсомольское
5	Медная-сульфидная прожилково-вкрапленная Нижнедевонский габбро-диоритовый комплекс	С интрузивными породами, диоритами и габбро	В эндо- и экзоконтактах интрузивных тел (контроль крупными разломами)	Участки и зона прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации	Медная Горка I, II и III Усергановский Цессовский Ижбулган I и II Усть-Губерлинский

ногенных пород, образуя линзо- и пластообразные тела и зоны вкрапленной сульфидной минерализации (Блявинское и Разумовское месторождения). Тела второй подгруппы залегают внутри субвулканических тел. Примером может служить линзообразная залежь сплошных и вкрапленных руд Яман-Касинского месторождения, которая приурочена к пологой тектонической зоне внутри субвулканического тела. Рудные тела третьей подгруппы локализуются частично внутри субвулканических тел, а отчасти на их контакте с силурийскими эффузивами (рудное тело № 1 Комсомольского месторождения). Рудоотложение происходило главным образом метасоматическим путем, причем замещению подвергались прежде всего эксплозивные брекчии, тектонические брекчии субвулканических пород нижнедевонского (?) возраста и кварц-серицит-хлоритовые породы, а также туфы, туффиты основного и среднего состава и шлаковые лавобрекчии пород основного состава.

Блявинское месторождение, открытое в 1933 г. Н. К. Разумовским, в последующие годы детально изучалось Г. Б. Роговером (1939), Т. Н. Шадлун (1950), А. К. Германом, Л. Д. Герман-Русаковой (1962), Ю. С. Бородаевым, затем Г. В. Ручкиным (1967) и др.

Блявинское месторождение располагается на границе Восточно-Блявинского и Центрально-Блявинского рудоносных блоков и приурочено к субмеридиональному Блявинско-Комсомольскому взбросу, совпадающему с одноименным субвулканическим поясом. Позиция месторождения определяется приуроченностью его к участку сочленения этой структуры с нарушениями северо-восточного и северо-западного простирания — Карьерным сбросо-сдвигом и Яман-Касинско-Разумовским взбросом. Участок сложен диабазами с прослоями туфопесчаников и углистоглинистых сланцев позднеландоверского возраста (нижняя толща верхнеблявинской подсвиты). Эти отложения прорваны субвулканическими телами основного и кислого состава и сопровождающими их эксплозивными брекчиями нижнедевонского (?) липаритового комплекса. К субвулканическим телам основного состава относится силл среднезернистых диабазов и габбро-диабазов толеитовой структуры, залегающий среди эффузивно-осадочных отложений верхнеблявинской подсвиты в висячем боку месторождения. Субвулканические липаритовые порфиры слагают пластообразное Блявинско-Комсомольское субвулканическое тело, которое образует лежачий бок месторождения. В висячем боку отмечаются небольшой шток и дайка аналогичного состава. Эксплозивные брекчии залегают здесь в виде пластообразных тел, согласных с вмещающими диабазами или в виде сложных неправильных залежей с отходящими от них апофизами, секущими напластование пород (Ручкин, Михайлов, 1967).

Рудовмещающие породы имеют субмеридиональное простирание и падение на запад под углом 40—70°. На южном фланге в плане наблюдается флексура, обусловленная изменением простирания с меридионального на субширотное и вновь на субмеридиональное. В разрезе также намечается перегиб слоев: крутые падения их на верхних горизонтах месторождения сменяются пологими (30—40°) на глубине.

Наиболее важными системами нарушений здесь являются: 1) субмеридиональная — зона будинажа, согласная с напластованием пород в висячем боку месторождения; 2) северо-восточная — зона рассланцевания и трещиноватости, приуроченная к Карьерному разлому (аз. пр. 50—60°); 3) субширотная — состоящая из серии разломов и сопутствующих им зон рассланцевания и трещиноватости, которые осложняют горизонтальный флексурный изгиб слоев на южном фланге месторождения. Эти системы нарушений контролируют пространственное положение и форму субвулканических тел и рудных залежей. Зона нарушения северо-восточного простирания (Карьерный разлом), пересекаемая рядом рудных апофиз, играла роль рудоограничивающей структуры, которая

обусловила тупое окончание рудного тела на севере (см. рис. 39). Многие из этих разрывов в послерудные этапы были подновлены и по ним происходили небольшие подвижки с образованием зеркал скольжения.

На месторождении имеются четыре рудных тела (линзы), которые приурочены к субвулканическим породам кислого состава и explosивным брекчиям. Эти тела располагаются в двух параллельных зонах субмеридионального простирания. Западная зона проходит вдоль всячего бока тела липаритовых порфиров по контакту его с эффузивными диабазами и explosивными брекчиями, а восточная приурочена к лежащему боку этого тела и следует контакту липаритовых порфиров с дацитовыми порфиритами также субвулканического происхождения. Форма рудных тел линзообразная. При субмеридиональном простирании они имеют общее падение на запад и, таким образом, согласны с залеганием вмещающих пород. Склонение обычно южное под углом 55—60°.

В рудах месторождения встречены реликты пород, распространенных в всячем и лежащем боках рудных тел (explosивные брекчи, субвулканические породы кислого и основного состава, углисто-глинистые сланцы и др.). Главными рудными минералами являются пирит, марказит, халькопирит. В подчиненном количестве встречаются сфалерит, борнит, гематит, пирротин, галенит, арсенопирит, рутил, блеклые руды. Широко распространены супергенные минералы — ковеллин, халькозин, сульфаты железа и меди, гидрогематит, гипс и англезит. Из жильных минералов преобладают кварц и барит.

Первичные руды месторождения сформировались в ряд стадий: 1) серноколчеданную; 2) халькопирит-сфалерит-пиритовую; 3) кварцевую; 4) баритовую. Исследование температурных условий формирования минералов месторождения методами гомогенизации и декрепитации газовой-жидких включений показало, что сульфидные минералы первой стадии декрепитируют при температуре 350—370°, второй — при 330—320°. Пирит из пирит-кварцевых прожилков имеет температуру терморастрескивания 240—260°. Гомогенизация газовой-жидких включений из кварца этой стадии показывает, что кварц формировался при температурах от 120—140 до 320—330°, температуры декрепитации этого кварца 120—140°. Барит, по данным Р. Чакраварти, декрепитирует в интервале температур 80—130°.

Первичные руды имеют массивные, брекчиевые, каркасные обломковидные, изредка слоисто-полосчатые текстуры и тонкозернистые структуры. Широко распространены колломорфные структуры. Обломковидные текстуры руд, встречающиеся в explosивных брекчиях (на контактах их с рудным телом), характеризуются развитием обособлений кварц-марказит-пиритового состава, округлой формы размером от 5—7 см до 1 м в поперечнике. Четкое зональное строение обособлений, наличие апофиз длиной до 3—5 см, присутствие в цементе брекчий вкрапленности пирита кубической формы или колломорфной структуры, а главное наблюдаемое замещение рудным телом explosивных брекчий, содержащих обломковидные рудные образования, позволяют сделать вывод о том, что описываемые текстуры являются метасоматическими.

На Блявинском месторождении широко распространены гидротермально-метасоматические ассоциации, связанные с рудообразованием: кварц-серицит-хлоритовая, развитая в лежащем боку рудных залежей, и кварц-гематитовая, локализованная главным образом в всячем боку рудной залежи и на контакте с диабазами всячего бока.

На месторождении вскрыты мощная «железная шляпа» и зона вторичного обогащения (около 300 м).

Комсомольское месторождение, открытое по рекомендации А. К. Германа в 1955 г., в последующие годы изучали В. И. Толоконников, Н. Д. Крылов, Н. Н. Чурилина, В. Г. Ершова, Г. Н. Пшеничный, Л. Д. Гер-

ман-Русакова, Г. П. Зарайский, Г. В. Ручкин и др. Месторождение, расположенное на границе Восточно-Блявинского и Центрально-Блявинского рудоносных блоков, вблизи Блявинского, находится в сходных геологических условиях. Его позиция определяется пересечением крупных длительно развивавшихся разломов — Южно-Комсомольского, Херсонковского и Блявинско-Комсомольского.

На участке месторождения развиты рудовмещающие вулканогенно-осадочные отложения верхнеблявинской подсвиты, которые на востоке по Блявинско-Комсомольскому разлому надвинуты на вулканогенные породы херсонковской свиты. Широко развиты нижнедевонские (?) субвулканические образования кислого и основного состава, а также эксплозивные брекчии, залегающие преимущественно в рудной зоне в виде пластообразных, жилообразных и трубообразных тел. Субвулканические дацитовые порфириды, липарит-дацитовые и липаритовые порфиры слагают три крупных тела пластообразной и более сложной формы: Блявинско-Комсомольское, Скалистое и Южно-Комсомольское. Кроме того, повсеместно встречаются мелкие дайки и штоки. Субвулканические диабазы широко развиты главным образом висячем боку месторождения, где встречены также пикритовые порфириды.

Структура месторождения обусловлена сочетанием субмеридиональных складок, осложняющих восточное крыло Блявинской синклинали, и разломами различного масштаба, направления и истории развития. Наиболее важное значение в локализации оруденения имеет Комсомольская флексура, которая располагается на сочленении Херсонковской антиклинали с центральной частью Блявинской синклинали. Крутой участок флексуры, падающий на запад под углом от 40 до 60°, осложнен субмеридиональными разломами, зонами брекчирования и расщепления. Наибольшее влияние на морфологию и залегание субвулканических и рудных тел оказали Херсонковский и Центральный разломы северо-восточного простирания, Южно-Комсомольский разлом северо-западного простирания, а также субмеридиональная Блявинско-Комсомольская зона взброса.

Буровыми скважинами на месторождении установлен ряд не выходящих на дневную поверхность рудных тел. Первое рудное тело (Северное) имеет форму сложной неправильной линзы, а Второе (Южное) — удлиненной, лентообразной залежи. Обе залежи приурочены к падающему на запад под углом 30—40° контакту Блявинско-Комсомольского субвулканического тела нижнедевонского (?) возраста с породами верхнеблявинской подсвиты, слагающими висячий бок рудного тела. Положение, форма и мощность рудных залежей во многом определяются конфигурацией поверхности контакта субвулканического тела. В свою очередь, особенности строения этой кровли обусловлены сочетанием «досубвулканических» складчатых и разрывных структурных элементов Комсомольской флексуры, Херсонковского, Центрального разломов и Блявинско-Комсомольского взброса. Основная масса руд локализуется в нижнем пологом крыле флексуры в участке осложняющего его диагонального желобообразного понижения северо-восточного направления, заключенного между зонами Херсонковского и Центрального разломов такого же простирания. Оси максимально мощных частей Первого и Второго тел вытянуты в этом же направлении. В рудах встречаются реликты эксплозивных брекчий, субвулканических липаритовых порфиров и дацитовых порфиритов, базальтовых порфиритов, шлаковых лавовых брекчий, яшм, кремнистых сланцев.

Руды месторождения сложены в основном пиритом, марказитом, тонкодисперсным пиритом (мельниковитом), сфалеритом, халькопиритом и борнитом. Редко встречаются галенит, блеклые руды, алтаит и другие минералы. На месторождении существенно преобладают сплошные руды с брекчиевидными, колломорфными и массивными текстурами.

Вкрапленные руды распространены незначительно, преимущественно у контактов и на выклинивании. Ими сложено большинство мелких рудных тел.

Выделяются три стадии рудообразования: 1) марказит-пиритовая с небольшим количеством халькопирита, сфалерита и других сульфидов; 2) сфалерит-халькопирит-марказитовая; 3) борнитовая. Сульфиды первой стадии декрепитируют при температуре 340—360°, второй — при 290—310° и третьей — при 230—250°. Маломощные пластообразные части рудных тел главным образом на флангах месторождений имеют полосчатую текстуру. Полосчатость обусловлена тонким многократным чередованием сульфидных и нерудных полос. Последние сложены кремнистыми сланцами, яшмами, тонкообломочными туфами и туффитами основного состава. При отсутствии нерудных прослоев полосчатость сохраняется благодаря ритмичной смене грубозернистых сульфидных слоев более тонкозернистыми. Предполагается, что часть полосчатых сульфидно-гематитовых руд образовалась осадочно-гидротермальным путем синхронно с вмещающими эффузивами. Эти руды, тесно ассоциирующие с осадочными породами, не декрепитируют (Ручкин и др., 1968).

На Комсомольском месторождении, как и на Блявинском, широко развиты гидротермально-метасоматические ассоциации, связанные с рудообразованием: кварц-серицит-хлоритовая, кальцит-хлоритовая и кварц-карбонатная. Первые две ассоциации дорудные и развиты главным образом в лежачем боку рудных залежей, последняя — пострудная.

Характерной особенностью Комсомольского месторождения является присутствие во вмещающих породах и рудах значительного количества битумов (Флоровская и др., 1964) в виде вкрапленности и прожилков, связанных, возможно, с заключительной пострудной стадией гидротермального процесса.

Структурно-металлогеническое районирование и прогнозирование. Металлогеническое районирование исследуемой территории в основных чертах согласуется с тектоническим (см. приложение 9). Имеются и некоторые отличия. В металлогеническом отношении все выделенные структуры (Блявинско-Киндерлинская, Чураевская и Сакмаро-Кидрясовская) формируют единую Блявинско-Киндерлинскую рудоносную зону, состоящую из рудоносных подзон и более мелких единиц — рудоносных блоков.

Перспективные оценки на медноколчеданное оруденение различных подзон и блоков базируются на комплексе поисковых предпосылок (структурных, магматических, литологических) и признаков: 1) зоны и участки гидротермально измененных пород; 2) ореолы сульфидизации; 3) осветленные, ямзитизированные образования и породы «железной шляпы»; 4) геохимические и геофизические аномалии.

В пределах Блявинско-Киндерлинской рудоносной зоны наиболее перспективными на медное оруденение являются интенсивно прогнутые синклинальные рудоносные подзоны (Блявинская). Менее перспективными представляются слабо прогнутые синклинали (Утягуловская, Киндерлинская, Ишмуратовская). Неясна перспективность антиклинальных подзон (Сакмаро-Кидрясовская, Чураевская, Беркутовская, Кураганская).

В Блявинской рудоносной подзоне сосредоточены все известные в районе медные месторождения и большинство рудопроявлений, широко развиты образования нижнедевонского липаритового комплекса и наиболее полно представлены остальные благоприятные для оруденения геологические признаки и поисковые предпосылки. В пределах зоны выделяются четыре рудоносных блока: Восточно-Блявинский, Центральнo-Блявинский, Западно-Блявинский и Ракитянский.

Восточно-Блявинский рудоносный блок характеризуется исключительно широким развитием пород кислого состава субвулканической фа-

ции нижнедевонского (?) липаритового комплекса. В пределах блока размещены все медноколчеданные месторождения и много рудопроявлений, связанных с поздними субвулканическими телами и эксплозивными брекчиями этого комплекса. Месторождения приурочены к участкам пересечения крупных длительно развивавшихся разломов различных направлений. Наиболее перспективна южная часть блока (Уразбахтинский участок).

Центрально-Блявинский рудоносный блок характеризуется широким развитием отложений херсонковской свиты и полого залегающих останцов эффузивных пород нижнедевонского (?) липаритового комплекса, сопровождающихся экструзивными, жерловыми и субвулканическими образованиями. С реликтами вулканических построек связаны медноколчеданные рудопроявления и пункты рудной минерализации (Алчембаевское, Зареченское и др.), приуроченные к жерловым и субвулканическим фациям комплекса. Большое значение для локализации оруденения имеют взбросовые и надвиговые структуры. Блявинско-Комсомольский взброс, к которому приурочены одноименные месторождения, расположен на границе Центрально-Блявинского и Восточно-Блявинского рудоносных блоков. Этот взброс, погружающийся под углом 50° на запад, представляет интерес для поисков медноколчеданных месторождений только на больших глубинах (800—1500 м). Подобной структурой может быть и параллельный ему Зареченский надвиг. Наиболее перспективным в данном блоке следует считать Алчембаевский участок.

Западно-Блявинский рудоносный блок характеризуется развитием интрузий, в том числе рудоносного нижнедевонского габбро-диоритового комплекса (рис. 67). С породами этого комплекса тесно ассоциирует слабо изученное медно-сульфидное оруденение прожилково-вкрапленного типа, которое представлено Цессовским, Крыклинским, Заводским, Усергановским и другими рудопроявлениями (Старостин, 1968).

Ракитянский рудоносный блок совпадает с северным центроклинальным замыканием Блявинской синклинали. В его пределах известно несколько незначительных по своим масштабам рудопроявлений. Почти полное отсутствие на его территории субвулканических образований нижнедевонского липаритового комплекса, околорудных изменений, благоприятных структурных факторов предопределяют неперспективность этого блока на медное оруденение.

В качестве примера менее перспективной (чем Блявинская) рудоносной подзоны рассмотрим Утягуловскую. Для нее характерно широкое развитие силурийского базальтового и позднесилурийского липарит-андезитового комплексов и ограниченное распространение нижнедевонского липаритового комплекса. Выделяются Северо-Утягуловский, Центрально-Утягуловский, Южно-Утягуловский и Карповский рудоносные блоки. Наибольший интерес из них представляет Южно-Утягуловский рудоносный блок, обладающий наиболее полным набором благоприятных для локализации руд признаков и предпосылок. Здесь развиты субвулканические тела кислого состава нижнедевонского (?) липаритового комплекса, всеми фациями представлен позднесилурийский липарит-андезитовый комплекс, широким развитием пользуются вулканические структуры, имеется серия рудопроявлений и пунктов рудной минерализации.

Северо-Утягуловский, Центрально-Утягуловский и Карповский рудоносные блоки значительно менее перспективны. Из них Северо-Утягуловский и Карповский расположены в краевых частях рудоносной подзоны, на участках с сильно проявленной дизъюнктивной тектоникой. Рассматриваемые блоки недостаточно изучены. Они характеризуются широким развитием интрузий, среди которых не исключены породы нижнедевонского (?) габбро-диоритового комплекса, перспективные на медно-сульфидные прожилково-вкрапленные руды.

Центрально-Утягуловский рудоносный блок отличается однородностью и простотой внутреннего строения: пологие брахиформные складки сложены породами силурийского базальтового комплекса. Для оцен-

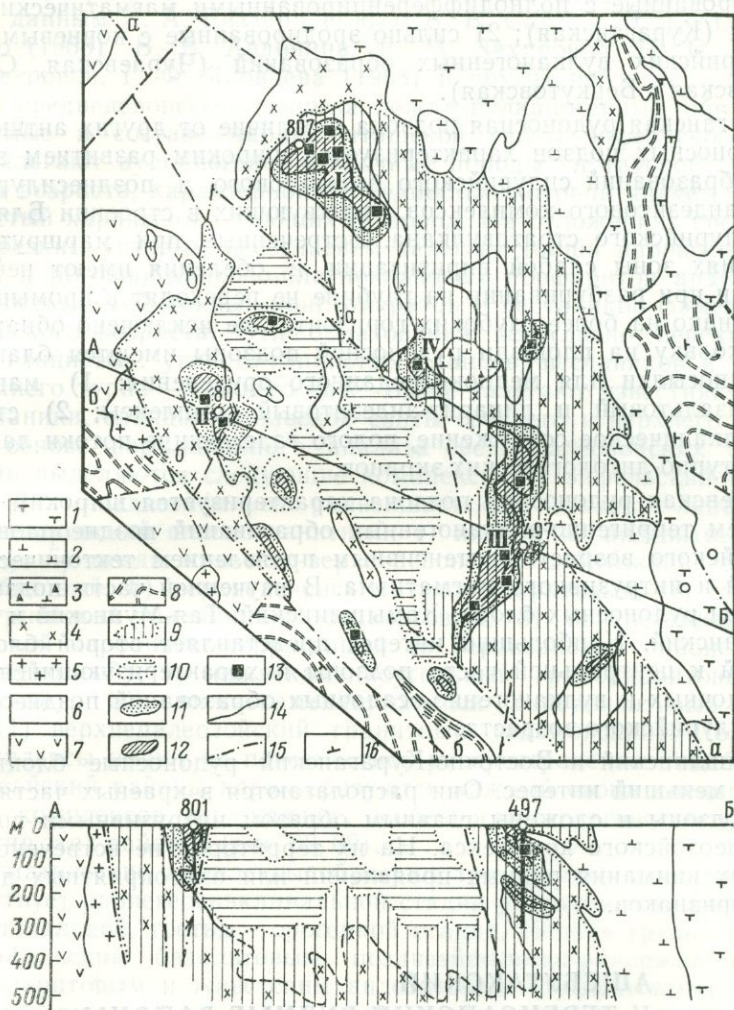


Рис. 67. Схематическая геологическая карта Цессовской группы рудопроявлений

Рудопроявления: I — Заводское, II — Цессовское, III — Крылинское, IV — Центральное. Среднепалеозойский интрузивный комплекс: 1 — гипербазиты; 2 — габбро, нижнедевонский интрузивный комплекс; 3 — эруптивная брекчия габбро и габбро-диоритов; 4 — диориты, силурийский базальтовый комплекс; 5 — субвулканические андезито-лацитовые порфириты. Блявинская свита: 6 — эффузивные диабазы, вариолиты и базальтовые порфириты; 7 — лавы и туфы андезитовых порфиритов. Херсонковская свита: 8 — кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы. Участки развития ассоциаций вторичных минералов гидротермально-метасоматического происхождения; 9 — кварц-хлорит-кальцит-эпидотовой с сульфидами; 10 — темагит-кварцевой. Изолинии содержания меди: 11 — 0,02%; 12 — 0,05%; 13 — штуфовые химические пробы с содержанием меди более 1,0%; 14 — контуры интрузий диоритов; 15 — разломы (аа — Алчембаево-Зареченский, бб — Цессовский); 16 — элементы залегания

ки перспективности данного рудоносного блока требуется дальнейшее изучение (детальное геологическое картирование, сопровождаемое комплексом геохимических и других поисковых работ).

Антиклинальные подзоны в геологическом и особенно в металлогеническом отношении изучены слабее вследствие плохой обнаженности,

чем синклиналильные рудоносные подзоны. На территориях антиклинальных подзон отсутствуют детальные геохимические и геофизические съемки.

Среди антиклинальных подзон нами выделены две группы: 1) слабо эродированные с полнодифференцированными магматическими комплексами (Кураганская); 2) сильно эродированные с корневыми частями силурийских вулканогенных образований (Чураевская, Сакмаро-Кидрясовская и Беркутовская).

Кураганская рудоносная подзона в отличие от других антиклинальных рудоносных подзон характеризуется широким развитием вулканогенных образований силурийского базальтового и позднесилурийского липарит-андезитового комплексов, участвующих в строении Блявтамакского силурийского стратовулкана. Встреченные при маршрутных исследованиях зоны слабой пиритизации и обеления имеют небольшие размеры и при разбуривании на глубине не переходят в промышленные руды. Однако на более глубоких горизонтах не исключено обнаружение руд, поскольку на площади рудоносной подзоны имеются благоприятные предпосылки для медноколчеданного оруденения: 1) магматические — базальтовый и липарит-андезитовый комплексы; 2) структурные — вулканическое сооружение, полого залегающие потоки лав, наличие структурно-литологических экранов.

Чураевская рудоносная подзона характеризуется широким распространением терригенно-вулканогенных образований позднеордовикского и силурийского возраста, интенсивным проявлением тектонических деформаций и интрузивного магматизма. В изученной части подзоны выделены три рудоносных блока: Камышлинский, Тая-Муинский и Восточно-Кураганский. Наибольший интерес представляет второй блок, приуроченный к центральной части подзоны и характеризующийся развитием осадочных и вулканогенно-осадочных образований позднеордовикского и силурийского возраста.

Камышлинский и Восточно-Кураганский рудоносные блоки представляют меньший интерес. Они располагаются в краевых частях рудоносной подзоны и сложены главным образом интрузивными породами среднепалеозойского комплекса. На их территории не встречено заслуживающих внимания рудных проявлений или благоприятных для оруденения признаков.

АЩЕБУТАКСКИЙ И ТЕРЕНСАЙСКИЙ РУДНЫЕ РАЙОНЫ

Ащебутакский и Теренсайский рудные районы расположены в пределах Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала, приурочены к одноименным антиклиналям и обладают сходными чертами геологического строения и металлогении. Они характеризуются месторождениями и рудопроявлениями медноколчеданного и колчеданно-полиметаллического типов. В целом для Восточно-Магнитогорской зоны свойственны некоторые черты, отличающие ее от других структурно-формационных зон Южного Урала. Важнейшими из них являются следующие. Во-первых, наиболее интенсивная раннегеосинклиналильная вулканическая деятельность происходила здесь в нижнем и среднем девоне. Во-вторых, позднегеосинклиналильная стадия характеризуется формированием специфических гранитоидных комплексов магнитогорского типа. В-третьих, большинство месторождений Восточно-Магнитогорской зоны было сформировано в результате проявления двух этапов оруденения — раннего медноколчеданного и позднего — полиметаллического (Яковлев и др., 1966; Яковлев, Еремин, Петрова, 1964).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Ащебутакский и Теренсайский районы сложены вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами преимущественно среднедевонского возраста. Наиболее древними являются условно выделяемые в Теренсайском районе метаморфические образования нижнего палеозоя. По данным Я. А. Рихтера (1964), В. В. Сагло (1966), М. Д. Тесаловского (1968), В. В. Авдониной, Е. М. Захаровой, Н. И. Еремина, Г. С. Петровой, Г. Ф. Яковлева (1968) и других исследователей, в основании среднедевонского разреза лежат вулканогенные образования, выделяемые в составе карамалыташской свиты эйфельского яруса. Выше залегают вулканогенно-осадочные породы улутауской свиты живетского возраста, характерной особенностью которой является ритмично-слоистый характер слагающих ее пород. На отложениях среднего девона с резким угловым несогласием залегают толща пироксен-плагиоклазовых и роговообманково-плагиоклазовых порфиритов андезит-дацитового состава, туфогенных конгломератов и песчаников фаменско-нижнетурнейского возраста. Эти образования несогласно перекрываются толщей глинистых, углисто-глинистых сланцев, песчаников и известняков верхнего турне — нижнего визе. Выше залегают известняки, мраморы, песчаники, сланцы кизильской свиты среднего и верхнего визе.

На основе формационного анализа среди палеозойских образований нами выделяются следующие комплексы: 1) эйфельский базальтовый; 2) позднейфельско-раннеживетский базальт-липаритовый; 3) среднедевонский плагиогранитный; 4) живетский андезитовый (туффитовый); 5) позднеживетско-верхнедевонский субвулканический габбро-диабазовый; 6) верхнедевонский гранодиоритовый; 7) фаменско-нижнетурнейский трахилипарит-базальтовый; 8) верхнетурнейско-нижневизейский карбонатно-терригенный (в Теренсайском районе — терригенно-угленосный); 9) нижнекаменноугольный гранодиоритовый (магнитогорский); 10) нижнекаменноугольный гипербазитовый (аниховский); 11) верхнепалеозойский гранитный (адамовский). Перечисленные комплексы имеют не повсеместное распространение: Ащебутакский и Теренсайский районы характеризуются каждый своим специфическим набором комплексов, отражающих особенности геологического строения и развития этих районов (рис. 68, 69).

Магматические комплексы образуют три группы, одна из которых соответствует раннегеосинклинальной стадии развития, вторая — позднегеосинклинальной, третья — орогенной стадии. Первая группа представлена эйфельским базальтовым, позднейфельско-раннеживетским базальт-липаритовым и живетским андезитовым (туффитовым) комплексами и завершается, возможно, среднедевонским (?) плагиогранитным комплексом.

Вулканизм позднегеосинклинальной стадии не имел широкого развития и проявился в формировании трахилипарит-базальтового комплекса фаменско-нижнетурнейского возраста. Более значительная роль принадлежит интрузивному магматизму, в результате которого в верхнем девоне в начале позднегеосинклинальной стадии сформировался ащебутакский гранодиоритовый комплекс, а в Теренсайском районе — нижнекаменноугольный гранодиоритовый магнитогорский и гипербазитовый аниховский комплексы. Адамовский гранитный комплекс является представителем орогенного магматизма.

Эйфельский базальтовый комплекс представлен преимущественно эффузивами базальтового состава. Потоки базальтовых порфиритов в верхних частях комплекса разделены маломощными прослоями кремнистых и яшмовидных пород, содержащих иногда остатки радиолярий. Породы этого комплекса образовались в результате трещинных подводных излияний.

Система			Стратиграфическая колонка			Мощность, м	Формационная колонка	Положение рудных тел в разрезе	Тектоно-магматическая периодизация				Формации, комплексы, фации				Этапы и типы метаморфизма	Этапы эрудирования	Рудные объекты	
Отдел	Ярус	Свита	Подсвиты	Индекс	Этап (цикл)				Мезостадия	Стадия	Подстадия	Формации	Комплексы	Фации	Интрузивные комплексы	Месторождения			Рудопроявление	
Каменноугол.	Нижний	Юрменск				>200			0 - C ₂	Поздняя D ₃ -C ₂	Верхне-турнейско-нижне-турнейская	Карбонатно-терригенная	Карбонатно-терригенная C ₁ t ₂ -V ₁	Прибрежно-морская; карбонатно-терригенная; лагунарная терригенно-челюскокая						
Верхний	Франский			D ₃ fm-C ₁ t ₁	C ₁ t ₁	0-600			0 - T ₁	Поздняя D ₃ (Fr)	Трахилито-лытовая	Живетский андезитовый (туфритовый) α D ₂ βv	I Наземные и прибрежно-морские: 1. эффузивные 2. пирокластические 3. фация конгломер. 4. фация песчаников II Субвулканические							
Среднедевонский				D ₂ βv шл		>1700							Прибрежно-морские: 1. эффузивные 2. пирокластические 3. осадочно-вулканические II Субвулканические							
Метаморфизм													Среднедевонский плагиогранитный	Район верхнедевонский контактовый метаморфизм	Район верхнедевонский контактовый метаморфизм	Район верхнедевонский полиметаллический	Иссиргужинское	Можаровское, Ащевутах I		
														Позднедевонский полиметаллический	Западно-Ащевутахское	Северо-Восточное, Аномалия 10, Аномалия 14				

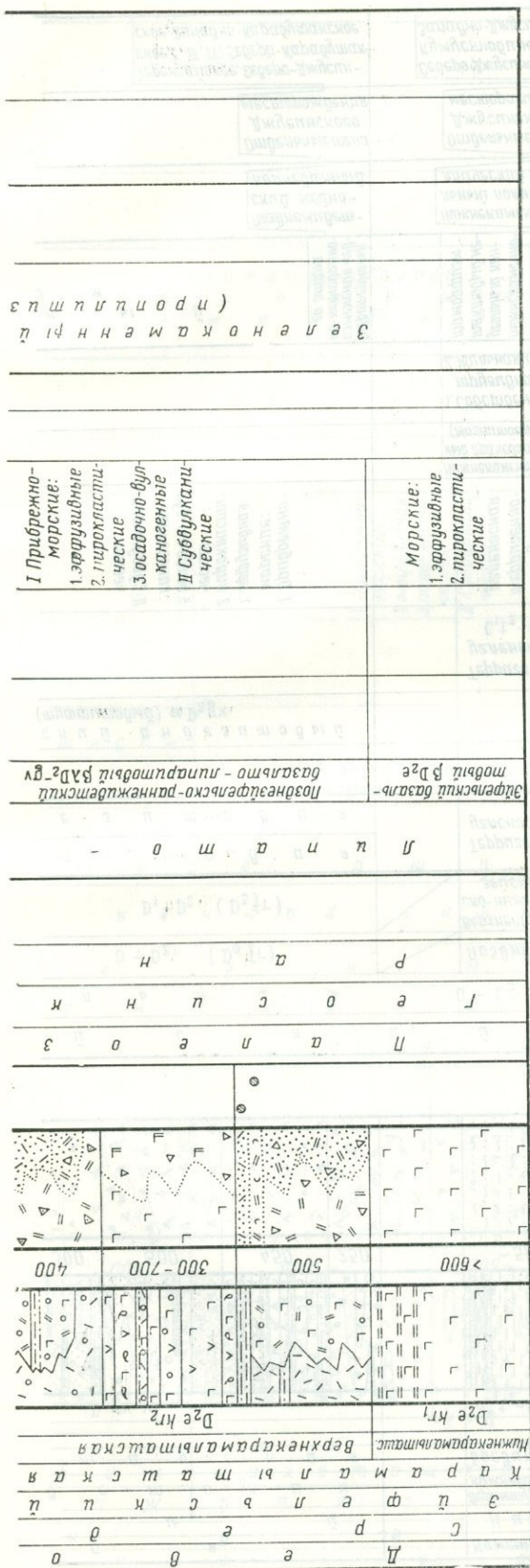


Рис. 68. Формационная схема Ащевутакского рудного района

Позднеэффузивно-раннежизельский базальт-липаритовый комплекс представлен тремя вулканогенными толщами: 1) нижней, сложенной разнообразными породами кислого состава; 2) средней, представленной андезит-базальтовыми порфиритами, их туфами и лавобрекчиями; 3) верхней толщей кислого состава. Этот комплекс характеризуется резкой фациальной изменчивостью. В строении нижней толщи в южной части Ащевутакского района основную роль играют спекшиеся и игнимбритоподобные туфы липаритового состава, обладающие признаками формирования в субаэральных условиях. В Теренсайском районе нижняя толща сложена преимущественно дацитовыми, липарит-дацитовыми порфиритами, в меньшем количестве туфами, иногда туффитами.

Средняя толща более однообразна по составу, для нее характерны признаки образования в морских и прибрежно-морских условиях, причем широко распространены прижерловые фации. Верхняя толща липаритовых порфиров и их туфов по составу, строению, закономерности фациальных изменений имеет много общего с нижней толщей кислых пород. В Ащевутакском районе в ее составе также присутствуют игнимбриты и игнимбритоподобные туфы. Эта толща формировалась в прибрежно-морских и частично наземных условиях, часто отмечаются пирокластические фации прижерловой зоны.

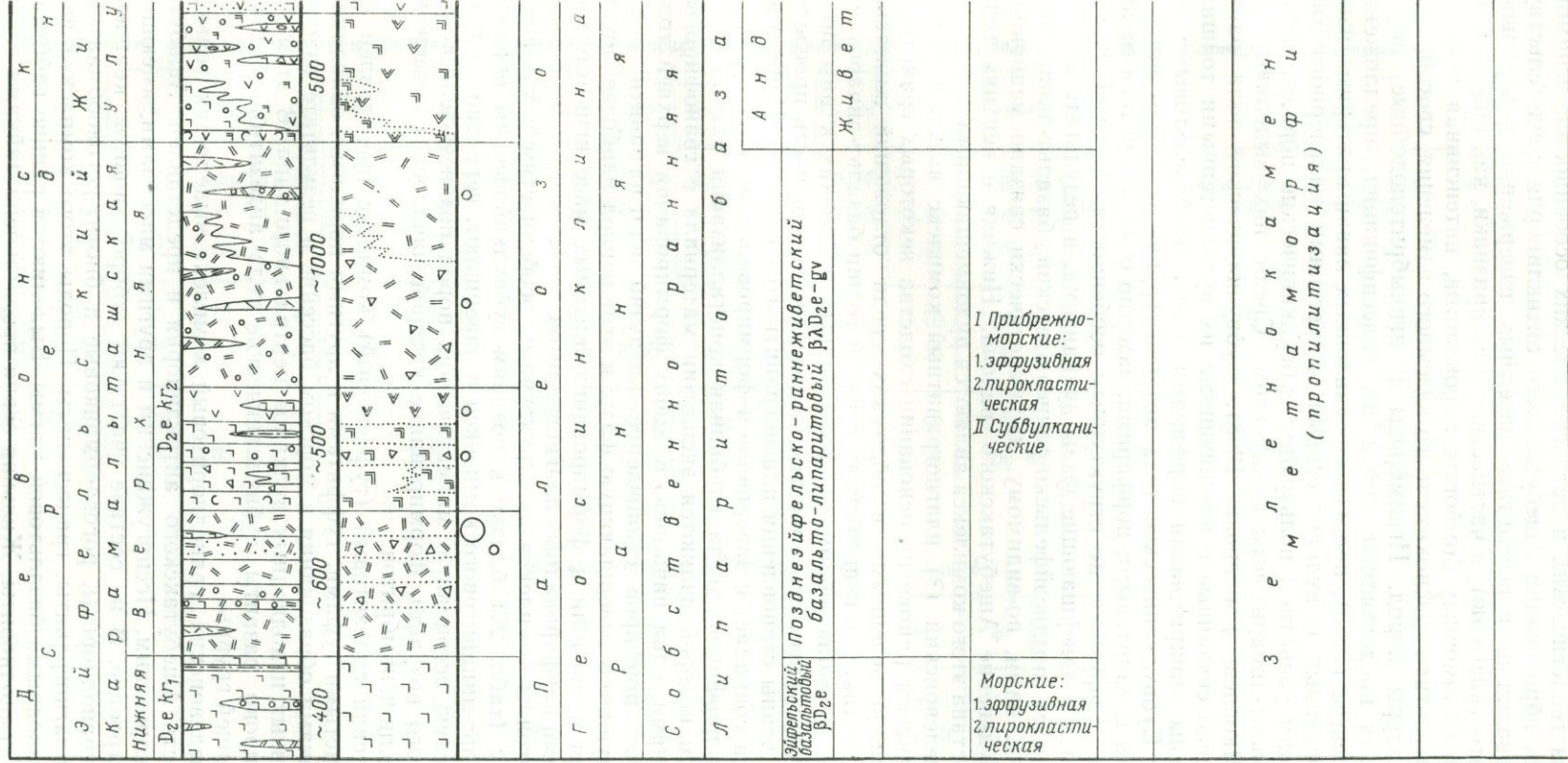


Рис. 69. Формационная схема Теренсайского района

Анализ геологических и петрографических особенностей игнимбри-топодобных образований Ащebutакского антиклинория свидетельствует о формировании их в результате наземных извержений центрального типа. На это указывают, в частности, такие признаки, как широкое развитие грубообломочных бомбовых пирокластов, интенсивная гематитизация в результате краснокаменного наземного изменения, своеобразные микроструктуры пород. Игнимбриды и игнимбритоподобные породы этого района представляют собой по классификации, предложенной Е. К. Устиевым (1963), продукты раскаленных лавин кратерных извержений, связанных с вулканическими депрессиями кальдерного типа.

Широким развитием пользуются субвулканические породы, связанные с базальт-липаритовым комплексом. Среди них выделяются две группы (Яковлев, Гончарова, 1968). Субвулканические тела ранней группы, тесно связанные с вмещающими их вулканогенными толщами, представлены липаритовыми порфирами и андезит-базальтовыми порфиритами. Субвулканические тела поздней группы сложены липарит-дацитовыми и дацитовыми порфирами, заметно отличающимися от вмещающих их эффузивов по структурным особенностям и химизму. Они образовались в завершающие фазы вулканизма, в результате которого сформировался позднеэйфельско-раннеживетский базальт-липаритовый комплекс. С ними, по-видимому, парагенетически связано медноколчеданное оруденение Ащebutакского района. Нижняя и верхняя толщи кислого состава этого комплекса являются рудовмещающими.

Среднедевонский (?) плагиигранитный комплекс выделен условно в Ащebutакском районе на основании сходства некоторых гранитоидов с породами, встреченными в обломках среди отложений живетского комплекса, а также в игнимбридах верхней толщи базальт-липаритового комплекса. Изучение обломков гранитоидных и близких к ним по составу и структурным особенностям пород дает возможность проследить некоторые этапы становления плагиигранитного комплекса. Начало этого процесса совпадает с завершением формирования нижней толщи липаритовых порфиров, когда глубинная кристаллизация расплава, свидетельством которой являются эксплозии материала с гранофировыми образованиями, едва началась. К концу формирования верхней толщи липаритовых порфиров становление интрузий плагиигранитного комплекса вступило в завершающую фазу; в этот период наиболее мощные извержения приводили к формированию крупных масс игнимбридов с включениями порфировидных плагиигранитов.

Гранитоиды комплекса по структурным особенностям и химическому составу (табл. 25) близки к поздним субвулканическим образованиям базальт-липаритового комплекса и завершают, вероятно, вулкано-плутоническую ассоциацию магматических пород позднеэйфельско-раннеживетского возраста, формирование которой началось с отложения мощных толщ игнимбридов.

Живетский андезитовый (туффовый) комплекс представлен ритмично-слоистыми туфами, туффитами и другими породами, обладающими признаками образования в морском бассейне в результате извержений островных и подводных вулканов центрального типа. В этом комплексе широко развиты субвулканические тела андезит-базальтового состава ранней группы.

Верхнедевонский гранодиоритовый комплекс выделяется только в южной части Ащebutакского антиклинория и представлен Ащebutакским, Можаровским, Иссиргужинским и другими массивами, имеющими сложное строение. В их составе участвуют габбро, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, роговообманковые и биотит-роговообманковые граниты, плагииграниты, граносиениты. Породы этого комплекса являются производными базальтовой магмы. Выделяются ранние габброиды и поздние гранодиориты. Жильная серия представлена дайками габбро-

Химические анализы плагиогранитов среднедевонского (?) возраста, субвулканических липаритовых порфиров и обломков интрузивных пород

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	H ₂ O	Сумма	Порода
А-88	74,81	0,26	Следы	12,05	2,72	1,58	Следы	0,96	1,35	4,86	1,14	0,77	—	100,50	Субвулканические липаритовые порфиры базальт-липаритового комплекса
А-28	76,62	0,19	0,05	11,57	0,73	2,22	0,02	0,62	0,52	4,79	1,08	2,35	0,40	100,75	
А-44	72,70	0,41	0,08	12,75	2,37	2,36	0,02	0,50	1,76	4,12	2,46	0,75	0,35	100,28	
1965	75,82	0,15	0,01	11,49	1,04	0,95	0,08	1,66	0,51	5,67	0,36	1,80	0,10	99,54	Обломки плагиогранитов в игнимбритах
А-20	76,21	0,19	0,03	11,27	0,62	2,50	0,09	1,01	1,40	3,65	1,68	2,20	0,35	100,85	
1525	71,32	0,49	—	13,94	2,48	1,21	0,02	0,54	2,51	7,92	0,17	0,21	0,52	100,81	Плагиограниты и гранодиориты—останцы в верхнепалеозойских гранитоидах
1431	69,73	0,38	0,05	11,77	1,21	3,73	—	1,30	1,23	3,95	2,40	4,90	0,22	100,65	

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>S</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>φ</i>	<i>t</i>	<i>Q</i>
11,7	1,5	5,7	81,1	10,2	62,9	26,9	—	86,1	38,2	0,2	+37,3
11,4	0,6	5,5	82,3	35,7	46,5	17,7	—	87,0	10,5	0,1	+41,2
12,2	2,0	5,1	80,5	2,8	81,1	16,0	—	71,7	38,3	0,4	+34,4
12,2	0,58	5,68	81,52	1,6	31,8	46,6	—	96,3	15,9	0,2	+38,1
9,9	1,6	5,6	82,7	20,4	50,5	28,9	—	76,7	8,9	0,1	+43,9
16,6	0,4	6,4	76,6	—	49,0	13,0	38,0	98,4	32,0	0,5	+19,6
12,1	1,4	7,4	79,1	11,0	59,6	29,4	—	71,9	12,8	0,4	+32,6

порфиритов, связанными с ранним подкомплексом, и поздними дайками гранодиорит-порфириров и сиенит-порфириров. С последней группой ассоциирует полиметаллическое оруденение Ащebutакского района.

В северной части Ащebutакского антиклинория, как и в Теренсайском районе и в пределах всей Восточно-Магнитогорской зоны, гранитоиды подобного типа имеют более молодой — нижнекаменноугольный возраст (магнитогорский комплекс) и формируются в конце позднегеосинклинальной стадии.

Позднеживетско-верхнедевонский габбро-диабазовый комплекс развит в Теренсайском антиклинории и представлен исключительно субвулканическими образованиями. К нему относятся тела и дайки диабазов, диабазовых порфириров и габбро-диабазов, залегающие среди пород эйфельского, позднейфельско-раннеживетского и живетского комплексов. Данные образования имеют парагенетическую связь с позднейфельско-раннеживетским комплексом, на что указывает родство петрографических, петрохимических и геохимических признаков. Между внедрением субвулканических тел и формированием вулканогенных пород позднеэйфельско-раннеживетского комплекса имел место значительный перерыв, обусловленный длительным, прерывистым характером эволюции магматического очага. С описываемым субвулканическим комплексом в Теренсайском районе ассоциирует колчеданное оруденение.

Фаменско-нижнетурнейский трахилипарит-базальтовый комплекс сложен пироксен-плагиоклазовыми и роговообманково-плагиоклазовыми порфиритами, туфами, туффитами, туфоконгломератами и песчаниками. Породы комплекса формировались в прибрежно-морских, отчасти субаэральных условиях. Широким развитием пользуются субвулканические породы, среди которых выделяются пироксен-плагиоклазовые порфириты андезит-базальтового состава ранней группы и поздние трахилипаритовые порфиры.

Нижнекаменноугольный (магнитогорский) гранодиоритовый комплекс представлен Теренсайским массивом, имеющим сложное строение, и большим количеством мелких тел и даек. В составе комплекса участвуют сиениты, граносиениты, гранодиориты, плагиограниты, диориты и габбро. Интрузивные образования комплекса имеют гипабиссальный характер. Петрографические и петрохимические особенности, а также металлогеническая специализация позволяют отнести этот комплекс к габбровой формации, сформировавшейся в заключительную стадию позднегеосинклинального магматизма. С данным комплексом связано полиметаллическое оруденение Теренсайского района.

Нижнекаменноугольный (аниховский) гипербазитовый комплекс представлен небольшими массивами, сложенными апоперидотитовыми и аподунитовыми серпентинитами, габбро, габбро-норитами, габбро-диабазами.

К верхнепалеозойскому (адамовскому) гранитному комплексу принадлежат в Теренсайском районе Карабутакский, Кумустюбинский массивы и несколько мелких тел. В их строении принимают участие биотитовые, амфибол-биотитовые граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, лейкократовые аплитовидные биотитовые граниты, аляскитовые граниты. Жильная серия представлена различными гранитами, аплитами, пегматитами и кварцевыми жилами. Интрузии адамовского комплекса сформировались в несколько фаз. Процесс становления интрузивов завершился широким развитием калиевого метасоматоза. Комплекс принадлежит к орогенной гранитной формации (Соболев, 1963; Штейнберг, 1964).

Свойства и основные особенности вулканогенных, вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексов изменяются закономерно. Изменение характера вулканических процессов выражается в резком увели-

чении, а затем в преобладании вулканизма центрального типа. В более древних комплексах развиты главным образом морские эффузивные фации, в более молодых намечается тенденция к резкому увеличению и преобладанию прибрежно-морских туффовых и осадочных фаций пород.

Базальтовый, базальт-липаритовый и андезитовый комплексы образуют единый ряд, в котором последовательно происходит увеличение щелочности; эйфельский базальтовый и позднейфельско-ранне-живетский базальт-липаритовый комплексы соответствуют известково-щелочному ряду, а живетский андезитовый комплекс, завершающий раннегеосинклинальную стадию, представляет собой переходный тип между известково-щелочными и щелочными рядами магм (рис. 70, 71, 72). Осо-

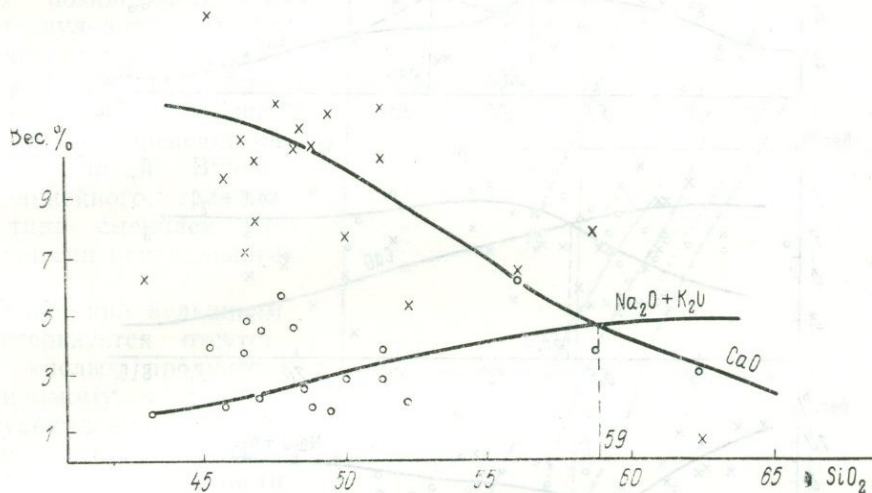


Рис. 70. Вариационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и CaO для пород эйфельского базальтового комплекса
Условные обозначения см. на рис. 73

бое место занимает фаменско-нижнетурнейский трахилипарит-базальтовый комплекс, отличающийся очень малым щелочноземельным индексом и высоким содержанием калия. Петрохимические особенности свидетельствуют о тесном родстве его с ащебутакским гранодиоритовым комплексом (рис. 73).

В изученных районах широко проявлены изменения пород, вызванные метаморфическими и метасоматическими процессами (табл. 26). Наиболее ранним является процесс среднедевонской пропилитизации, охватившей все породы раннегеосинклинальных комплексов и выразившейся в интенсивном зеленокаменном перерождении их. При этом в породах эйфельского базальтового комплекса развиты минеральные ассоциации хлорит-эпидотовой зоны. Породы позднейфельско-раннеживетского базальт-липаритового комплекса характеризуются развитием альбит-хлоритовой зоны. К породам живетского андезитового комплекса приурочены минеральные ассоциации пренит-пумпеллиитовой зоны, а в Теренсайском районе также ассоциации хлорит-эпидотовой зоны. Эти изменения генетически связаны с вулканической деятельностью (Коржинский, 1961; Набоко, 1963; Бородаевская и др., 1965 и др.) и имели место в раннегеосинклинальную стадию. В эту же стадию проявились некоторые типы локального метаморфизма, к которым относятся гематитизация пород и альбит-эпидотовые изменения, связанные с субвулканическими телами. Процессы изменений раннегеосинклинальной стадии завершаются локально проявленным интенсивным кислотным выщелачиванием, сопровождающим медноколчеданное оруденение.

В позднегеосинклиналию стадию наиболее характерны процессы метазенеза (краснокаменного изменения) пород фаменско-нижнетурнейского возраста, а также контактовый метаморфизм, обусловленный гранитоидами ащебутакского и магнитогорского комплексов. С этими комплексами связаны также гидротермальные изменения, сопровождающие полиметаллическое оруденение.

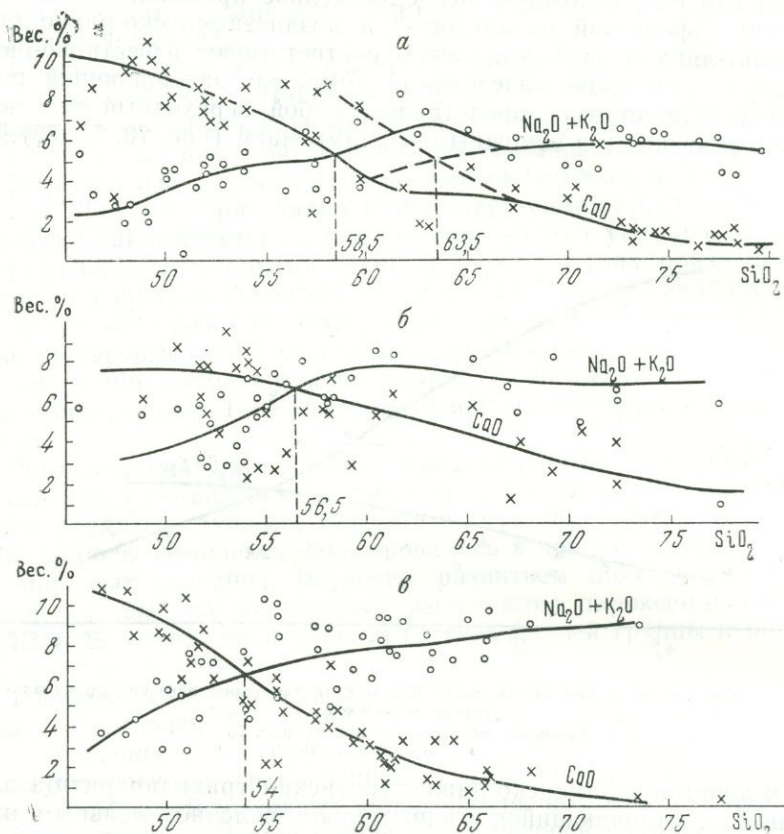


Рис. 71. Вариационные диаграммы $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и CaO для пород позднеэфельского — раннеживетского базальт-диоритового комплекса (а), живетского андезитового комплекса (б) и фаменско-нижнетурнейского трахиллипарит-базальтового комплекса (в)

Условные обозначения см. на рис. 73

Орогенный этап метаморфизма связан с верхнепалеозойскими гранитными интрузиями и представлен контактовым метаморфизмом, приведшим к образованию различного рода роговиков (биотитовых, биотит-актинолитовых, ставролит-андалузитовых) и к преобразованию колчеданных руд в колчеданно-пирротиновые. Последнее имеет место в зоне экзоконтакта Карабутакского массива в Теренсайском районе. Пространственные взаимоотношения различных ассоциаций можно видеть из фрагмента детальной карты метаморфизма Ащебутакского района (см. рис. 28).

Особенности пространственного размещения магматических пород, а также анализ фаций и мощностей вулканогенных комплексов, произведенный в процессе составления структурно-формационной основы металлогенических карт, позволил установить специфические особенности, свойственные каждому из описываемых районов. В этом отношении Теренсайский район наиболее типичен для Восточно-Магнитогорской зоны.

Среднедевонский вулканизм, начавшийся в этой зоне после незначительных локальных поднятий, имевших место в конце нижнего девона, характеризует собой собственно раннюю стадию раннегеосинклинали стадии (Яковлев и др., 1966). Начало среднедевонского вулканизма ознаменовано мощными излияниями трещинного типа базальтовых порфиритов, и только в самом конце времени формирования эйфельского базальтового комплекса увеличивается роль пирокластических образований и появляются первые признаки локально проявленного кислого вулканизма.

В позднеэйфельское время вулканизм имел дифференцированный характер. В это время происходит заложение Ащebutакской и Теренсайской геосинклиналей. Вулканизм линейного, трещинного типа сменился извержениями центрального типа.

Живетский вулканизм характеризуется отсутствием кислых продуктов. По-видимому, в это время существовали недифференцированные магматические очаги. Области повышенной активности живетского вулканизма наблюдаются в Теренсайском районе на западном крыле и северном замыкании Карагандысайской синклинали.

Позднегеосинклиальная стадия характеризуется затуханием вулканизма, который проявляется в форме прибрежно-морских и субэаральных извержений лав и туфов щелочного состава. Конец позднегеосинклиальной стадии ознаменован формированием магнитогорского гранодиоритового комплекса.

Ащebutакскому антиклинорию свойствен существенно иной характер вулканизма и история развития, что отличает его от всей остальной территории Восточно-Магнитогорской зоны. В южной части антиклинория отчетливо проявлено блоковое строение. Выделено четыре структурно-фациальных блока: Южно-Ащebutакский, Ащebutакский, Можаровско-Исиргужинский и Кумакский (рис. 74). Каждый из них характеризуется резко различным типом разреза (рис. 75), своеобразием складчатых структур и особенностями развития вулканизма. Блоки ограничены системами разломов запад-северо-западного и восток-северо-восточного направлений (Авдонин и др., 1968). Блоки, испытавшие длительное погружение, характеризуются наиболее активной вулканической деятель-

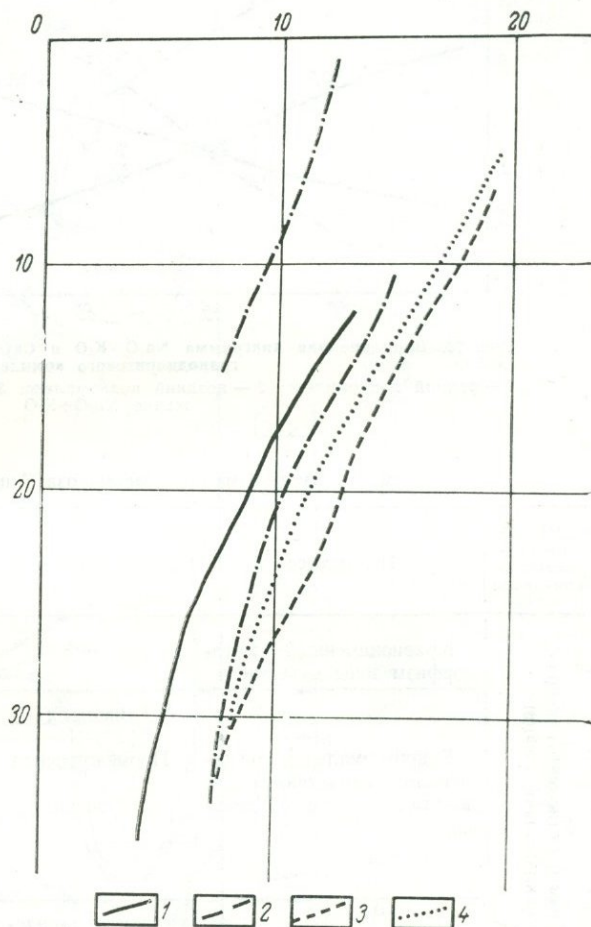


Рис. 72. Вариационные кривые:

1 — эйфельского базальтового комплекса; 2 — позднеэйфельско-раннеживетского базальт-дипаритового; 3 — живетского андезитового (туффитового); 4 — фаменско-нижнетурнейского трахилларит-базальтового комплекса

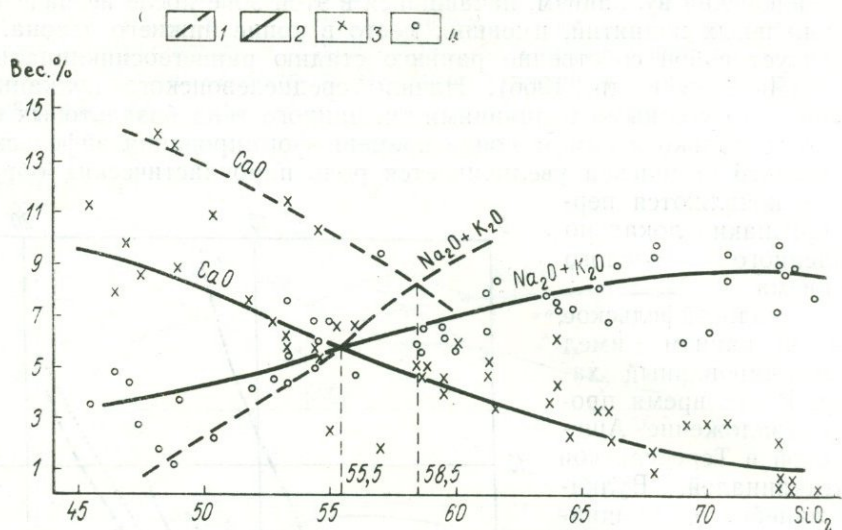


Рис. 73. Вариационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и CaO для пород верхнедевонского гранодиоритового комплекса

1 — ранний подкомплекс; 2 — поздний подкомплекс; 3 — содержание CaO ; 4 — содержание $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$

Таблица 26

Схема метаморфизма и метасоматоза Ашебутакского района

Место в геосинклинальном цикле	Тип процесса	Зона	Минеральная ассоциация
Метаморфизм и метасоматоз поздне-геосинклинальной стадии	Краснокаменный метаморфизм зоны метагенеза		Кальцит-хлорит-гематитовая Альбит-хлоритовая (редко)
	Гидротермальная аргиллизация, связанная с полиметаллическим оруденением	Внешняя	Кварц-(альбит)-хлоритовая Кварц-хлорит-анкеритовая
		Промежуточная Внутренняя	Кварц-гидрослюдисто-хлоритовая Кварц-(каолинит)-гидрослюдисто-анкеритовая Кварц-каолинит-гидрослюдистая
Контактный метаморфизм	Внешняя (эпидотизации) Внутренняя (ороговикования)	Кальцит-эпидот-гранатовая Эпидот-актинолитовая Альбит-актинолитовая Биотит-кордиеритовая Плагиоклаз-роговообманковая	
Метаморфизм и метасоматоз раннегеосинклинальной стадии	Околорудный метасоматоз, связанный с медно-колчеданным оруденением	Внешняя Промежуточная Внутренняя	Кварц-карбонат-хлоритовая Кварц-серицит-хлоритовая Кварц-серицитовая
	Постсубвулканический гидротермальный метасоматоз	Внешняя Внутренняя	Альбит-эпидотовая Гематит-альбит-кварцевая
	Пропилитизация	Пренил-пумпеллиновая Альбит-хлоритовая Хлорит-эпидотовая	Кварц-кальцит-прениитовая Альбит-хлорит-пумпеллиитовая Альбит-хлорит-кальцитовая Альбит-хлорит-кварцевая Альбит-эпидот-хлоритовая Актинолит-альбит-эпидотовая

ностью (рис. 76). Для позднеэйфельско-раннеживетского времени характерна обстановка, напоминающая развитие вулканизма островных дуг.

Наиболее бурная деятельность, обусловившая накопление мощной толщи липаритовых порфиров и их туфов, среди которых преобладают

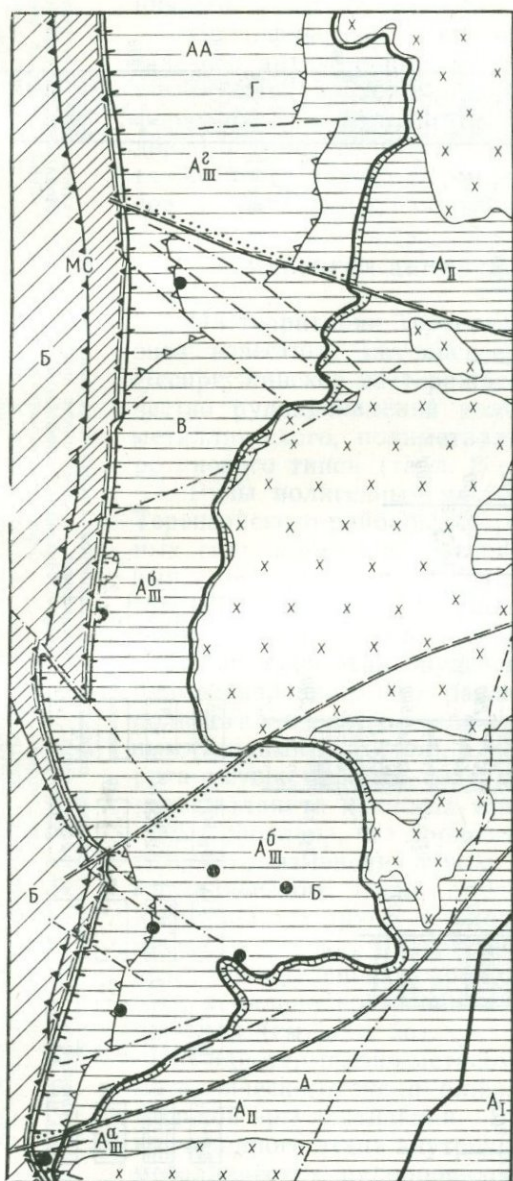


Рис. 74. Схема тектонического и металлогенического районирования

- 1 — верхнетурнейско-наюрский структурный этаж; 2 — фаменско-нижетурнейский структурный этаж (фаменско-нижетурнейский трахилипарит-базальтовый комплекс). Нижнедевонско-живетский структурный этаж; 3 — живетский (живетско-франский (?) структурный подэтаж (андезитовый туфитовый комплекс). Нижнедевонско-эйфельский структурный подэтаж; 4 — базальт-липаритовый комплекс; 5 — базальтовый комплекс; 6 — граница структурно-фациальных зон: Магнитогорского синклиория (МС) и Ашебутакского антиклиория (АА); 7 — границы структурных подэтажей; 8 — границы структурных подэтажей; 9 — границы вулканических комплексов, входящих в состав одного структурного подэтажа; 10 — разломы; 11 — разломы, ограничивающие структурно-фациальные блоки: А — Южно-Ашебутакский, В — Можаровско-Иссиргужинский, Г — Кумакский; 12 — гранитидные массивы верхнедевонского Ашебутакского комплекса; 13 — границы Ашебутакской рудоносной зоны; 14 — границы рудоносных подзон; 15 — границы рудоносных блоков; 16 — месторождения и рудопроявления. А — Ашебутакская рудоносная зона; А¹ — Камсакская подзона, А^{II} — Восточная подзона, А^{III} — Западная подзона, А^a — Южно-Ашебутакский рудоносный блок; А^b — Ашебутакский рудоносный блок; А^b — Можаровско-Иссиргужинский рудоносный блок; А² — Кумакский рудоносный блок; Б — площади, расположенные за пределами Ашебутакской рудоносной зоны

спекшиеся разности, развивалась в южной части района в пределах Ашебутакского структурно-фациального блока. Накопление нижней толщи кислого состава происходило довольно быстро и сопровождалось, по-видимому, образованием крупной вулканической постройки, которая на протяжении долгого времени возвышалась над уровнем моря, чем и объясняется широкое развитие в этой толще наземных фаций.

Возникновение и развитие блоковой структуры в южной части Ашебутакского антиклиория обусловлено возникновением и активной деятельностью в среднем девоне крупного периферического очага, механизм

Южно-ащевутахский структурно-фациальный блок

Ащевутахский структурно-фациальный блок

Можаровско-Исиргузинский структурно-фациальный блок

Кумахский структурно-фациальный блок

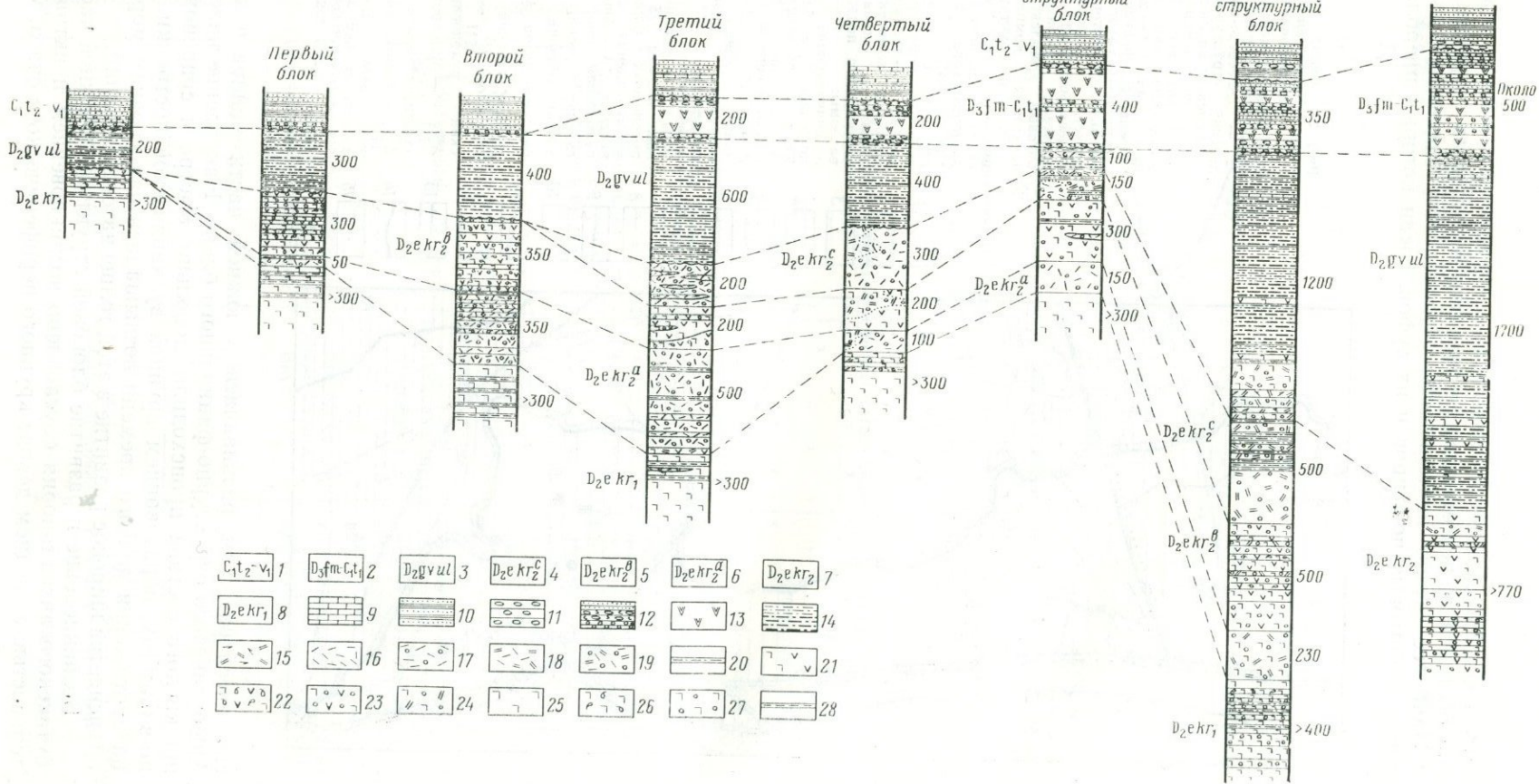


Рис. 75. Схема сопоставления разрезов палеозойских отложений Ащевутакского района

1 — верхнетурнейско-нижневизейские образования; 2 — фаменско-нижнетурнейские образования; 3 — живетский ярус, улутауская свита, карамалы-ташская свита, верхнекарамалыташская подсвита; 4 — верхняя кислая толща; 5 — средняя глинистая толща; 6 — нижняя кислая толща; 7 — верхнекарамалыташская подсвита, нерасчлененная; 8 — нижнекарамалыташская подсвита; 9 — известняки, гравелисты, песчаники; 10 — глинистые, углесто-глинистые сланцы, песчаники; 11 — базальные конгломераты; 12 — туфогенные конгломераты; 13 — андезитовые и андезито-дацитовые порфириты; 14 — ритмично-слоистые туффиты и туфы улутауской свиты; 15 — ичимбриты; 16 — липаритовые порфиры; 17 — туфы липаритовых порфиров; 18 — липарит-дацитовые порфиры; 19 — туфы липарит-дацитовых порфиров; 20 — прослон тонкообломочных туффитов; 21 — андезит-базальтовые порфириты; 22 — лавобрекчи андезит-базальтовых порфиров; 23 — туфы андезит-базальтовых порфиритов; 24 — агломератные туфы; 25 — диабазовые и базальтовые порфириты; 26 — лавовые брекчи базальтовых порфиров; 27 — туфы базальтовых порфиритов; 28 — прослон кремнисто-гематитовых пород

формирования которого, видимо, близок к описанному Е. К. Мархиным (1964). Дифференциальные движения блоков, вероятно, вызваны процессами образования вулканотектонических депрессий в связи с деятельностью этого очага: опускания блоков происходили при извержениях игнимбритов в результате частичного опустошения его.

Специфической особенностью южной части Ащевутакского антиклинория является интенсивное развитие игнимбритов и сходных с ними образований, признаки формирования вулканотектонических депрессий кальдерного типа, тесно связанных с этими процессами, а также более раннее формирование гранитоидных массивов (в начале позднегеосинклинальной стадии).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

На территории Теренсайского и Ащевутакского районов известны Джусинское, Западно-Ащевутакское и Иссиргужинское месторождения, а также большое количество рудопроявлений колчеданного, колчеданно-полиметаллического, полиметаллического и колчеданно-пирротинового типов (табл. 27, 28).

Руды полигенных месторождений Ащевутакского и Теренсайского районов образовались в два разновозрастных гидротермального этапа. В первый медноколчеданный этап были сформированы массивные и прожилково-вкрапленные руды, состоящие существенно из пирита, халькопирита и сфалерита (марматита). Второй — полиметаллический этап оруденения проявлен почти во всех рудопроявлениях, но с различной интенсивностью. Руды полиметаллического этапа значительно богаче минеральными видами и состоят в основном из пирита и сфалерита с существенным содержанием барита и халькопирита, галенита и иногда теннантита.

Установлено, что процессы гидротермально-метасоматического изменения пород медноколчеданного и полиметаллического этапов оруденения существенно отличаются друг от друга (Авдонин, 1970). Гидротермально-метасоматические процессы, сопровождающие колчеданный этап оруденения, приводят к формированию обширных, зонально построенных ореолов кварц-серицитового профиля (см. рис. 28).

Гидротермально-метасоматические изменения полиметаллического этапа близки по характеру гидротермальной аргиллитизации. В отличие от метасоматитов колчеданного этапа внутренние зоны ореолов на полиметаллических рудопроявлениях Ащевутакского района характеризуются весьма значительным содержанием гидрослюда и каолинита и широким развитием анкерита (см. рис. 30). Выявленные особенности гидротермальных изменений позволяют достаточно уверенно различать метасоматиты двух этапов оруденения, что имеет важное значение при поисковых работах.

Все известные рудные тела в Ащевутакском и Теренсайском районах располагаются в трех частях стратиграфического разреза: 1) в нижней части улутауской свиты — в отложениях второго и третьего ритмов (Ис-

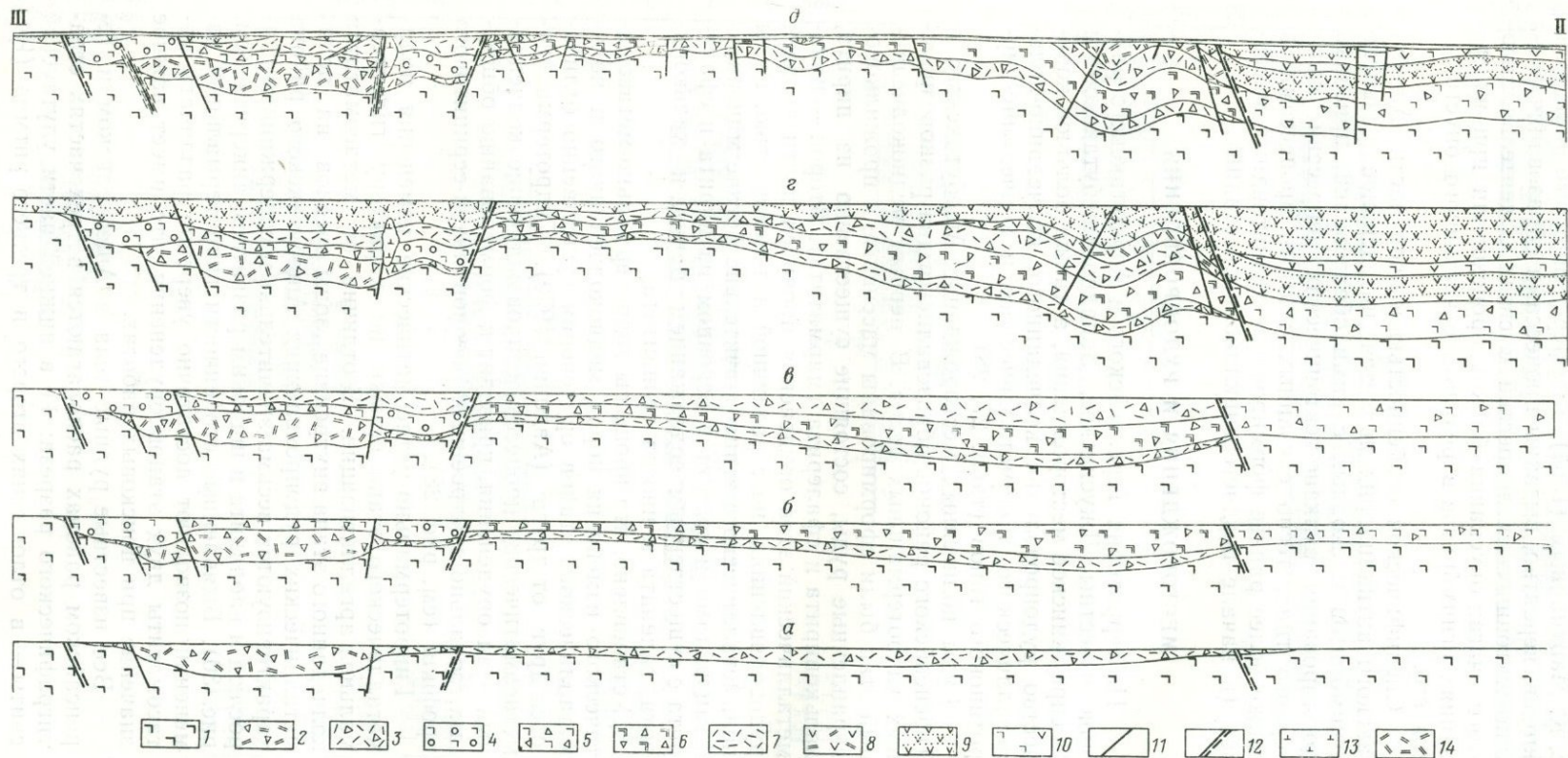


Рис. 76. Продольный схематический геологический разрез и его палеофациальная реконструкция

а — к началу отложения средней андезит-базальтовой толщи верхнекарамалыташской подсвиты; б — к началу отложения верхней кислой толщи верхнекарамалыташской подсвиты; в — к началу отложения улутауской свиты; г — к началу отложения фаменско-нижнетурнейской толщи; д — продольный схематический геологический разрез (современный)

1 — диабазы и базальтовые порфириты нижнекарамалыташской подсвиты; 2 — прибрежно-морская пирокластическая фация кислого состава околожерловой зоны; 3 — прибрежно-морская пирокластическая фация кислого состава промежуточной зоны; 4 — морская эффузивная и пирокластическая фации основного состава околожерловой зоны; 5 — морская эффузивная и пирокластическая фации основного состава промежуточной зоны; 6 — прибрежно-морская фация основного состава околожерловой зоны; 7 — морская фация кислого состава промежуточной зоны; 8 — прибрежно-морская пирокластическая фация кислого состава околожерловой зоны; 9 — осадочно-вулканогенная фация среднего состава удаленной зоны; 10 — прибрежно-морская эффузивная фация основного состава; 11 — субвулканические трахилипаритовые порфиры фаменско-нижнетурнейского трахилипарит-базальтового комплекса; 12 — габбро раннего подкомплекса верхнедевонского (ащебутацкого) интрузивного комплекса; 13 — разломы; 14 — разломы, разделяющие структурно-фациальные блоки

сиргужинское, Ащebutак-1); 2) среди пород верхней толщи кислого состава верхнекарамалыташской подсвиты вблизи контакта ее с улугтауской свитой или в непосредственном контакте (Западно-Ащebutакское, Аномалия-14, Можаровское, Кумус-Тюбинское, Южно-Джусинское, Западно-Карабутакское, Восточно-Карабутакское); 3) среди пород нижней толщи кислого состава верхнекарамалыташской подсвиты у контакта ее со средней андезит-базальтовой толщей (Джусинское месторождение, Северо-Джусинские рудопроявления I, II, III и IV, а также Аномалия-10, Северо-Восточное, Центральное).

Установлено, что приуроченность рудных тел к указанным стратиграфическим горизонтам определяется связью оруденения с определенными магматическими комплексами, литологическими особенностями вмещающих пород, их физическими и механическими свойствами и структурной обстановкой.

Все рудопроявления приурочены главным образом к породам кислого состава — туфам липаритовых, липарит-дацитовых порфиритов и реже к агломератовым туфам. Толщи андезит-базальтовых порфиритов, как и пачки тонкообломочных туфов живетского комплекса, играют роль структурно-литологических экранов. На Джусинском месторождении роль местных экранов играют также субвулканические дайки габбро-диабазов позднеживетско-верхнедевонского комплекса (рис. 77).

Важной особенностью всех месторождений и рудопроявлений района является их приуроченность к разрывным нарушениям — разломам, зонам брекчирования и рассланцевания. Наиболее отчетливо проявлена рудоконтролирующая роль разломов северо-западного простирания. Немаловажную роль в локализации оруденения играют складчатые структуры, о чем свидетельствует приуроченность некоторых рудопроявлений к осевым частям брахиантиклинальных складок. Необходимо подчеркнуть то обстоятельство, что разрывные и складчатые рудоносные структуры, как правило, имеют древнее заложение и являются синвулканическими структурами.

Медноколчеданное оруденение Ащebutакского района имеет скорее всего позднеживетский возраст, а в Теренсайском районе, возможно, несколько более молодой — позднеживетско-верхнедевонский. Возраст полиметаллического оруденения в описываемых районах различается более существенно. В Ащebutакском районе установлено, что формирование трахилипарит-базальтового комплекса происходило позднее образования полиметаллических руд (Авдонин, 1970).

В Теренсайском районе наиболее вероятно парагенетическая связь полиметаллического оруденения с дорудными дайками габбро-диоритов и диоритов нижнекаменноугольного магнитогорского комплекса (Еремич, 1964).

Поисковые геологические предпосылки и признаки. Рассмотренные выше закономерности образования и размещения медноколчеданных и полиметаллических рудных объектов позволяют наметить ряд благоприятных геологических предпосылок: магматических, литологических, структурных.

Магматические предпосылки. Основным условием, определяющим возможность обнаружения колчеданных месторождений, является развитие рудоносных магматических комплексов. В Ащebutакском районе медноколчеданные месторождения связаны с позднеэфельско-раннеживетским базальт-липаритовым комплексом, а полиметаллическое оруденение парагенетически связано с жильной серией ащebutакского гранодиоритового комплекса. Поэтому наиболее перспективной для поисков медноколчеданных месторождений является полоса развития пород базальт-липаритового комплекса в центральной части района. Будучи парагенетически связанными с липарит-дацитовыми порфирами поздней субвулканической фации, медноколчеданные месторождения и рудопроявления

Классификация рудных объектов Ащевутацкого района

Тип оруденения	Медноколчеданный		Колчеданно-полиметаллический			Полиметаллический	
	Минеральные типы руд	Пиритовый, пирит-халькопиритовый, пирит-халькопирит-сфалеритовый		Пирит-сфалерит-халькопиритовый		Пирит-галенит-сфалерит-халькопиритовый	
Текстурно-структурные типы руд	Массивные и прожилково-вкрапленные		Прожилково-вкрапленные		Вкрапленные и прожилково-вкрапленные		
Морфология рудных тел	Линзовидные залежи и тела сложной формы		Крутопадающие минерализованные зоны и тела сложной формы		Крутопадающие минерализованные зоны		Пологие линзовидные залежи
Связь оруденения с магматическими комплексами	Раннегеосинклинальный позднейфельско-раннеживетский базальт-липаритовый комплекс			Позднегеосинклинальный верхнедевонский гранодиоритовый комплекс			
Положение рудных тел в стратиграфическом разрезе	Верхняя толща кислого состава верхнекарамалыташской подсвиты		Нижняя толща кислого состава верхнекарамалыташской подсвиты		Нижняя часть улутауской свиты	Верхняя толща кислого состава верхнекарамалыташской подсвиты	Нижняя часть улутауской свиты
Приуроченность оруденения к тектоническим элементам	Сочетание крутопадающих разрывных нарушений с зоной межформационного срыва		Мелкие брахиантиклиналы, осложненные разрывными нарушениями преимущественно северо-западного направления		Разрывные нарушения северо-западного направления иногда в сочетании со складками высоких порядков		
Характер околорудных изменений вмещающих пород	Средне-низкотемпературное кислотное выщелачивание; окварцевание, серицитизация, хлоритизация		Совмещение изменений, свойственных медноколчеданному и полиметаллическому этапам оруденения		Низкотемпературная гидротермальная аргиллитизация		
Рудовмещающие породы	Туфы липаритовых порфиров		Туфы липаритовых порфиров		Крупнообломочные туффы кислого состава и гранодиорит-порфиры	Туфы липарит-дацитовых порфиров	Мелко- и крупнообломочные слоистые туффы

Тип оруденения	Медноколчеданный	Колчеданно-полиметаллический		Полиметаллический	
Структурно-литологические экраны	Пачка мелко- и тонкообломочных туффитов	Отдельные субвулканические тела андезит-базальтового состава	Массивные андезит-базальтовые порфириды	—	Отдельные пачки мелко- и тонкообломочных туффитов
Рудные объекты	Западно-Ащевутакское месторождение и рудопроявление Аномалия-14	Рудопроявление Центральное	Рудопроявление Аномалия-10 и Северо-Восточное	Рудопроявление Ащевутак-1	Можаровское рудопроявление

явления в Ащевутакском районе тяготеют к центрам позднеэйфельско-раннеживетского вулканизма. Наиболее благоприятными для локализации оруденения оказываются участки с широким развитием пород, образовавшихся в околожерловых зонах или вблизи них, преимущественно в прибрежно-морских, иногда даже субаэральных условиях. В результате проведенных работ удалось выявить три таких участка на территории этого района. Наиболее крупный располагается в южной части Ащевутакского блока, два других находятся соответственно в центральных частях Можаровского и Исиргужинского структурных блоков.

В Теренсайском районе колчеданное и колчеданно-пирротинное оруденение парагенетически связаны с позднеживетско-верхнедевонским габбро-диабазовым комплексом. Для возникновения колчеданно-пирротинных месторождений необходимым условием также является метаморфизирующее воздействие орогенных гранитов верхнепалеозойского возраста. Полиметаллическое оруденение парагенетически связано с нижнекаменноугольным гранодиоритовым комплексом. Следовательно, оруденение должно быть развито на участках распространения пород названных комплексов.

Литологические предпосылки. Приуроченность оруденения к породам кислого состава — главным образом к туфам липаритовых и дацит-липаритовых порфиров и агломератовым туфам, позволяет считать их благоприятными для рудоотложения. В связи с этим на территории описываемых районов выделяются две рудовмещающие толщи — нижняя и верхняя толщи кислого состава базальт-липаритового комплекса.

Очень важной геологической предпосылкой является наличие структурно-литологических экранов. В изученных районах такими экранами служат толщи осадочно-вулканогенных пород живетского андезитового комплекса, а также андезит-базальтовые порфириды средней толщи базальт-липаритового комплекса. В некоторых случаях отмечается экранирующая роль субвулканических тел основного состава и других пород.

Структурные предпосылки. При-

уроченность многих рудопроявлений к мелким брахиантиклинальным складкам позволяет считать, что выявление таких структур имеет прямое отношение к поискам месторождений. Особенно благоприятными являются складки, не подвергшиеся глубокой эрозии, замковые части которых полностью перекрыты толщами, которые по своим физико-механическим особенностям могут служить структурно-литологическими экранами. В Ащebutакском районе такими наиболее перспективными складками являются структуры, выявленные в центральной части Ащebutакского блока, а также в центральной и южной частях Можаровско-Иссиргужинского блока. Эти складки сложены андезит-базальтовыми порфиритами, в ядерных частях их развиты породы кислого состава нижней рудовмещающей толщи.

Основная роль в локализации оруденения, как было показано выше, принадлежит разрывным нарушениям. Медноколчеданное оруденение в Ащebutакском районе контролируется разломами северо-западного направления, а полиметаллическое еще и разломами северо-восточного направления. Выявление среди них рудоносных структур возможно на основе всестороннего изучения их геологических, геохимических и других особенностей. Наиболее крупные рудные тела медноколчеданного и полиметаллического типов локализуются в зонах пологих срывов, типа внутрiformационных или межформационных. Выявление таких структур имеет важное поисковое значение.

В Теренсайском районе колчеданное оруденение приурочено к продольным разломам, а полиметаллическое, помимо этого, к разломам северо-западного направления. Очень перспективны участки пересечения продольных и диагональных разломов.

Основные геологические предпосылки нашли отражение на металлогенических картах районов, где показаны магматические комплексы, их фациальные особенности, рудоконтролирующие структуры, даны сведения о литологических особенностях пород. Кроме того, на них зафиксированы поисковые предпосылки и признаки. Для более детального анализа всех геологических предпосылок и поисковых признаков составлена специальная схема, на которую с исчерпывающей полнотой нанесены все геологические предпосылки и поисковые признаки. Из числа последних наибольшее значение имеют ореолы гидротермально измененных пород и пиритной вкрапленности, геохимические и геофизические аномалии.

Ореолы гидротермально измененных пород и пиритовой вкрапленности. Детальное изучение гидротермально-метасоматических образований дало возможность получить некоторые критерии для перспективной оценки ореолов. Это относится в первую очередь к определению типа оруденения по продуктам гидротермально-метасоматических преобразований.

Ореолы гидротермально измененных пород охватывают, как правило, довольно значительные площади. Поэтому очень важное значение для направления поисковых работ имеет знание внутреннего строения ореолов и положения в них рудных тел. Обычно ореолы гидротермальных изменений имеют асимметричное строение, в значительной степени обусловленное влиянием структурно-литологических экранов. Рудные тела располагаются, как правило, в стороне от внутренних зон ореолов, ближе к висячему боку. В тех случаях, когда экранирование не наблюдается, ореолы могут иметь симметричное строение.

Ореолы пиритизации также занимают значительные площади. Пиритизация может иметь различный генезис, хотя несомненно, что большая часть пирита в этих ореолах образовалась в связи с рудным процессом. Особенно важное значение для поисковых работ ореолы пиритизации приобретают в тех случаях, когда гидротермальные изменения проявлены слабо и макроскопически почти не диагностируются. Поскольку пирит присутствует во всех зонах метасоматической колонки,

Классификация рудных объектов Теренсайского района

п оруденения	Колчеданный	Колчеданно-полиметаллический	Колчеданно-пирротиновый
Минеральные типы руд	Пирит-халькопирит-сфалеритовый, пирит-халькопиритовый, пиритовый	Пирит-галенит-сфалеритовый, пирит-галенит-сфалерит-халькопиритовый, пирит-халькопирит-сфалеритовый, пирит-халькопиритовый	Пирит-пирротин-халькопиритовый, пиритовый
Текстурно-структурные типы руд	Массивный (однородный, метаморфогенно-полосчатый). Вкрапленный (однородный, унаследованно-полосчатый)	Массивный (полосчатый, прожилково-полосчатый, брекчиевидный, брекчиевый). Прожилково-вкрапленный (в том числе брекчиевый, прожилковый, вкрапленный)	Прожилково-вкрапленный, вкрапленный
Морфология рудных тел	Минерализованные зоны. Крутопадающие линзообразные залежи. Тела сложной формы	Крутопадающие линзообразные залежи. Тела сложной формы. Минерализованные зоны	Согласные тела сложной формы в крутопадающих минерализованных зонах рассланцевания. Минерализованные зоны рассланцевания
Связь оруденения с магматическими комплексами	Верхнеживетско-верхнедевонский габбро-диабазовый субвулканический комплекс	Переработка ранее образованных колчеданных руд гидротермальными растворами со свинцом, цинком и медью в участках пересечения колчеданных руд дайками нижнекаменноугольного (магнитогорского) гранодиоритового комплекса	Переработка ранее образованных колчеданных руд в зоне экзоконтакта гранитных интрузий верхнепалеозойского (адамовского) комплекса
Вещающие породы и положение в стратиграфическом разрезе	Дацитовые порфириды и их туфы нижней и верхней толщ верхнекарамалыташской свиты; те же породы в составе средней толщи верхнекарамалыташской подсвиты Дайки габбро-диабазов	Дацитовые, андезит-дацитовые порфириды и их туфы нижней толщи верхнекарамалыташской подсвиты	Дацитовые порфириды, их туфы верхней толщи верхнекарамалыташской подсвиты
Связь оруденения с тектоническими элементами	Брахантиклинальные складки высоких порядков, осложненные продольными разрывными нарушениями	Участки пересечения колчеданных руд и минерализованных зон субмеридионального направления с разрывными нарушениями северо-западного направления	Предположительно субмеридиональные разрывные нарушения в зоне экзоконтакта гранитных интрузивов
Характер околорудных изменений вмещающих пород	Окварцевание, серицитизация, хлоритизация. Продукты процессов автометаморфизма и пропицитизации — альбитизация, хлоритизация, эпидотизация	Окварцевание, серицитизация, хлоритизация, карбонатизация. Продукты регионально-контактового метаморфизма в связи с интрузиями магнитогорского комплекса — калишпатизация, биотитизация и амфиболитизация	Окварцевание, хлоритизация, биотитизация. Зона экзоконтакта интрузивов фиксируется образованием роговиков

Тип оруденения	Колчеданный	Колчеданно-полиметаллический	Колчеданно-пирротинный
Структурно-литологические экраны	Пласты андезит-базальтовых, базальтовых порфиритов, дайки габбро-диабазов, диабазов и диабазовых порфиритов	Дайки нижнекаменноугольного (магнитогорского) гранодиоритового комплекса	Не установлены
Рудные объекты	Рудопроявления: Кумус-Тюбе, Теренсайское Северо-Джусинские I, II, IV, Южно-Джусинское, Северо-Карабутацкое, Западно-Карабутацкое. Пункты минерализации: район Кумус-Тюбе, район Теренсайский, район Джусинский, район Восточно-Джусинский, район Южно-Карабутацкий	Джусинское месторождение. Рудопроявления: Северо-Джусинское III, Западно-Джусинское. Пункты минерализации: районы Теренсайский, Джусинский, Южно-Карабутацкий	Восточно-Карабутацкое рудопроявление. Пункты минерализации: район Южно-Карабутацкий

то наличие его может указывать на слабые изменения, свойственные внешним зонам. Первостепенную важность это может иметь для поисков скрытого оруденения.

Геохимические аномалии. Первичные и вторичные ореолы рассеяния основных рудообразующих элементов были нанесены на карты рудной нагрузки, а наиболее важные из них, главным образом комплексные, наносились на металлогенические карты и схемы геологических предпосылок и поисковых признаков.

Первичные (эндогенные) ореолы. Строение этих ореолов довольно сложное. Наряду с основными рудообразующими элементами в них участвует большое число сопутствующих элементов, таких, как серебро, барий, олово, цирконий, молибден и др. В некоторых случаях в связи с рудным процессом изменяется поведение ванадия, кобальта, никеля, бериллия, галлия и других элементов, которые образуют ореолы рассеяния вокруг рудных тел и некоторые из них — отрицательные аномалии (Плотников, 1967; Захарова и др., 1967). Первичные ореолы медноколчеданных и полиметаллических месторождений и рудопроявлений изученных районов существенно отличаются друг от друга. Это различие проявляется и в поведении главных рудообразующих элементов и в поведении элементов, сопутствующих рудному процессу.

Вторичные (экзогенные) ореолы рассеяния. Все выявленные к настоящему времени рудопроявления фиксируются отчетливо проявленными вторичными ореолами рассеяния основных рудообразующих элементов — меди, цинка, свинца. В отличие от эндогенных ореолов рассеяния вторичные ореолы менее четко фиксируют оруденение, часто бывают смещены на значительные расстояния от коренных источников, а нередко образуют ложные аномалии.

Геофизические аномалии. В помощь геологическому картированию и с целью поисков рудных тел были использованы гравиметровая и магнитная съемки, металлометрическая съемка, метод вариометрии, электроразведочные методы: СЭП, КЭП, ВП, ВЭЗ, метод заряда, АФИ, МППИ. Анализ результатов различных геофизических методов приводит к выводу о том, что непосредственное отношение к рудным объектам имеют лишь аномалии, установленные методами ВП, ДПФВ и высокоточной гравитики.

Структурно-металлогеническое районирование и прогнозирование. Ащевутакский рудный район представляет собой часть одноименной рудоносной зоны, которая в южной части Ащевутакского антиклинория подразделяется на три рудоносные подзоны: Западно-Ащевутакскую, Восточно-Ащевутакскую и Камсакскую (см. рис. 74).

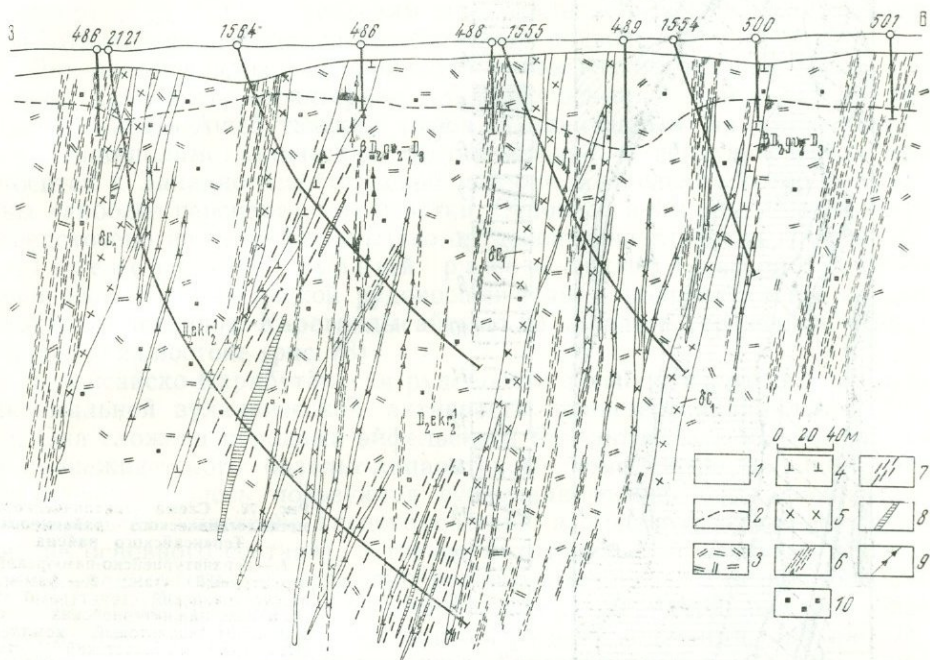


Рис. 77. Геологический разрез через рудопоявление Северо-Джусинское III
 1 — рыхлые отложения кайнозоя; 2 — нижняя граница коры выветривания; 3 — дацитовые и андезит-дацитовые порфириды ($D_2ekr_2^1$); 4 — дайки габбро-диабазов ($BD_2gv_2-D_2?$); 5 — дайки диоритов и габбро-диоритов (σCr); 6 — зоны рассланцевания; 7 — вкрапленность и прожилки сфалерита и галенита; 8 — линзы вкрапленного серного колчедана; 9 — вкрапленность и прожилки пирита и халькопирита; 10 — ореолы пиритовой вкрапленности

Западно-Ащевутакская рудоносная подзона сложена породами позднейфельско-раннеживетского базальт-липаритового комплекса и живетского андезитового (туффитового) комплекса. Большим распространением здесь пользуются также жильные породы и небольшие штокообразные тела верхнедевонского гранодиоритового комплекса. Широкое развитие на территории описываемой подзоны рудоносных комплексов, а также рудовмещающих толщ, рудоносных структур и многочисленных поисковых признаков свидетельствует о том, что Западно-Ащевутакская подзона может быть отнесена к числу перспективных площадей. Размещение оруденения определяется в первую очередь геолого-структурными особенностями территории: каждый структурно-фациальный блок характеризуется несколько отличным типом минерализации. Южно-Ащевутакский и Можаровско-Иссиргужинский блоки характеризуются полиметаллической минерализацией. Для Ащевутакского блока, в пределах которого располагается центр максимальной вулканической активности раннегеосинклинальной стадии, характерна медноколчеданная минерализация (см. рис. 69). Кумакский рудоносный блок слабо изучен в металлогеническом отношении. На этом основании Западно-Ащевутакская рудоносная подзона подразделяется на четыре рудоносных блока, которые соответствуют структурно-фациальным блокам.

Восточно-Ащевутакская рудоносная подзона сложена породами эйфельского базальтового комплекса. Значительную площадь в пределах подзоны занимают гранитоидные массивы: Иссиргужинский, Можаров-

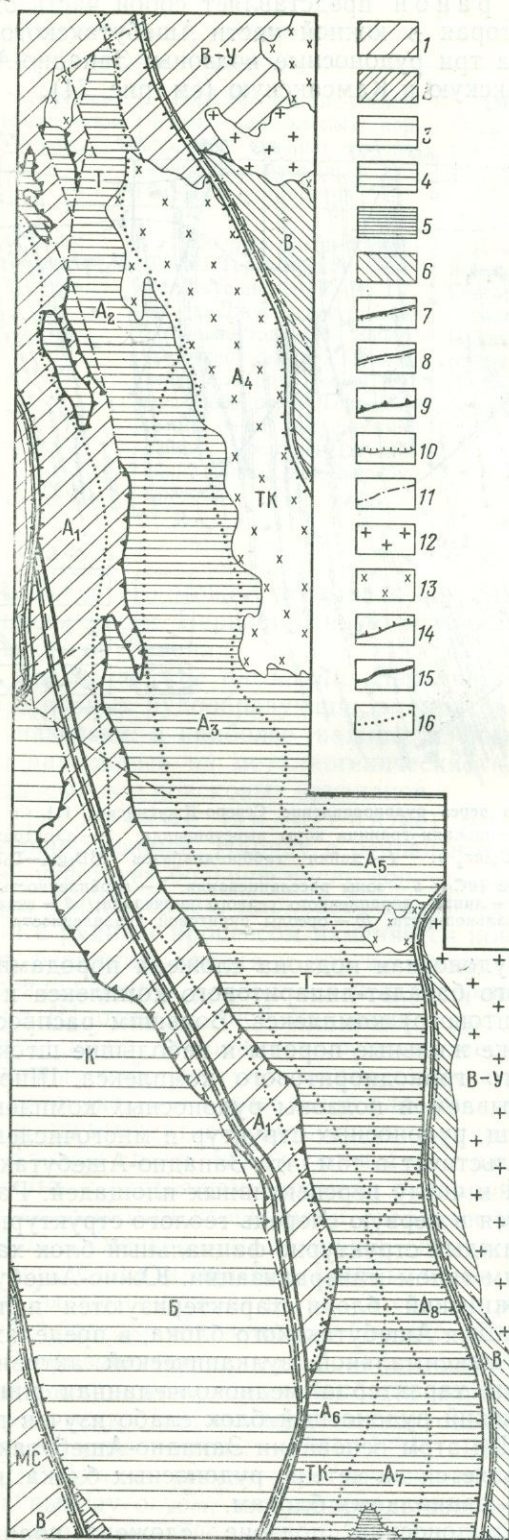


Рис. 78. Схема тектонического и металлогенического районирования Теренсайского района

1 — верхнетурнейско-намюрский структурный этаж; 2 — фаменско-нижнетурнейский структурный этаж (фаменско-нижнетурнейский грахилипарит-базальтовый комплекс). Нижнедевонско-живетский структурный этаж; 3 — живетский (живетско-франский (?)) структурный подэтаж (андезитовый туфитовый комплекс). Нижнедевонско-эйфельский структурный подэтаж; 4 — базальт-липаритовый комплекс; 5 — базальтовый комплекс; 6 — ордовикско-силурийский подэтаж; 7 — граница структурно-формационных зон: Магнитогорского синклиория (МС), Теренсайской антиклинория (Т) и Восточно-Уральского антиклинория (В-У); 8 — граница структурно-формационных подзон: Карагандзайской (К) и Теренсайско-Карабутацкой (ТК); 9 — границы структурных этажей; 10 — границы вулканогенных комплексов, входящих в состав одного структурного подэтажа; 11 — разломы; 12 — массивы гранитов верхнепалеозойского адамовского комплекса; 13 — массивы граносиенитов нижнекаменноугольного магнитогорского комплекса; 14 — границы Теренсайско-Курмансайской зоны; 15 — границы рудоносных подзон; 16 — границы рудоносных блоков; А — Теренсайско-Карабутацкая рудоносная подзона; А₁ — Актюбинский рудоносный блок; А₂ — Западно-Джусинский рудоносный блок; А₃ — Центрально-Джусинский рудоносный блок; А₄ — Теренсайский рудоносный блок; А₅ — Восточно-Джусинский рудоносный блок; А₆ — Западно-Карабутацкая рудоносная подзона; А₇ — Центрально-Карабутацкая рудоносная подзона; А₈ — Восточно-Карабутацкая рудоносная подзона; В — площади, расположенные за пределами Теренсайско-Курмансайской рудоносной зоны

ский, Ащебутакский. В целом Восточно-Ащебутакская подзона является относительно приподнятой сильно эродированной структурой. Пункты сульфидной минерализации и рудопроявления, расположенные за пределами района, слабо изучены, но есть основания предполагать, что по характеру оруденения и условиям его локализации эта подзона существенно отличается от Западно-Ащебутакской подзоны.

Детальный анализ благоприятных геологических предпосылок и поисковых признаков, характерных для рудоносных подзон и блоков, позволяет считать Ащебутакский район перспективным на обнаружение колчеданно-полиметаллических месторождений. В первую очередь это относится к Западно-Ащебутакской подзоне, в пределах которой выявлены наиболее перспективные участки. Основное внимание должно быть сосредоточено на поисках скрытого оруденения на глубоких горизонтах.

Теренсайский рудный район является северной частью Теренсайско-Курмансайской рудоносной зоны и подразделяется на две рудоносные подзоны: Карагандысайскую на западе и Теренсайско-Карабутакскую на востоке (рис. 78).

Теренсайско-Карабутакская рудоносная подзона является областью максимальной вулканической активности раннегеосинклинальной стадии. Она сложена породами эйфельского базальтового и позднейфельско-раннеживетского базальт-липаритового комплексов. Большим распространением здесь пользуются субвулканические образования (позднеэйфельско-живетские кислого состава и позднеживетско-верхнедевонские основного состава), а также интрузивные и жильные породы нижнекаменноугольного гранодиоритового комплекса. Для описываемой подзоны характерны разрывные нарушения субмеридионального и северо-западного направлений, являющиеся рудоподводящими, брахиантиклинальные складки высоких порядков, благоприятные для локализации оруденения. В ее пределах сконцентрированы все месторождения и рудопроявления района. Широкое развитие на территории Теренсайско-Карабутакской подзоны рудоносных комплексов, рудовмещающих толщ, рудоносных структур, многочисленные поисковые признаки позволяют отнести эту подзону к числу перспективных площадей.

Карагандысайская подзона сложена породами живетского андезитового (туффитового) комплекса. Образования позднеживетско-верхнедевонского габбро-диабазового и нижнекаменноугольного гранодиоритового комплексов развиты слабо; рудопоявления и пункты сульфидной минерализации отсутствуют. Оценка особенностей данной подзоны говорит о том, что она может быть оценена как менее перспективная по сравнению с Теренсайско-Карабутакской.

Теренсайский район, как показал анализ благоприятных геологических предпосылок и поисковых признаков, в целом является перспективным на обнаружение колчеданно-полиметаллических руд. Это прежде всего относится к Теренсайско-Карабутакской подзоне, в пределах которой намечены наиболее перспективные участки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдонин В. В. Гидротермальные изменения пород, связанные с медноколчеданным и полиметаллическим оруденением в Ащевутакском районе (Южный Урал). Вестник МГУ, № 1, 1970.
- Авдонин В. В., Еремин Н. И. Геологическая интерпретация результатов применения нового электромагнитного метода на Южном Урале. В кн. «Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала». Изд-во МГУ, 1968.
- Авдонин В. В., Захарова Е. М., Яковлев Г. Ф. Ащевутакский рудный район. В сб. «Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала». Изд-во МГУ, 1968.
- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956.
- Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. М., изд-во «Недра», 1965.
- Арапов В. А. Роль карт послемагматического метаморфизма при детальном прогнозировании. В сб. «Методика составления металлогенических карт». М., изд-во «Наука», 1964.
- Афанасьев Г. Д. Особенности геологического картирования магматических формаций на примере Северного Кавказа. В кн. «Принципы геол. карт, интр. и эффуз. формац.» М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Баранов Э. Н., Рыфтин В. М., Голод А. И., Пурин И. А., Рубо Г. Л. Эндогенные геохимические ореолы как поисковый признак колчеданного оруденения. Матер. Всес. совещ. «Эффективность геохимических методов поисков рудных месторождений», М., изд-во «Наука», 1967.
- Барт Т. Теоретическая петрология. М., Изд-во иностр. лит., 1956.
- Батти М. Х. Петрогенезис новозеландской спилитовой серии. Проблемы палеовулканизма. М., изд-во «Наука», 1963.
- Барышев А. Н. Выявление планов деформаций по наблюдениям над морфологией даек на Худеском рудном поле. Тр. ЦНИГРИ (Золоторазведка), вып. 62, 1964.
- Бачалдин В. И., Твалчрелидзе Г. А. Некоторые закономерности формирования и размещения рудных месторождений в вулканогенных породах (на примере Южной Грузии). Изв. вузов, «Геология и разведка», 1963, № 1.
- Белоусов В. В. Общая геотектоника. М., Госгеоллиздат, 1948.
- Белькова Л. Н. К вопросу о генезисе гидротермально-измененных пород Юго-Западного Алтая. «Разведка и охрана недр», 1954, № 5.
- Берман Б. И., Прохоров В. Г., Хайретдинов И. А. К вопросу о температурах образования колчеданно-полиметаллического оруденения Восточной Тувы. «Геология рудн. месторождений», 1965, № 4.
- Беус А. А., Григорян С. В., Ойзерман М. Т., Чолакян П. Г., Стояновский А. А. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. М., изд-во «Недра», 1965.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Бобохов А. С. О природе некоторых обломочных пород вулканогенного облика среди девонских отложений западного крыла Магнитогорского синклинория. В кн. «Базальтоидный магматизм и его металлогения». II Уральск, петрограф. совещ. (тезисы докл.). М., изд-во «Наука», 1966.
- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., изд-во «Недра», 1967.
- Борисов А. А., Косыгин Ю. А. Применение геофизических методов исследования при изучении тектонических структур. В кн. «Методы изучения тектонических структур», вып. 2. М., изд-во «Наука», 1961.
- Бородаев Ю. С., Гончарова Т. Я., Зарайский Г. П., Яковлев Г. Ф. Эксплозивные брекчи на медноколчеданных месторождениях Блявинского рудного поля (Южный Урал). «Геология рудн. месторождений», 1965, № 6.
- Бородаевская М. Б. Структурные условия локализации рудных тел в колчеданных месторождениях Южного Урала. Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Бородаевская М. Б. Соотношение колчеданного оруденения с магматизмом и некоторые вопросы генезиса колчеданных руд на примере Южного Урала. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. В кн. «Проблемы генезиса руд». М., изд-во «Недра», 1964.
- Бородаевская М. Б., Кривцов А. И. Основные принципы составления карт метаморфизма колчеданных полей. Сб. «Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала». Изд-во МГУ, 1968.
- Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Курбанов Н. К., Новгородова М. И. О металлогенической специализации колчеданосных вулканогенных формаций. Докл. АН СССР, т. 187, № 2, 1969.
- Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Перижняк Н. А., Петровская Н. В., Требухин В. С., Фоминых А. Ф., Шмидт А. И. Некоторые вопросы методики геологических исследований при детальном съемках колчеданных руд на примере Южного Урала. Тр. ЦНИГРИ, вып. 66, 1965.

Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Кривцов А. И., Сагло В. В., Ширай Е. П., Контарь Е. С. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1969.

Бородаевская М. Б., Ракчеев А. Д. Метаморфизм магматических комплексов Магнитогорского и южной части Тагильского мегасинклинали. Сб. «Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала». Изд-во МГУ, 1968.

Бородаевская М. Б., Вахрушев М. И., Контарь Е. С., Маренина Т. Ю., Перижняк Н. А., Петровская Н. В., Сагло В. В., Толочников В. И., Требухин В. С., Фоминых А. С. Геологическое строение Гайского рудного поля и условия локализации в нем медноколчеданного оруденения (Южный Урал). Тр. ЦНИГРИ, вып. 83, 1968.

Бродовой В. В. Геофизические исследования при геологическом картировании масштаба 1:50 000 в полузакрытых районах Казахстана. Сб. «Вопросы рудной геологии в Казахстане», № 2. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1968.

Бродский А. А. Основы гидрохимического метода поисков сульфидных месторождений. М., изд-во «Недра», 1964.

Буадзе В. И., Твалчрелидзе Г. А. К методике составления прогнозно-металлогенических карт колчеданных рудных районов. В сб. «Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт». М., изд-во «Недра», 1966.

Василевский М. М. Пропилитизация и ее отношение к оруденению. Материалы II конференции по околорудному метасоматозу. Л., изд-во «Наука», 1966.

Вассоевич Н. Б., Кузнецова Н. Г., Хамид А. Д. Новая номограмма для определения и оценки значимости коэффициента координации (корреляции рангов) Спирмена. Вестник МГУ, серия геол., № 3, 1968.

Вейц Б. И. О генетической связи полиметаллического оруденения Рудного Алтая с девонским вулканизмом. Изв. АН СССР, серия геол., вып. 17, 1953.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., изд-во «Мир», 1969.

Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально-измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М., изд-во «Недра», 1964.

Влодавец В. И. Проблема туфолов и игнимбритов. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 20, 1961.

Водорезов Г. И., Прокин В. А., Вецлер Я. Я., Сопко П. Ф. Тектоно-магматические этапы и металлогения Южного Урала. Сб. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». М., изд-во «Наука», 1964.

Воинова Е. В., Кириченко Г. И., Константинова Л. И., Наливкин Б. В., Разумовская Е. Э., Разумовский Н. К., Сергиевский В. М., Хабаков А. В. Геологическое строение Орско-Халиловского района. М., ОНТИ, 1941.

Волобуев В. И. О методике составления прогнозной металлогенической карты на медь одного из районов Казахстана. В сб. «Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт». М., изд-во «Недра», 1966.

Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Крупномасштабное геологическое картирование — как основной метод изучения структур рудных полей и месторождений. В кн. «Структуры рудных полей и месторождений». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Вопросы методики составления металлогенических и прогнозных карт Средней Азии. М., изд-во «Наука», 1964.

Воробьев В. И. Опыт гидрогеохимических поисков колчеданных месторождений в Теренсайском рудном районе на Южном Урале. Сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Оренбургской области». Вып. 3. Челябинск, 1968.

Воробьев В. И., Еремин Н. И. Связь колчеданного и полиметаллического оруденения с магматическими комплексами на примере Теренсайского рудного района (Южный Урал). Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. II Уральск, петрограф. совещ., т. III. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1968.

Воробьев Ю. Ю., Иванкин П. Ф. Принципы и методика составления крупномасштабной прогнозной карты глубинного прогноза. В сб. «Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт». М., изд-во «Недра», 1966.

Вострокнутов Г. А. Геохимические методы поисков скрытых месторождений колчеданных руд. Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов В кн. «Проблемы геохимии и космохимии». М., изд-во «Наука», 1968.

Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Тектонический анализ мощностей. В кн. «Методы изучения тектонических структур», вып. I. М., изд-во «Наука», 1960.

Гаррис М. А. Главнейшие возрастные комплексы магматических и метаморфических пород Южного Урала и Мугоджар по данным калий-аргонового метода. Сб. «Материалы, метаморфизм и металлогения Урала». Тр. I Уральск, петрограф. совещ., т. I. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1963.

Геофизические исследования при геологическом картировании. Мат. Всес. семина. по обмену опытом ведения крупномасштабных геологосъемочных работ. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1968.

Герман А. К., Русакова Л. Д. Медноколчеданное месторождение Блява на Южном Урале. Материалы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, вып. 3. М., изд-во «Наука», 1962.

- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. Части III и IV. М., изд-во «Наука», 1963.
- Гинзбург И. И. О постановке геохимических поисков колчеданных месторождений на Южном Урале. Материалы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, вып. 3. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Гинзбург И. И., Россман Г. И., Муканов К. М., Борисевич И. В., Гольцман Ю. К., Иванов И. Б., Чернышев И. В. Применение геохимических методов при металлогенических исследованиях рудных районов. М., изд-во «Недра», 1966.
- Глазовская М. А., Макунина А. А., Павленко И. А., Божко М. Г., Гаврилова И. П. Геохимия ландшафтов и поиски полезных ископаемых на Южном Урале. Изд-во МГУ, 1961.
- Голева Г. А. Гидрогеохимические поиски скрытого оруденения. М., изд-во «Недра», 1968.
- Гольденберг Е. С., Плотник Р. И., Анашин Ю. Ф., Васильев Е. Н. Возможности геофизических исследований при геологическом картировании в районах Казахстана с приповерхностным залеганием кристаллического фундамента. Сб. «Геофизические исследования при геологическом картировании». Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1968.
- Гончарова Т. Я. Закономерности размещения колчеданных руд в вулканогенных комплексах. Вестник МГУ, серия геол., № 1, 1970.
- Горжевский Д. И., Комар В. А., Яковлев Г. Ф. Структурно-фациальные зоны Рудного Алтая. «Сов. геология», 1956, № 4.
- Гославская И. Д., Юшко С. А. Зависимость скорости распространения продольных ультразвуковых волн от состава и строения доломитов рудного пласта месторождения Миргалимсай. М., изд-во «Наука», 1966.
- Грешнер С. Г. Игнимбриты в главной вулканогенной зоне Урала. Тр. II Уральск. петрограф. совещ., т. III. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1968.
- Григорян С. В., Каблуков А. Д. Об использовании корреляционного анализа для интерпретации данных геохимического опробования. «Геология руд. местор.», 1965, № 4.
- Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндогенные геохим. ореолы рудн. местор. и их использование при поисках скрытого оруденения. М., изд-во «Недра», 1968.
- Дворцова К. И. О методике изучения и картирования рудоносной липаритовой формации. Материалы Межведом. совещ. по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций». М., изд-во «Недра», 1965.
- Дворцова К. И., Горецкая Е. Н. Методика составления металлогенических карт. «Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей». Материалы ВСЕГЕИ, вып. 22, новая серия, 1957.
- Дворцова К. И., Донских В. В., Ташинина М. В. Методика геологического картирования вулканических образований Казахстана. Тезисы докл. Казахст. петрограф. совещ. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1965.
- Демин А. М., Кропачев С. М., Круть И. В. Девонский вулканогенный комплекс Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1965.
- Дзоендзэ Г. С. О роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых. Тр. II Уральск. петрограф. совещ. М., изд-во «Недра», 1960.
- Дианова Т. В. Примеры древних туфолов в вулканогенных толщах Среднего Урала. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 20, 1961.
- Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. О магнезиальном метасоматозе на колчеданно-полиметаллических месторождениях (на примере Восточной Тувы). «Геология рудн. месторождений», 1968, № 6.
- Дортман Н. Б., Демин А. Н. Использование петрофизических исследований при геологической съемке в Прибайкалье. «Разведка и охрана недр», 1968, № 1.
- Дубов Р. И. Оценка размеров геохим. ореолов и подвижность хим. элементов. В сб. «Математические методы геохим. исследований». М., изд-во «Наука», 1966.
- Елисеев Н. А. Метаморфизм. Л., изд-во «Недра», 1959.
- Елисеев Н. А. Основы структурной петрологии. М., изд-во «Наука», 1967.
- Еремин Н. И. Роль зон расланцевания и трещиноватости в локализации колчеданно-полиметаллического оруденения на Джусинском месторождении (Южный Урал). Вестник МГУ, серия геол., № 6, 1963.
- Ермаков Н. П. Структуры месторождений пьезооптических минералов. Тр. Всесоюз. научно-исслед. ин-та пьезоопт. сырья, т. IV. М., изд-во «Недра», 1963.
- Ермаков Н. П., Холмский Ф. В. Газово-жидкие включения как индикаторы возрастных взаимоотношений между рудой и дайкой (на примере золоторудного месторождения Ключи в Забайкалье). В сб. «Минералогическая термометрия и барометрия». М., изд-во «Наука», 1965.
- Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. В кн. «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». М., изд-во «Недра», 1965.

Заварицкий А. Н. Колчеданное месторождение Блявы в Южном Урале и колчеданные залежи Урала. Тр. ГИН АН СССР, № 5, 1936.

Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. М., Госгеолиздат, 1941.

Заварицкий А. Н. О генезисе колчеданных месторождений. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1943.

Заварицкий А. Н. Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1945.

Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных местор. В сб. «Колчеданные местор. Урала». М., Изд-во АН СССР, 1950.

Заварицкий В. А. Сплитито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. Тр. Ин-та геол. АН СССР, вып. 71, петрограф. серия, № 24, 1946.

Зарайский Г. П., Нечеухин В. М., Стростин В. И. Основные черты метаморфизма вулканогенных пород Блявинского района на Южном Урале. Тр. II Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1966.

Засухин Г. Н. Геохимическая зональность эндогенных ореолов колчеданных месторождений Южного Урала и ее использование при поисках скрытого колчеданного оруденения. Материалы Всесоюз. совещ. «Эффективность геохимических методов поисков рудн. м-ний». М., изд-во «Наука», 1967.

Захарова Е. М., Еремин Н. И., Зарайский Г. П. Изучение эндогенных ореолов рассеяния при поисках колчеданных месторождений. В кн. «Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала». Изд-во МГУ, 1968.

Иванкин П. Ф. О закрытых эксплозиях, сопровождающих гипабиссальные интрузии, и их роли при формировании рудных месторождений. В сб. «Вулканические и вулканоплутонические формации». Тр. II Всесоюз. вулкан. совещ., т. II. М., изд-во «Наука», 1966.

Иваницкий Т. В. Гидротермальный метаморфизм пород, вмещающих свинцово-цинковые и полиметаллические месторождения Грузии. «Геология рудн. месторождений», 1959, № 6.

Иванов С. Н. Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма. Сессия XXII. Докл. сов. геологов сб. «Проблемы генезиса руд». М., изд-во «Недра», 1964.

Иванов С. Н., Логинов В. П. О связи колчеданных месторождений Урала с вулканогенными формациями. Материалы Межведомственного совещания по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций». М., изд-во «Недра», 1965.

Иванов С. Н., Прокин В. А., Долматов Г. К. Основные черты строения и происхождения рудоносных брахиантиклиналей в вулканогенных горных толщах Урала. Тр. I Уральск. петрограф. совещ., т. II. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1963.

Иванов С. Н., Нечеухин В. М. О соотношении колчеданного оруденения с региональным зеленокаменным метаморфизмом рудовмещающих вулканогенных толщ. Тр. II Уральск. петрограф. совещ., т. III. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1969.

Инструкция по организации и производству геологосъемочных работ м-бов 1 : 50 000 и 1 : 25 000. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Инструкция по составлению и подготовке к изданию геологической карты м-ба 1 : 50 000. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Инструкция по геохимическим методам поисков рудных м-ний. М., изд-во «Недра», 1965.

Казачков А. Н. Методическое руководство по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов. М., изд-во «Наука», 1967.

Казанцев М. И. Кернометрия. Алма-Ата, изд-во «Казахстан», 1966.

Казлицы Ю. В., Черноруц С. Г., Нечипоренко Г. О., Дубин О. Ю. Диффузионная метасоматическая колонка аргиллизации. Докл. АН СССР, т. 173, № 1, 1967.

Калинина Р. В. Соотношения между скоростью распространения упругих волн и относительной упругой характеристикой горных пород. «Прикладная геофизика», вып. 19, 1958.

Каретин Ю. С. Наземный вулканизм в силуре севера Среднего Урала и некоторые вопросы методики картирования вулканогенных образований. II Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1966.

Келль Л. Н., Филатов С. А., Чистяков С. В., Аствацитуrows Е. Л. Методические указания по наземной стереофотограмметрической съемке карьеров. М., Углетехиздат, 1957.

Киевленко Е. Я. Исландский шпат в трапах Сибирской платформы. Тр. Всесоюз. научн.-исслед. ин-та пьезооптического минерального сырья, т. III, вып. 1, 1959.

Кириченко Г. И. Геологическое строение Таналык-Суундукского района. М., Госгеолиздат, 1940.

Клочихин А. В. Ордовик, силур, девон восточного крыла Зилаирского синклинария на Южном Урале. Из ст. «Вопр. геол. вост. окр. Русской платформы и Южного Урала», вып. 7, 1960.

Козин Б. П. Остатки палеозойских вулканов центрального типа на восточном

- склоне Среднего Урала. В кн. «Вулканические образования Урала». Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1968.
- Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., изд-во «Недра», 1967.
- Корень Т. Н., Петровский А. Д. Нижнелудловские отложения Южного Урала. Инф. сб. ОНТИ ВСЕГЕИ, № 57, 1962.
- Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. II Уральск. петрогр. совещ. М., изд-во АН СССР, 1960.
- Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 19, 1961.
- Коржинский Д. С. Вопросы колчеданного оруденения в вулканогенных толщах. Сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. I Уральск. петрогр. совещ., т. II. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1963.
- Короновский Н. В. Столчатая отдельность в изверженных породах. Вестник МГУ, серия геол., № 3, 1968.
- Котляр В. Н. Оруденение и вулканизм. МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблемы генезиса руд. М., изд-во «Недра», 1964.
- Котляр В. Н. Типы месторождений, связанные с палеовулканизмом. Материалы Межведомственного совещания по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций». М., изд-во «Недра», 1965.
- Котляр В. Н. Рудные фации в магматических комплексах (соотношение фаций глубинности магматизма, метасоматоза, геологической структуры и оруденения). Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Эндеогенные рудные м-ния. М., изд-во «Наука», 1968.
- Кочарян В. Г. Методика массовых определений ориентировки кристаллограф. элементов плагноклазов в пространстве. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1965.
- Краснова В. Н. Магматизм и метаморфизм Восточно-Уральского антиклинория (Оренбургск. обл.). Кн. «Геология СССР», т. XIII, ч. 1. М., изд-во «Недра», 1964.
- Крашенинников Г. Ф. Еще раз о понятии «фация». Вестник МГУ, № 3, 1968.
- Крейтер В. М. Материалы к вопросу о миграции золота в окисленных зонах колчеданных м-ний на примере Блявинского м-ния. Тр. МГРИ, вып. 17, 1941.
- Кривцов А. И. Опыт составления крупномасштабных карт метаморфизма вулканогенных образований (на примере Бурибайского рудного поля, Южный Урал). «Сов. геология», 1968, № 10.
- Кропачев С. М. К стратиграфии среднего палеозоя зоны Передового хребта между р. Даут и р. М. Лаба. В кн. «Геол. Центр. и Зап. Кавказа». Тр. ВАГТ и МГУ, т. 3, 1962.
- Кропачев С. М., Круть И. В. Стратиграфия среднепалеозойских отложений Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 153, № 1, 1963.
- Кропачев С. М. Тектоническое строение Сакмарской зоны Южного Урала. Вестник МГУ, серия геол., № 1, 1970.
- Круть И. В., Яковлев Л. И. Региональная зональность колчеданного оруденения Передового хребта Большого Кавказа. Докл. АН СССР, т. 159, № 5, 1964.
- Крылов М. К. Метод электромагнитной разведки с двойным противофазным возбуждением поля. Изд-во МГУ, 1965.
- Кузнецов Е. А. Петрографические формации магматических пород Урала в связи с его тектоникой. Сб. «Труды геол. ф-та МГУ» (к XXI сессии Международн. геол. конгр.). Изд-во МГУ, 1961.
- Кузнецов Е. А. Очерк метаморфизма на Урале. Тр. I Уральск. петрограф. совещ., т. III. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1963.
- Кузнецов Е. А. Метод сравнительной дисперсии двупреломления. М., изд-во «Недра», 1964.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., изд-во «Недра», 1964.
- Курек Н. Н., Буров П. П. Ридерская группа полиметаллических месторождений (Больш. Алтай), т. I. Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Курицина Г. А. О некоторых особенностях метаморфизма вулканогенных пород Красноуральского района (Средний Урал) Сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. I Уральск. петрограф. совещ., т. II. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1963.
- Лаверов Н. П., Рыбалов Б. Л., Хорошилов Л. В. Геологическая структура урановых гидротермальных м-ний, приуроченных к жерловым фациям эффузивов и субвулканическим интрузивам. Сб. «Вопросы изучения структур рудных полей и м-ний». Тр. ИГЕМ, вып. 82. М., 1962.
- Леонов Г. П. К вопросу о принципе и критериях регионально-стратиграфического расчленения осадочных образований. М., МОИП, 1953.
- Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. Тр. ЦНИГРИ, вып. 81, 1936.
- Ловринг Т. С. Об изменении пород как поисковом признаке. М., Изд-во иностран. лит., 1951.
- Логинов В. И. Пренито-пумпеллитовая фация в главной зеленокаменной по-

лосе Среднего Урала. Тр. II Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, Изд-во Уральск, фил. АН СССР, 1966.

Логинов В. П. Закономерности локализации колчеданных м-ний на Среднем Урале и некоторые вопросы их генезиса. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Лучицкий И. В., Бровков Г. Н., Пилипенко В. Н. Проблемы палеовулканологии и палеовулканологические карты. Тр. Лабор. палеовулканологии КазИМСа, вып. 3, 1964.

Магакьян И. Г., Котляр В. Н., Хачатурян Э. А. Месторождения субвулканического происхождения в Армянской ССР и их поисковое значение. Мат. Межвед. сов. по пробл. «Рудоносность вулкан. формаций». М., изд-во «Недра», 1965.

Малеев Е. Ф. Классификация и фации вулканокластических пород. Сб. «Вопросы вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1962.

Малеев Е. Ф. Опыт картирования вулканических формаций. В кн. «Методика картирования вулканических формаций». М., изд-во «Наука», 1969.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., изд-во «Наука», 1965.

Маркевич В. П. Понятие фация. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Маркс В. А. Парагенетический анализ зеленокаменных пород Верхне-Уфалейского района на Среднем Урале. Сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. I. Уральск. петрограф. совещ., т. II. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1963.

Мархинин Е. К. Кальдеры и периферические вулканические очаги. Тр. Лабор. палеовулканологии КазИМСа, вып. 3, 1964.

Махон У. А. Дж. Химические исследования пара и воды, выделяющихся из скважин и горячих источников Каверау. В кн. «Геохимия современных поствулканических процессов». М., изд-во «Мир», 1965.

Мацуо С. О происхождении вулканических газов. В кн. «Геохимия современных поствулканических процессов». М., изд-во «Мир», 1965.

Милановский Е. В. Геологические карты, их чтение и построение. М.—Л., Геолгизгиздат, 1933.

Милановский Е. В., Короновский Н. В. Игнимбрито-туфоловая формация в структуре Альпийского пояса Юго-Западной Евразии. Тр. Лабор. палеовулканологии КазИМСа, вып. 2, 1963.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Набоко С. И. Закономерности минералообразования в современных гидротермальных системах мира. Проблемы вулканизма. Материалы ко II Всесоюз. вулканологич. совещанию. Петропавловск-Камчатский, Дальневосточное книжное изд-во, 1964.

Назаров Ю. И. Особенности формирования и прогноз глубинных (скрытых) месторождений медноколчеданной формации Южной Грузии. М., изд-во «Недра», 1967.

Наседкин В. В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменение. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 98, 1963.

Нестоянова О. А. Палеовулканизм Южного Урала (силурийский и девонский вулканизм). В сб. «Вопр. вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1969.

Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М., изд-во «Недра», 1963.

Нечухин В. М. Вулканогенные горные породы восточной части Баймакского района (Южный Урал) и некоторые особенности их метаморфизма. Сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. I Уральск. петрограф. совещ., т. II. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1963.

Нечухин В. М., Маркс В. А., Прокин В. А. Метаморфизм горных пород вулканогенных толщ областей древнего вулканизма и его графическое отображение на картах. Палеовулканизм Урала. Вопросы методики изучения областей древнего вулканизма. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1968.

Николс Г. Д. Автометасоматоз в нижних спилитах билтской вулканической серии. Проблемы палеовулканизма. М., Изд-во иностр. лит., 1963.

Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика состав. металлогенических карт для складчатых областей. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 22, 1957.

Овчинников Л. Н., Григорян Л. Н., Гармаш А. А. Успехи и проблемы прикладной геохимии. Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1967.

Орлова А. В., Шаталов Е. Т. Основные принципы составления и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Тр. VI Всесоюз. литол. совещ., т. I, вып. 195. М., изд-во «Наука», 1965.

Парк Ч. Ф. Спилиты и проблема марганца Олимпик. Проблемы палеовулканизма. М., Изд-во иностр. лит., 1963.

Петровский А. Д. Новые данные о составе и возрасте пород сакмарской свиты на Южном Урале. Бюлл. МОИП. отд. геол., т. X (3), 1965.

Петровская Н. В. О минералогическом картировании при изучении колчеданных месторождений Урала. Тр. ЦНИГРИ, вып. 29, 1959.

Петровская Н. В. О минеральных ассоциациях и некоторых условиях формирования колчеданных месторождений Урала. «Геология рудн. месторождений», 1961, № 2.

Петрусеви́ч М. Н. Аэрометоды при геологических исследованиях. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Плотников С. М. Эндогенные ореолы Западно-Ащebutакского месторождения на Южном Урале. Сб. «Эндогенные ореолы колчеданных месторождений Урала». М., изд-во «Наука», 1968.

Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт. М., изд-во «Недра», 1966.

Прокин В. А. Условия образования первичной зональности Сибайского колчеданного месторождения (Южный Урал). Конф. по пробл. постмагм. рудообр., т. I. Прага, Изд-во АН ЧССР, 1963.

Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. «Закономерность размещения полезн. ископ.», сб. 2, М., изд-во «Наука», 1959.

Радкевич Е. Н., Томсон И. И. О крупномасштабном металлогеническом картировании. Материалы научн. сессии по металлог. и прогнозн. картам. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.

Разумовский Н. К. К вопросу о выделении аномалий на фоне обычных содержаний элементов в породе при поисковых работах. В кн. «Вопросы разведочной геофизики», вып. I. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Ракчеев А. Д. Метаморфизм пород зеленокаменной полосы и его отношение к колчеданному и медно-цинковому оруденению в районе Южно-Кузнецихинского м-ния на Среднем Урале. «Сов. геология», 1956, № 3.

Ревякин П. С., Аношин Ю. К., Борцов В. Д. Применение геофизических методов при поисках полиметаллических месторождений на Рудном Алтае. «Разведка и охрана недр», 1966, № 3.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., изд-во «Мир», 1964.

Рихтер Я. А. О возрасте эффузивов в среднем течении р. Суундук (восточный склон Южного Урала). Вopr. геол. Южного Урала, вып. 2, ч. I. Саратов, Изд-во СГУ, 1964.

Роговер Г. Б. Медноколчеданное месторождение Блява. М., ГОНТИ, 1939.

Росман Г. И. Первичные ореолы некоторых элементов на отдельных полиметаллических месторождениях Рудного Алтая. В сб. «Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения». М., Госгеолтехиздат, 1963.

Рудич К. Н. О соотношении фаций в древних вулканических образованиях. Тр. Лабор. палеовулканологии КазИМС, вып. 56 (1). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.

Ручкин Г. В., Михайлов В. М. Эксплозивные брекчии и обломковидные руды Блявинского месторождения (Южный Урал). Вестник МГУ, № 3, 1967.

Ручкин Г. В., Сергеева Н. Е. Параметры первичного ореола и зональность эндогенной минерализации медноколчеданного м-ния Яман-Касы (Южный Урал). Докл. АН СССР, т. 178, № 1, 1968.

Сагло В. В. Средневековские вулканогенные формации восточного склона южной части Южного Урала. Тр. II Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1966.

Садецкий-Кардош Е. О миграционных явлениях в процессах петрогенеза. Сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». М., Изд-во АН СССР, 1961.

Сафронов Н. И. Основы геохим. методов поисков. М., Изд-во ВИГР, 1967.

Сергиевский В. М. Эффузивные породы и их туфы. В кн. «Методическое руководство по геологической съемке и поискам», М., Госгеолтехиздат, 1954.

Сергиевский В. М. Магматизм и развитие тектонических структур Урала. Материалы по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 2, 1960.

Сергиевский В. М., Петрова И. А. Основные особенности развития тектонических структур, магматизма Урала и закономерности минерализации. Тр. ВСЕГЕИ, т. 36, 1962.

Сидоренко В. В., Байкова В. С., Степанов И. В. Вулканогенно-кремнистая группа формаций Сакмарской зоны на западном склоне Южного Урала. М., Изд-во АН СССР, 1964.

Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). М., изд-во «Недра», 1966.

Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений. Вестник МГУ, № 2, 1960.

Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Смирнов В. И. Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в вулканогенных геосинклинальных комплексах. Междунар. геол. конгресс. XXII сессия Докл. сов. геологов. М., изд-во «Наука», 1964.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., изд-во «Недра», 1969.

Смирнов В. И., Бородаев Ю. С., Старостин В. И., Виноградов В. И. Колчеданные руды и месторождения Японии. «Геология рудн. месторождений», 1968, № 1.

Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1960.

Соболев В. С. О давлении при процессах метаморфизма. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». М., Изд-во АН СССР, 1961.

Соболев И. Д. О гранитных формациях Урала. Тр. I Уральск. петрограф. совещ., т. I. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1963.

Соболев И. Д. Тектоника и магматизм Урала. Тр. I Уральск. петрограф. совещ., т. I. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1963.

Соловов А. П. Основы теории и практики металлометрических съемок. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959.

Соловов А. П. Геохимические поиски скрытого оруденения. Междун. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблемы геохимии и космохимии. М., изд-во «Наука», 1968.

Соловов А. П., Дубов Р. И. Применение методов физико-математического анализа при геохимических поисках. В сб. «Геохимические поиски рудн. м-ний». Булл. ОНТИ ВИЭМС, № 63, 1965.

Сопко П. Ф. Вулкано-плутонические комплексы Южного Урала и их рудоносность. Мат. симпозиума по вулкан.-плутонич. форм. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1966.

Сопко П. Ф. Критерии поисков колчеданных м-ний на Южном Урале. «Разведка и охрана недр», 1966, № 6.

Сопко П. Ф. Критерии для поисков колчеданных м-ний на восточном склоне Южного Урала. «Разведка и охрана недр», 1966, № 7.

Сопко П. Ф. Сравнительная характеристика колчеданных м-ний Южного Урала и Малою Кавказа. Тр. II Уральск. петрограф. совещ., Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1966.

Сопко П. Ф. Тектонические условия формирования и размещения магматических образований в Башкирской части Магнитогорского мегасинклинория. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1969, № 4.

Сперанская И. М. Вопросы геологического изучения и картирования рудоносных вулканических и вулкано-плутонических формаций. В кн. «Рудоносность вулкано-генных образований Северо-Востока и Дальнего Востока». Магадан, Дальневосточное книжное изд-во, 1967.

Станкевич Е. Н., Тальская Н. Н. Применение аэрофотоснимков при картировании вулкано-генных комплексов и поисках медноколчеданных месторождений на Южном Урале. В кн. «Палеозойский вулканизм и колчеданные м-ния Южного Урала». Изд-во МГУ, 1968.

Старостин В. И. Исследования физико-механических свойств вулкано-генных пород. В кн. «Палеозойский вулканизм и колчеданные м-ния Южного Урала». Изд-во МГУ, 1968.

Старостин В. И. Новый тип медного оруденения на Южном Урале. Докл. АН СССР, т. 181, № 5, 1968.

Старостин В. И., Зарайский Г. П. Изучение физико-механических свойств колчеданосных вулкано-генных пород. «Сов. геология», 1967, № 6.

Стратиграфические и геохронологические подразделения (их принципы, содержание, терминология и правила применения). Под. ред. Л. С. Либровича. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Тацинина М. В., Чепрасов Б. Л. О своеобразных эруптивных брекчиях на Алтае. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 21, 1955.

Тернер Ф. и Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1961.

Тесаловский М. Д., Мудров И. А., Хромых А. С., Горячкина И. М. Палеозойские магматические формации Южного Урала (Оренбург. обл.), их корреляция и некоторые вопросы металлогении. Тр. II Уральск. петрограф. совещ., т. III. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1968.

Твалчредидзе Г. А. Принципы классификации металлогенических зон и рудных районов в связи с методикой составления крупномасштабных прогнозно-металлогенических карт. Сб. «Вопросы методики составления металлоген. и прогнозн. карт». Киев, Изд-во АН УССР, 1960.

Томпсон Дж. Минеральные фации в пелитовых сланцах. Сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». М., Изд-во АН СССР, 1961.

Топчян Т. Е., Баранов Э. Н. Перераспределение некоторых элементов при рудообразовании на Красногвардейском медноколчеданном месторождении (Средний Урал). «Геология рудн. месторождений», 1967, № 6.

Уайт Д. Е., Уоринг Г. А. Вулканические эманации. В кн. «Геохимия современных поствулканических процессов». М., Изд-во иностр. лит., 1965.

Уотерс А. К. Определение направления течения в базальтах. В кн. «Проблемы палеовулканизма». М., Изд-во иностр. лит., 1963.

Усов М. А. Фации и фазы пород эффузивного облика. «Пробл. советской геологии», 1935, № 9.

Устиев Е. К. Петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбри-тов. «Игнимбриды и плутонизм». Тр. Лабор. вулкан. АН СССР, вып. 20, 1961.

- Устиев Е. А. Проблемы вулканизма — плутонизма. В кн. «Вулкано-плутонические формации». Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1963.
- Устиев Е. К. Региональные проблемы вулкано-плутонических формаций и их рудоносность. Постановление II сессии симпозиума. В кн. «Вулкано-плутонические формации и их рудоносность». Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1967.
- Фаворская М. А. Принципы изучения эффузивных образований в процессе их картирования. В кн. «Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций». М., Гостеолиздат, 1960.
- Федоров Т. О. Верхнепалеозойские игнимбриты Каркаралинского района (Центр. Казахстан) и их генезис. В кн. «Проблемы палеовулканологии». Тр. Лабор. палеовулканологии КазИМС, вып. 6 (1). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.
- Ферхуген Дж. Распределение температуры и тепловой поток. Сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Флоровская В. Н., Зарайский Г. П., Зезин Р. Б. Кериты и другие соединения углерода Комсомольского месторождения колчеданных руд на Южном Урале. Докл. АН СССР, т. 157, № 5, 1964.
- Фремд Г. М., Исаева М. Д. Минеральные фации, метасоматическая зональность и генезис вторичных кварцитов и пропилитов Южной Джунгарии. Тр. Лабор. палеовулканологии КазИМС, вып. 2. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.
- Фролов В. Т. О ритмичном строении осадочных и вулканогенно-осадочных толщ среднего палеозоя Магнитогорского синклиория. В сб. «Вопросы региональной геологии СССР». Изд-во МГУ, 1964.
- Фролова В. Т., Фролова Т. И. Соотношение эффузивного пирокластического и осадочного вещества в формациях эвгеосинклинали Южного Урала. В сб. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». М., изд-во «Наука», 1965.
- Фролова Т. И., Рудник Г. Б., Шарфман В. С. Главнейшие особенности развития магматизма в палеозойской эвгеосинклинали восточного склона Южного Урала. «Сов. геология», 1966, № 5.
- Хаин В. Е. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 6, 1950.
- Хворова И. А. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. Тр. ИГЕМ, вып. 37. М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Хворова И. В., Елисеева Т. Г. Вулканогенные обломочные (псаммитовые) породы улутауской свиты. «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 1.
- Херасков И. П. Тектоника и формации. М., изд-во «Наука», 1967.
- Хлыстов В. И. Определение упругих и прочностных свойств пород по данным акустического каротажа. В сб. «Изучение физ.-мех. свойств горных пород в Донбассе». Донецк, Тр. Донецкого политехн. ин-та, 1969.
- Хокс Х. Е., Уэбб Дж. С. Геохимические методы поисков минеральных месторождений. М., изд-во «Мир», 1964.
- Хомасуридзе И. П. Физико-химические условия образования рудосодержащих пород Маднеульского месторождения. «Геология рудн. месторождений», 1968, № 6.
- Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. М., изд-во «Недра», 1967.
- Червяковский Г. Ф. Игнимбриты и туфолавы на Урале. Тр. Лабор. вулкан. АН СССР, вып. 20, 1961.
- Червяковский Г. Ф. Типы колчеданных месторождений Урала и закономерности их размещения. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 7. М., изд-во «Наука», 1964.
- Червяковский Г. Ф. Роль вулканического процесса в формировании структур Урала. В сб. «Вулканические образования Урала». Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1968.
- Червяковский Г. Ф., Коротеев В. А. К картированию вулканогенных образований Урала. В кн. «Палеовулканизм Урала», т. 1. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1968.
- Черницын В. Б. К истории металлогенического развития Северного Кавказа. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VIII. М., изд-во «Наука», 1967.
- Черницын В. Б. О связи тектонического строения и металлогении Северного Приэльбрусья. Сообщ. АН ГрузССР, т. XV, № 1, 1967.
- Чурилина Н. Н., Фоминых Н. Я. Изменения вмещающих эффузивов некоторых колчеданных месторождений Среднего Урала. В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. I Уральск. петрограф. совещ., т. II. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1963.
- Шадлун Т. Н. О коллекторных структурах руд месторождения Яман-Касы Зап. Всесоюз. минер. об-ва, ч. 71, вып. 3—4, 1942.
- Шадлун Т. Н. Особенности минералогического состава, структура и текстура руд некоторых колчеданных месторождений Урала. В сб. «Колчедан. месторожд. Урала». М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Шарфман В. С. Признаки жерловых и прижерловых зон на эродированных палеовулканах. «Сов. геология», 1969, № 4.
- Шатагин Н. Н. Применение многомерного регрессионного анализа для подсчета запасов элементов-примесей. Тез. докл. IV научн.-отчетн. конф. геол. ф-та. Изд-во МГУ, 1969.

Шатагин Н. Н., Дороговин Б. А., Юрышев М. В. Возрастные соотношения даек и руды в Зареченском месторождении (Рудный Алтай). Докл. АН СССР, т. 181, № 5, 1968.

Шаталов Е. Т. Принципы составления металлогенических карт. Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. М., изд-во «Наука», 1964.

Шаталов Е. Т. Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт. М., изд-во «Недра», 1966.

Шаталов Е. Т., Орлова А. В., Томсон И. Н., Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И., Коптев-Дворников В. С. и др. Основные принципы металлогенических исследований и составление металлогенических карт рудных районов. Тр. ИГНЕМ. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Шаталов Е. Т., Орлова А. В., Яблоков К. В., Дюков А. И., Томсон И. Н. Основные принципы составления, содержания и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. М., изд-во «Недра», 1964.

Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1960.

Шмидт А. И. Возрастные соотношения серно-колчеданного и золото-полиметаллического оруденения в Куросанском рудном поле (Южный Урал). «Геология рудных месторождений», 1961, № 6.

Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., Изд-во иностр. лит., 1950.

Штейнберг Д. С. О химической классификации эффузивных горных пород. Тр. ин-та геол. Уральск. фил. АН СССР, вып. 72, 1964.

Штейнберг Д. С. Базальтоидный магматизм Урала. Тр. II Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1966.

Штейнберг Д. С., Соболев И. Д. Формационное деление магматических образований на Урале. В сб. «Магматические формации». М., изд-во «Наука», 1964.

Щерба Г. Н. Геология Лениногорского рудного поля. В кн. «Полиметаллические месторождения Рудного Алтая». М., Госгеолтехиздат, 1957.

Щерба Г. Н. Руды, связанные с палеовулканизмом, и некоторые их особенности. «Геология рудных месторождений», 1966, № 1.

Эллис А., Уилсон С. Районы распространения горячих источников кислых сульфатно-хлоридных вод. В кн. «Геохимия современных поствулканических процессов». М., Изд-во иностр. лит., 1965.

Эрлих Э. Н., Иванов Б. В. О принципах составления специализированных геологических карт районов молодого вулканизма. В сб. «Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР». М., изд-во «Наука», 1965.

Язева Р. Г. Металлогеническая специализация интрузивных кварцевых порфиров (на примере Александринского медноколчеданного месторождения, Южный Урал). «Геология и разведка», 1969, № 10.

Яковлев Г. Ф. Тектоно-магматическое развитие и колчеданные месторождения Южного Урала. В кн. «Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала». Изд-во МГУ, 1968.

Яковлев Г. Ф., Авдонин В. В., Гончарова Т. Я., Кропачев С. М. Тектоно-магматическое развитие и колчеданное оруденение Южного Урала в палеозое. Вестник МГУ, серия геол., № 4, 1966.

Яковлев Г. Ф., Авдонин В. В., Воробьев В. И., Гончарова Т. Я., Еремин Н. И., Кропачев С. М., Петрова Г. С., Ручкин Г. В., Старостин В. И., Тальская Н. Н. Важные особенности геологии колчеданных районов Южного Урала — основа прогнозно-металлогенических карт. Вестник МГУ, серия геол., № 1, 1969.

Яковлев Г. Ф., Гончарова Т. Я. Субвулканические образования и медноколчеданное оруденение Южного Урала. Тр. II Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1968.

Яковлев Г. Ф., Гончарова Т. Я., Кропачев С. М. Тектоно-магматическое развитие колчеданных провинций Южного Урала, Северного Кавказа и Рудного Алтая. Вестник МГУ, серия геол., № 2, 1970.

Яковлев Г. Ф., Еремин Н. И., Петрова Г. С. Новые данные по геологии района Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Южный Урал). Тр. ЦНИГРИ, вып. 63, 1964.

Яковлев Г. Ф., Старостин В. И. Изучение синвулканических структур колчеданных полей Южного Урала. В сб. «Вопросы методики изучения областей древнего вулканизма». Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1968.

Яковлев Л. И. О явлениях наложенного контактового метаморфизма в некоторых колчеданных месторождениях Среднего Урала. Тр. ЦНИГРИ, вып. 29, 1959.

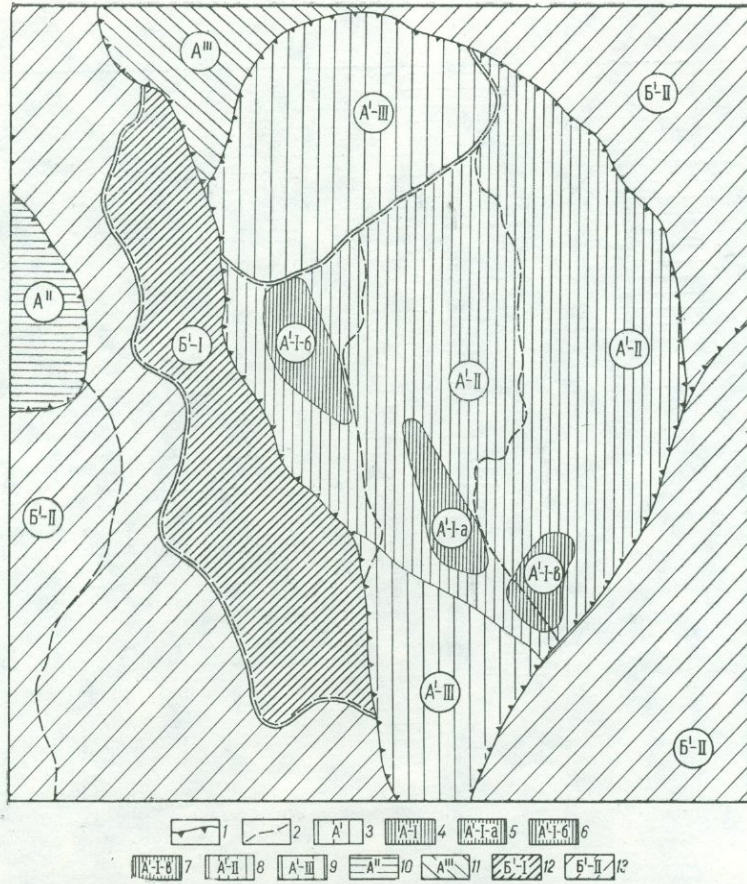
Яковлев Л. И. Гидротермально-метасоматические породы колчеданных рудных полей северо-восточной части Центрального Казахстана. Тр. ЦНИГРИ, в. 63, 1965.

Яковлев П. Д., Оленин В. В. Структурные типы рудных полей месторождений, связанных с вулканизмом. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1965, № 2.

Яковлева Е. Б. О субвулканических фациях магматических пород Рудного Алтая. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1956.

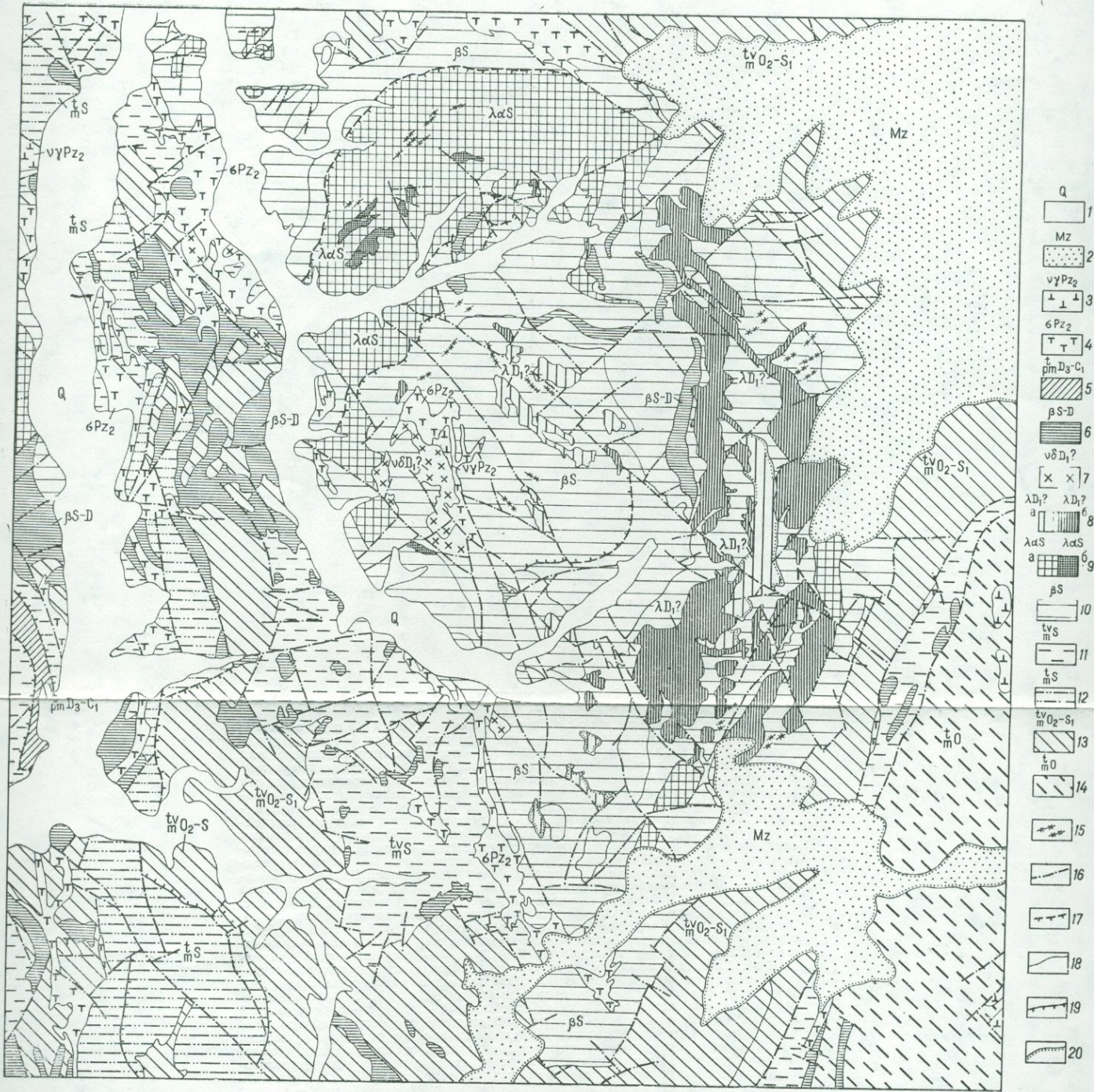
Ярош А. Я., Поляков А. Б. Поиски и разведка медноколчеданных месторождений на Урале гравитационным методом. М., Госгеолтехиздат, 1963.

НЕДРА 1973



Приложение 4. Схема прогнозирования Блявинской рудонесной подзоны. Составили В. И. Старостин и Г. Ф. Яковлев

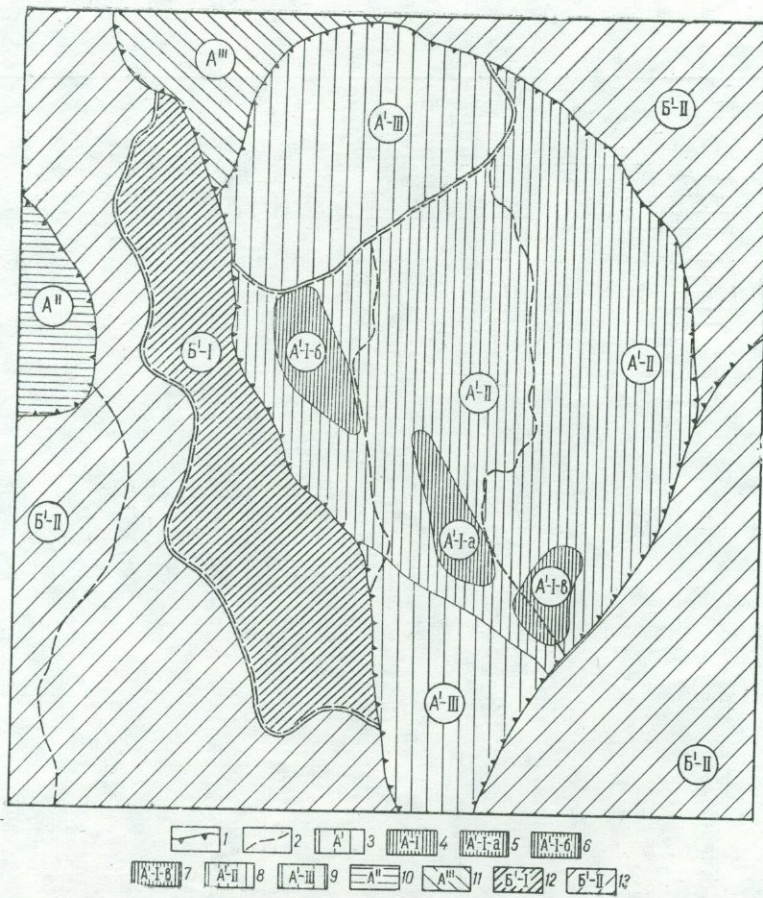
Структурно-металлогеническое районирование: 1 — границы рудонесных подзон; 2 — границы рудонесных блоков. Прогнозное районирование: 3 — А' — площади, перспективные для поисков месторождений меди. Рудонесная подзона, соответствующая интенсивной прогнута Блявинской синклинали с резко дифференцированными вулканическими комплексами. Для всей площади рекомендуется составление прогнозной карты масштаба 1:10 000, структурное и поисковое бурение; 4 — работы первой очереди (А-I) рекомендуются на трех перспективных участках; 5 — А'-I-а Алчембаевский участок. Развиты образования силурийского и нижнедевонского вулканических комплексов, гидротермально-метасоматические изменения, известны мелкие рудные тела. Рекомендуется геологическая съемка масштаба 1:2000, бурение. Возможно обнаружение медноколчеданных руд на глубинах 300—600 м; 6 — Цессонский участок (А'-I-б). Развита нижнедевонский габбро-диоритовый комплекс, имеется сульфидная минерализация, благоприятные рудонесные структуры. Рекомендуется составление геологической карты масштаба 1:2000 и бурение опорного профиля. Возможно обнаружение медно-сульфидных прожилково-вкрапленных руд на глубинах 50—600 м; 7 — Уразбахтинский участок (А'-I-в). Развиты нижнедевонские субвулканические породы кислого состава, гидротермальные метасоматиты, благоприятные рудонесные структуры. Рекомендуется геологическая съемка масштаба 1:2000. Возможно обнаружение медноколчеданных руд на глубинах 50—600 м; 8 — работы второй очереди (А'-II) охватывают площади Восточно-Блявинского, центральной части Центрально-Блявинского и Западно-Блявинского рудонесных блоков. Здесь присутствует полный комплекс признаков и предпосылок, благоприятных для локализации руд. Исходя из степени изученности и геологических особенностей строения данной территории, можно ожидать обнаружение медноколчеданных руд на глубинах свыше 600 м; 9 — работы третьей очереди (А'-III) проводятся на площади северной и южной замыканий Блявинской синклинали. Слабо развиты нижнедевонские интрузивные и субвулканические образования и слабо проявлены прямые поисковые признаки; 10 — А'' — менее перспективные подзоны. Рудонесная подзона, соответствующая умеренно прогнутой Ишмуратовской синклинали с дифференцированными магматическими комплексами. Развиты породы силурийского базальтового и позднесилурийского липарит-андезитового вулканических комплексов. Рекомендуется проведение геологической съемки масштаба 1:10 000 и комплекса геофизических съемок масштаба 1:25 000; 11 — А'' — рудонесная подзона, соответствующая слабо эродированной Кураганской антиклинали с полнодифференцированными вулканическими комплексами. Развиты силурийский базальтовый, позднесилурийский липарит-андезитовый и нижнедевонский габбро-диоритовый комплексы. Рекомендуется проведение геологической съемки масштаба 1:10 000 и составление прогнозных карт. Площади, перспективность которых неясна. Подзоны, соответствующие сильно эродированным антиклиналям с корневыми частями силурийских вулканических комплексов. Беркутовская подзона. Сакмаро-Кидрясовская подзона; 12 — работы первой очереди (Б'-I) рекомендуется проводить на площади Калашниковского структурно-фацциального блока, характеризующегося широким развитием среднепалеозойских интрузивных комплексов; 13 — Б'-II — работы второй очереди. Развиты образования ордовиско-нижнесилурийской песчано-глинистой формации и интрузивные породы среднепалеозойского габбро-плагиогранитового комплекса.



Приложение 3. Схема раскраски формаций и комплексов

1 — четвертичные отложения (аллювий); 2 — мезозойские отложения (глины, трепелы, мел). Формации и комплексы позднегеосинклинальной стадии; 3 — среднепалеозойский габбро-плагитогранитовый комплекс; 4 — среднепалеозойский гипербазитовый комплекс; 5 — верхнедевонско-нижнекарбоневая граувакковая формация (зилаирская серия). Формации и комплексы раннегеосинклинальной стадии. Силурийско-девонская липарит-базальтовая формация; 6 — силурийско-девонские субвулканические габбро-диабазы, диабазы, базальтовые порфириты; 7 — нижнедевонский (?) габбро-диоритовый комплекс; 8 — нижнедевонский (?) липаритовый комплекс (эффузивные, экструзивные и жерловые фации (а), субвулканические фации кислого состава (б)); 9 — позднесилурий-

ский липарит-андезитовый комплекс (эффузивные, экструзивные и жерловые фации (а), субвулканические фации (б)); 10 — силурийский базальтовый комплекс; 11 — силурийский кремнисто-базальтовый комплекс; 12 — силурийская кремнистая формация. Ордовикско-нижнесилурийская песчано-глинистая формация; 13 — позднеордовикско-раннесилурийский туфогенно-глинистый комплекс (губерлинская и кураганская свиты); 14 — ордовикский песчано-глинистый комплекс (кирдясовская свита). Субвулканические фации: 15 — кислого состава (дайки); 16 — разрывные нарушения; 17 — надвиги и взбросы; 18 — геологические границы; 19 — границы между свитами, подсвитами и толщами; 20 — границы несогласного залегания пород



Приложение 4. Схема прогнозирования Блявинской рудоносной подзоны. Составили В. И. Старостин и Г. Ф. Яковлев

Структурно-металлогенетическое районирование: 1 — границы рудоносных подзон; 2 — границы рудоносных блоков. Прогнозное районирование: 3 — А' — площади, перспективные для поисков месторождений меди. Рудоносная подзона, соответствующая интенсивной прогнутой Блявинской синклинали с резко дифференцированными вулканическими комплексами. Для всей площади рекомендуется составление прогнозной карты масштаба 1:10 000, структурное и поисковое бурение; 4 — работы первой очереди (А-1) рекомендуются на трех перспективных участках; 5 — А'-I-a Алчембаевский участок. Развита образования силурийского и нижнедевонского вулканических комплексов, гидротермально-метасоматические изменения, известны мелкие рудные тела. Рекомендуется геологическая съемка масштаба 1:2000, бурение. Возможно обнаружение медноколчеданных руд на глубинах 300—600 м; 6 — Цессовский участок. Развита нижнедевонский габбро-диоритовый комплекс, имеется сульфидная минерализация, благоприятные рудоносные структуры. Рекомендуется составление геологической карты масштаба 1:2000 и бурение опорного профиля. Возможно обнаружение медно-сульфидных прожилково-вкрапленных руд на глубинах 50—600 м; 7 — Уразбахтинский участок (А'-I-b). Развита нижнедевонские субвулканические породы кислого состава, гидротермальные метасоматиты, благоприятные рудоносные структуры. Рекомендуется геологическая съемка масштаба 1:2000. Возможно обнаружение медноколчеданных руд на глубинах 50—600 м; 8 — работы второй очереди (А'-II) охватывают площади Восточно-Блявинского, центральной части Центрально-Блявинского и Западно-Блявинского рудоносных блоков. Здесь присутствует полный комплекс признаков и предпосылок, благоприятных для локализации руд. Исходя из степени изученности и геологических особенностей строения данной территории, можно ожидать обнаружение медноколчеданных руд на глубинах свыше 600 м; 9 — работы третьей очереди (А'-III) проводятся на площади северного и южного замыканий Блявинской синклинали. Слабо развиты нижнедевонские интрузивные и субвулканические образования и слабо проявлены прямые поисковые признаки; 10 — А'' — менее перспективные подзоны. Рудоносная подзона, соответствующая умеренно прогнутой Ишмуратовской синклинали с дифференцированными магматическими комплексами. Развита породы силурийского базальтового и позднесилурийского липарит-андезитового вулканических комплексов. Рекомендуется проведение геологической съемки масштаба 1:10 000 и комплекса геофизических съемок масштаба 1:25 000; 11 — А''' — рудоносная подзона, соответствующая слабо эродированной Кураганской антиклинали с полидифференцированными вулканическими комплексами. Развита силурийский базальтовый, позднесилурийский липарит-андезитовый и нижнедевонский габбро-диоритовый комплексы. Рекомендуется проведение геологической съемки масштаба 1:10 000 и составление прогнозных карт. Площади, перспективность которых неясна. Подзоны, соответствующие сильно эродированным антиклиналям с корневыми частями силурийских вулканических комплексов. Беркутовская подзона. Сакмаро-Кидрясовская подзона; 12 — работы первой очереди (B'-I) рекомендуется проводить на площади Калашниковского структурно-фациального блока, характеризующегося широким развитием среднепалеозойских интрузивных комплексов; 13 — B'-II — работы второй очереди. Развита образования ордовикско-нижнесилурийской песчано-глинистой формации и интрузивные породы среднепалеозойского габбро-плагиогранитового комплекса.



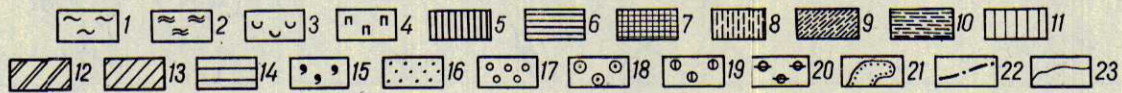
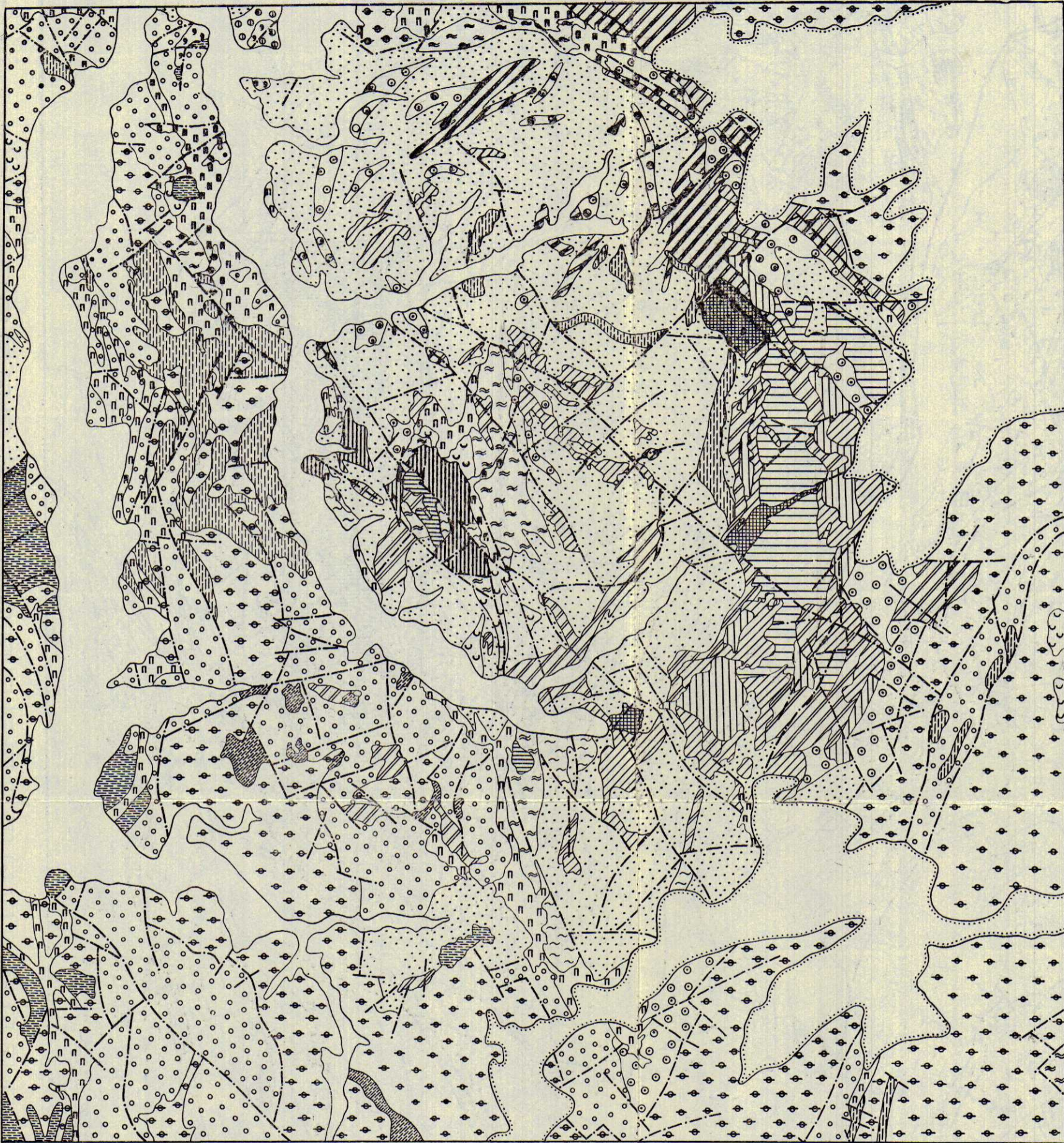
1	36	71
2	37	72
3	38	73
4	39	74
БС 5	40	75
БС ₁ 6	41	
БС ₂ 7	42	
БС ₃ 8	43	
БС ₄ 9	44	
ИС 10	45	
КА 11	46	
СКА 12	47	
СКА ₁ 13	48	
СКА ₂ 14	49	
СКА ₃ 15	50	
ЧА 16	51	
БА 17	52	
18	53	
19	54	
20	55	
21	56	
22	57	
23	58	
24	59	
25	60	
26	61	
27	62	
28	63	
29	64	
30	65	
31	66	
32	67	
33	68	
34	69	
35	70	

Приложение 2. Металлогеническая карта Блявинской рудоносной подзоны. Составили Г. Ф. Яковлев, В. И. Старостин, С. М. Кропачев, Т. Я. Гончарова, Г. В. Ручкин, Н. Н. Тальская

Структурно-металлогеническое районирование: 1 — границы рудоносных зон; 2 — границы рудоносных подзон; 3 — границы рудоносных блоков; 4 — граница Блявинского рудного поля. Рудоносные синклинали подзоны с контрастно дифференцированными вулканогенными комплексами (широко распространены образования силурийского базальтового и позднесилурийского липарит-андезитового комплексов, а также породы нижнедевонского габбро-диоритового комплекса); 5 — Блявинская рудоносная подзона; 6 — Восточно-Блявинский рудоносный блок (силурийский базальтовый и нижнедевонский липаритовый комплексы); 7 — Центральнo-Блявинский рудоносный блок (силурийский базальтовый комплекс, фиксируются вулканические сооружения нижнедевонского возраста); 8 — Западно-Блявинский рудоносный блок (нижнедевонский габбро-диоритовый комплекс); 9 — Ракитянский структурно-фациальный блок (силурийский липарит-андезитовый комплекс). Умеренно прогнутые синклинали с последовательно дифференцированными магматическими комплексами (развиты породы силурийского базальтового и позднесилурийского липарит-андезитового комплексов); 10 — Ишмуратовская рудоносная подзона. Рудоносные антиклиналы с последовательно дифференцированными вулканогенными комплексами. Развиты силурийский базальтовый, позднесилурийский липарит-андезитовый и нижнедевонский габбро-диоритовый комплексы; 11 — Курганская рудоносная подзона. Сильно эродированные антиклиналы с коренными частями силурийских вулканогенных комплексов. Широко распространены породы нижнедевонского габбро-диоритового и среднепалеозойских габбро-плагинитового и гипербазитового комплексов; 12 — Сакарно-Кидрысовская подзона. Структурно-фациальные блоки: 13 — Калашниковский (силурийский кремнисто-базальтовый комплекс); 14 — Центральный (ордовикско-нижнесилурийская песчано-глинистая формация); 15 — Западнoй (силурийско-нижнедевонские габбро-диабазы, диабазы, базаль-

товые порфириты); 16 — Чураевская подзона; 17 — Беркутовская подзона. Фации осадочных и вулканогенных пород. Морские фации: 18 — группа фаций околожерловой зоны; 19 — экструживная и лаговая фации кислого состава; 20 — пирокластическая фация кислого состава; 21 — пирокластическая фация среднего состава. Группа фаций промежуточной зоны. Экструзивная и лаговая фации: 22 — среднего состава; 23 — основного состава. Пирокластическая фация: 24 — кислого состава; 25 — кремнисто-терригенная фация. Группа фаций удаленной зоны: 26 — осадочно-вулканогенная фация кислого состава. Прибрежно-морские фации: группа фаций околожерловой зоны; 27 — экструживная и лаговая фации ислугового состава. Группа фаций удаленной зоны: Терригенные фации: 28 — глинистая фация; 29 — песчано-глинистая фация; 30 — песчаниковая фация. Субвулканические фации: 31 — кислого состава (дайки); 32 — кислого состава; 33 — основного состава. Интрузивные породы: 34 — гипербазиты; 35 — габброиды; 36 — диориты. Рудные месторождения и рудопроявления: 37 — месторождения Медноколчеданная формация; 38 — месторождения средние; 39 — рудопроявления; 40 — пункты рудной минерализации. Медная сульфидная формация: 41 — рудопроявления. Тектурно-структурные типы руд Медноколчеданная формация: 42 — сплошные массивные; 43 — вкрапленные и прожилково-вкрапленные. Медная сульфидная формация: 44 — прожилково-вкрапленные. Морфология рудных тел. Медноколчеданная формация: 45 — пластообразные и линзообразные залежи, согласные со слоистостью сплошные (а) и вкрапленные (б) руды; 46 — залежь живообразной формы (сплошные (а) и вкрапленные (б) руды); 47 — минерализованные зоны дробления, секущие слоистость (а) и согласные со слоистостью (б). Медная сульфидная формация: 48 — тела сложной морфологии, приуроченные к зоне контакта интрузий с вмещающими осадочно-вулканогенными породами;

49 — крупноподобные минерализованные зоны дробления. Связь с магматическими образованиями. Медноколчеданная формация: 50 — с силурийским базальтовым комплексом; 51 — с позднесилурийским липарит-андезитовым комплексом; 52 — с нижнедевонским липаритовым комплексом — с поздними субвулканическими телами (а), с эффузивными, экструживными, жерловыми и ранними субвулканическими фациями (б). Медная сульфидная формация: 53 — с нижнедевонским габбро-диоритовым комплексом. Поисковые признаки: 54 — комплексные геохимические аномалии (грамметровые и электроразведочные); 55 — комплексные геохимические аномалии. Ореолы окорудных изменений пород: 56 — ореолы пиритной вкрапленности в породах. Медноколчеданная формация: 57 — метасоматиты (кварцевые, кварц-серпичитовые, серпичит-кварцевые, хлорит-серпичит-кварцевые). Гидротермально измененные породы: 58 — с кварц-эпидот-хлоритовой ассоциацией; 59 — с кварц-гематитовой ассоциацией. Медная сульфидная формация. Гидротермально измененные породы: 60 — с кварц-эпидот-хлоритовой ассоциацией; 61 — с кальцит-кварц-гематитовой ассоциацией. Структурно-разрывные зоны: 62 — нижнедевонского возраста; 63 — силурийского возраста. Оси складок: 64 — антиклиналей; 65 — синклиналей. Разрывные нарушения: 66 — крупные разломы, длительно развивающиеся (+ поднятый блок; — опущенный блок); 67 — крутые разломы; 68 — надвиги и взбросы (+ поднятый блок; — опущенный блок); 69 — зоны дробления; 70 — наклонное залегание; 71 — опрокинутое залегание; 72 — границы между свитами, подсвитами несогласного залегания пород (установленные (а), предполагаемые (б)); 73 — границы несогласного залегания пород (установленные (а) и предполагаемые (б)); 74 — границы фаций; 75 — границы палеозойских толщ подпокровом мезозойских отложений — стратиграфические (а), тектонические (б)



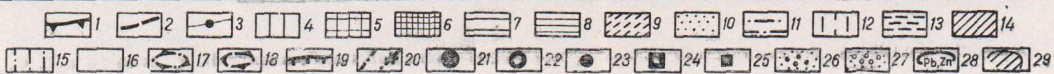
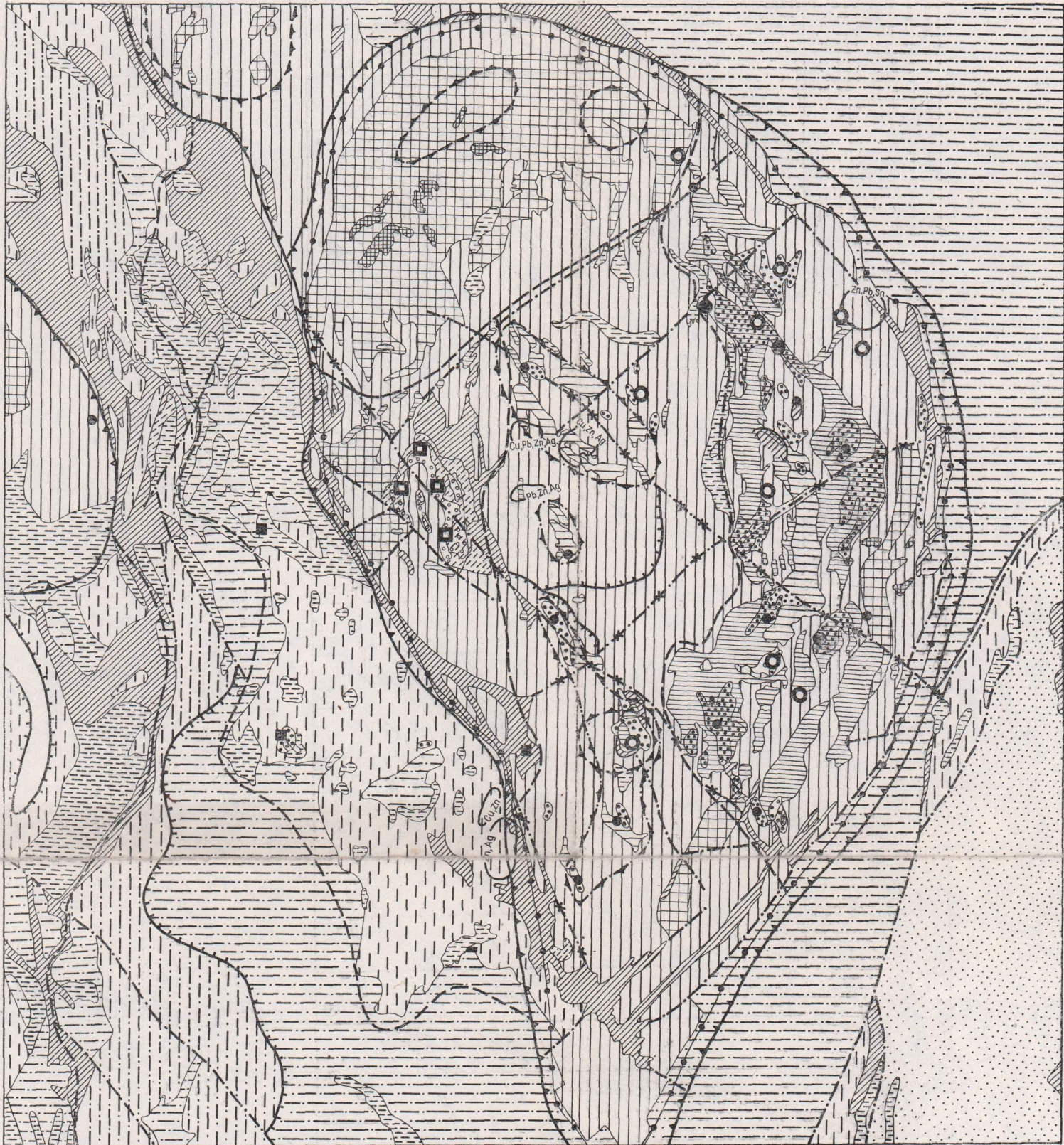
Приложение 1. Карта метаморфизма Блюдинской подзоны. Составили Т. Я. Гончарова и Г. П. Зарайский

Метаморфизм, связанный с интрузивными комплексами. Минеральные ассоциации, связанные со среднепалеозойским габбро-плагрионитным комплексом: 1 — кварц-пренитовая; 2 — хлорит-эпидотовая; 3 — хлорит-уралитовая. Минеральные ассоциации, связанные со среднепалеозойским гипербазитовым комплексом; 4 — магнетит-серпентинитовая. Минеральные ассоциации, связанные с нижнедевонским габбро-диоритовым комплексом. Гидротермальные минеральные ассоциации, связанные с медным прожилково-вкрапленным оруденением. 5 — гематит-кварцевая; 6 — кварц-хлорит-эпидотовая.

Метаморфизм, связанный с вулканическими комплексами. Метаморфизм, связанный с нижнедевонским липаритовым комплексом. Гидротермальные минеральные ассоциации, связанные с медноколчеданным оруденением. 7 — хлорит-серцит-кварцевая. Минеральные ассоциации, связанные с поздними субвулканическими телами. С субвулканическими поро-

дами основного состава; 8 — кварц-альбит-хлоритовая; 9 — биотит-альбит-хлоритовая; 10 — актинолит-альбит-хлоритовая. С субвулканическими породами кислого состава; 11 — хлорит-халцедон-цеолитовая; 12 — кварц-гематитовая; 13 — кварц-кальцит-льбитовая; 14 — кварц-эпидотовая. Минеральные ассоциации, связанные с силурийским базальтовым, кремнисто-базальтовым и липарит-андезитовым комплексами; 15 — стильномелан-хлорит-альбитовая; 16 — кальцит-альбит-хлоритовая; 17 — кварц-альбит-хлоритовая; 18 — пренил-пумпеллит-кварц-альбит-хлоритовая; 19 — пренил-альбит-хлоритовая.

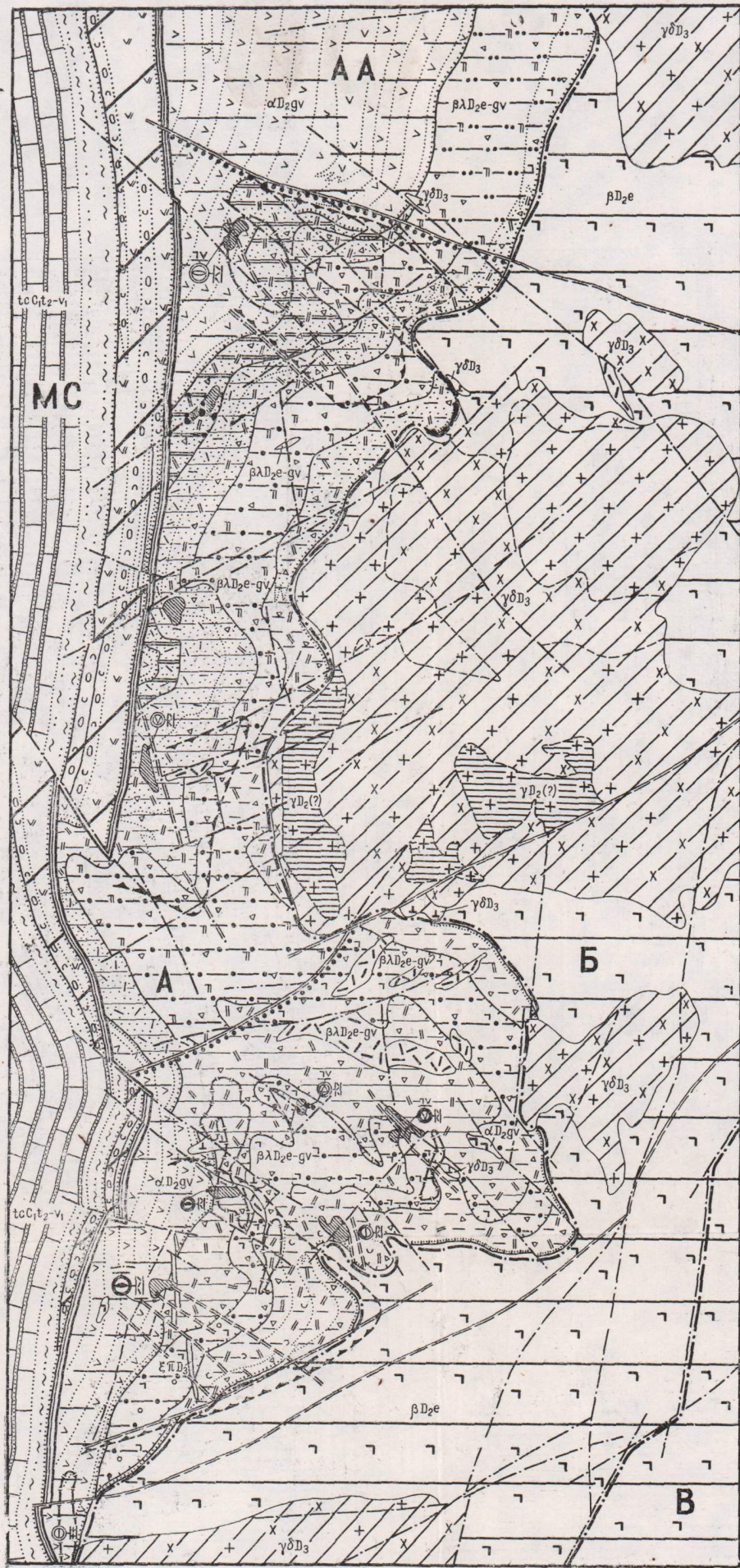
Региональный метаморфизм: 20 — слабо метаморфизованные породы ордовикского, силурийского и среднедевонского возраста (аргиллиты, алевролиты, пинисто-кремнистые сланцы); 21 — поля развития мезозойских и кайнозойских пложений; 22 — разрывные нарушения; прослеженные (а), предполагаемые (б); 23 — границы распространения ассоциаций вторичных минералов



Приложение 5. Схема геологических предпосылок и поисковых признаков Блявинской рудоносной подзоны. Составили В. И. Старостин и Г. Ф. Яковлев.

Структурно-металлогеническое районирование: 1 — границы рудоносных подзон; 2 — границы рудоносных блоков; 3 — граница рудного поля (Блявинского). Магматические и литологические предпосылки. Магматические комплексы, благоприятные для локализации оруденения. Медноколчеданная формация: 4 — силурийский базальтовый комплекс (часто образует структурно-литологические экраны). Позднесилурийский липарит-андезитовый комплекс: 5 — эффузивные, экструзивные и жерловые фации; 6 — ранние субвулканические тела. Нижнедевонский липаритовый комплекс: 7 — эффузивные, экструзивные и жерловые фации; 8 — поздние субвулканические тела (рудовмещающие породы). Медно-сульфидная прожилково-вкрапленная формация: 9 — нижнедевонский габбро-диоритовый комплекс. Комплексы, рудоносность которых неясна: 10 — ордовикский песчано-глинистый комплекс (кидрясовская свита); 11 — позднеордовикско-раннесилурийский комплекс — туфогенно-глинистый (кураганская, губерлинская свиты); 12 — силурийский кремнисто-базальтовый комплекс; 13 — силурийско-девонские субвулканические диабазы и габбро-диабазы; 14 — среднепалеозойский интрузивный комплекс (габбро-плаггиогранитовый и гипербазито-

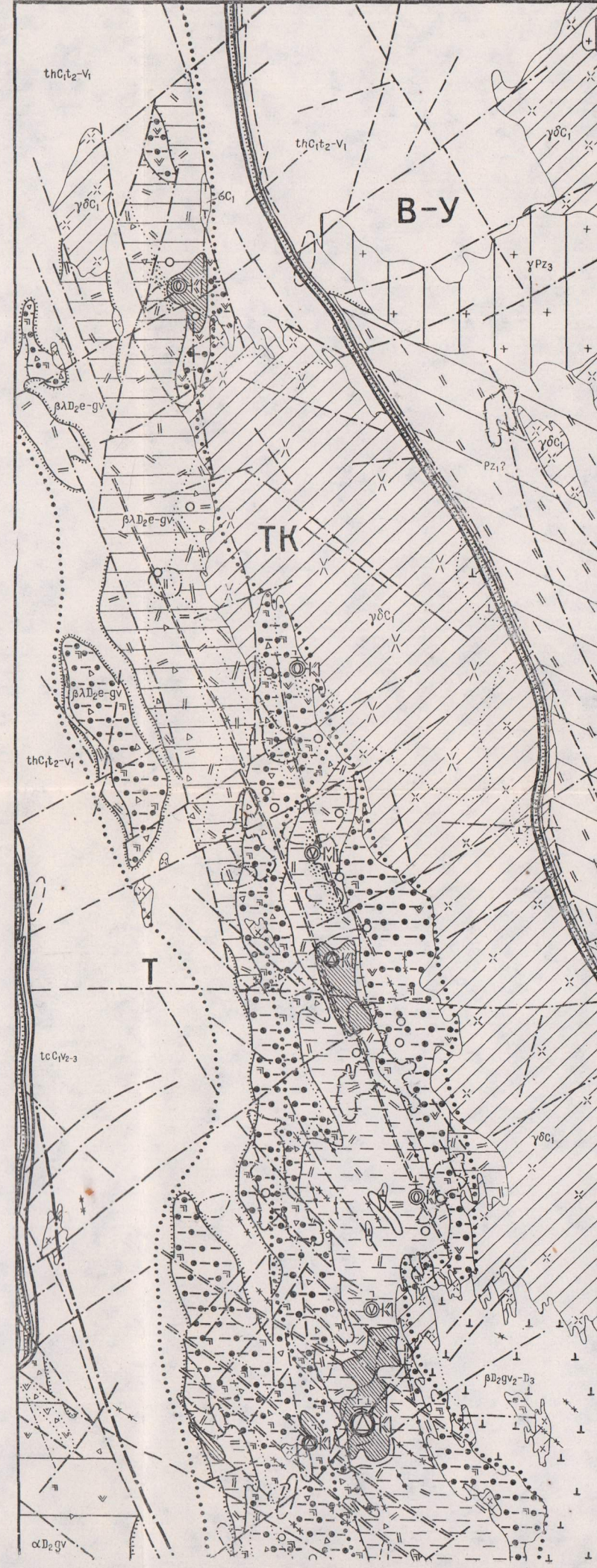
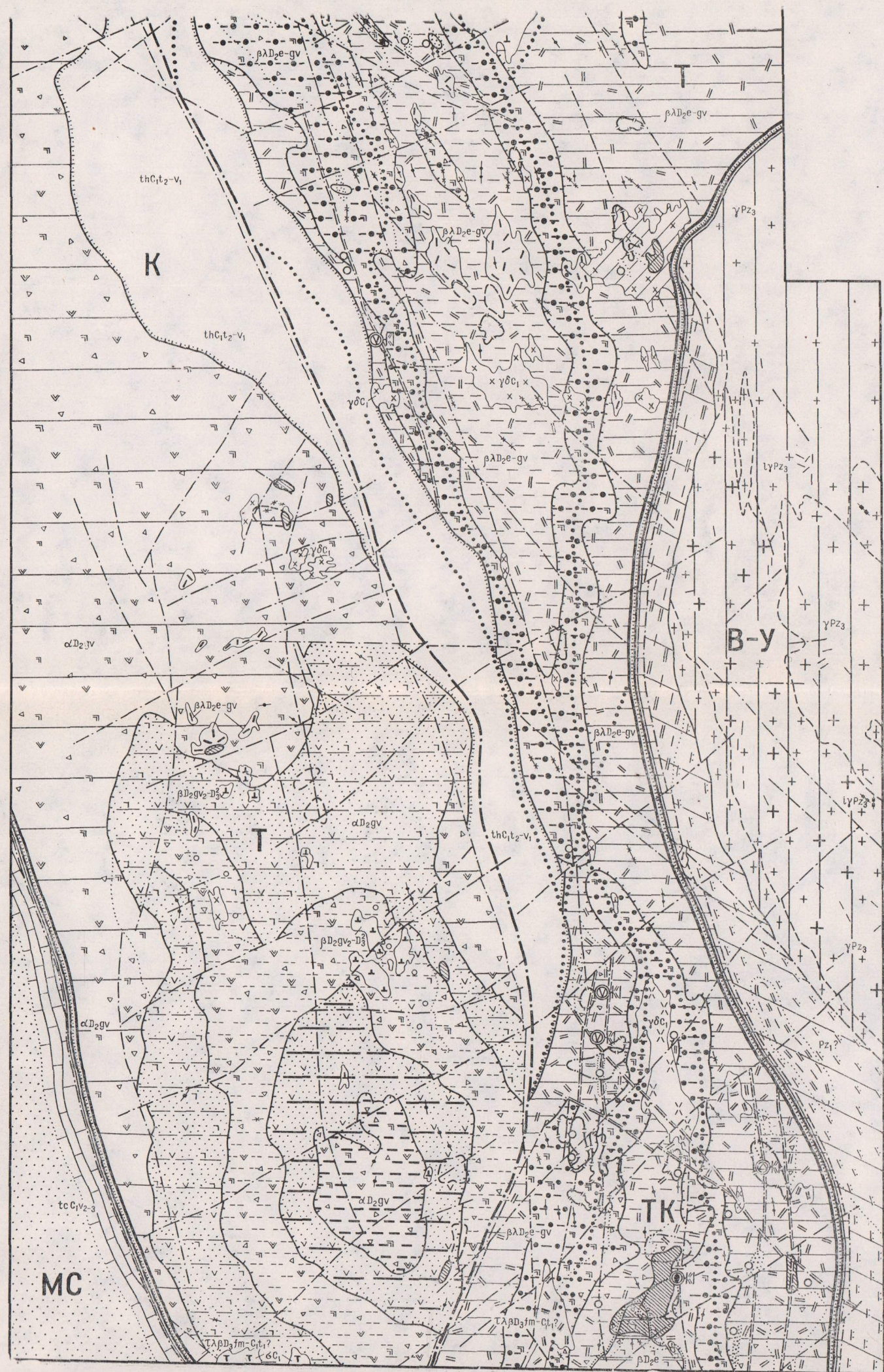
вый). Осадочные формации, неперспективные на медное оруденение: 15 — силурийская кремнистая формация; 16 — верхнедевонская-нижнекаменноугольная граувакковая формация (злаирская и подгоркинская свиты). Структурные предпосылки: 17 — нижнедевонские вулканические сооружения; 18 — силурийские вулканические сооружения; 19 — надвиги, взбросы; 20 — синвулканические разломы. Крестом обозначены раннегеосинклинальные рудоконтролирующие разрывные нарушения. Поисковые признаки. Рудные объекты. Медноколчеданная формация: 21 — месторождения; 22 — рудопроявления; 23 — пункты рудной минерализации. Медная сульфидная прожилково-вкрапленная формация: 24 — рудопроявления; 25 — пункты рудной минерализации. Прямые поисковые признаки: 26 — колчеданная формация (обеление, пиритизация, породы железной шляпы, кварц-серпентин-хлоритовые образования); 27 — медная сульфидная прожилково-вкрапленная формация (лимонитизация, малахитизация, кварц-эпидотовые образования). Косвенные поисковые признаки: 28 — комплексные геохимические аномалии; 29 — комплексные геофизические аномалии (грави- и электроразведочные).



Формации и комплексы позднегоосинклиальной стадии	
Терригенно-карбонатная формация	1
Трахиллипарит-базальтовая формация	2
Трахиллипарит-базальтовая формация	3
Липаритовая базальтовая формация	4
Липаритовая базальтовая формация	5
Липаритовая базальтовая формация	6
Липаритовая базальтовая формация	7
Липаритовая базальтовая формация	8
Липаритовая базальтовая формация	9
Липаритовая базальтовая формация	10
Липаритовая базальтовая формация	11
Липаритовая базальтовая формация	12
Липаритовая базальтовая формация	13
Липаритовая базальтовая формация	14
Липаритовая базальтовая формация	15
Липаритовая базальтовая формация	16
Прижерловая зона	17
Промежуточная зона	18
Промежуточная зона	19
Промежуточная зона	20
Прижерловая зона	21
Промежуточная зона	22
Промежуточная зона	23
Промежуточная зона	24
Промежуточная зона	25
Промежуточная зона	26
Промежуточная зона	27
Промежуточная зона	28
Промежуточная зона	29
Промежуточная зона	30
Промежуточная зона	31
Прижерловая зона	32
Прижерловая зона	33
Прижерловая зона	34

Приложение 6. Схематическая металлогеническая карта Ачебутакского района. Составили В. В. Авдонин и Г. Ф. Яковлев

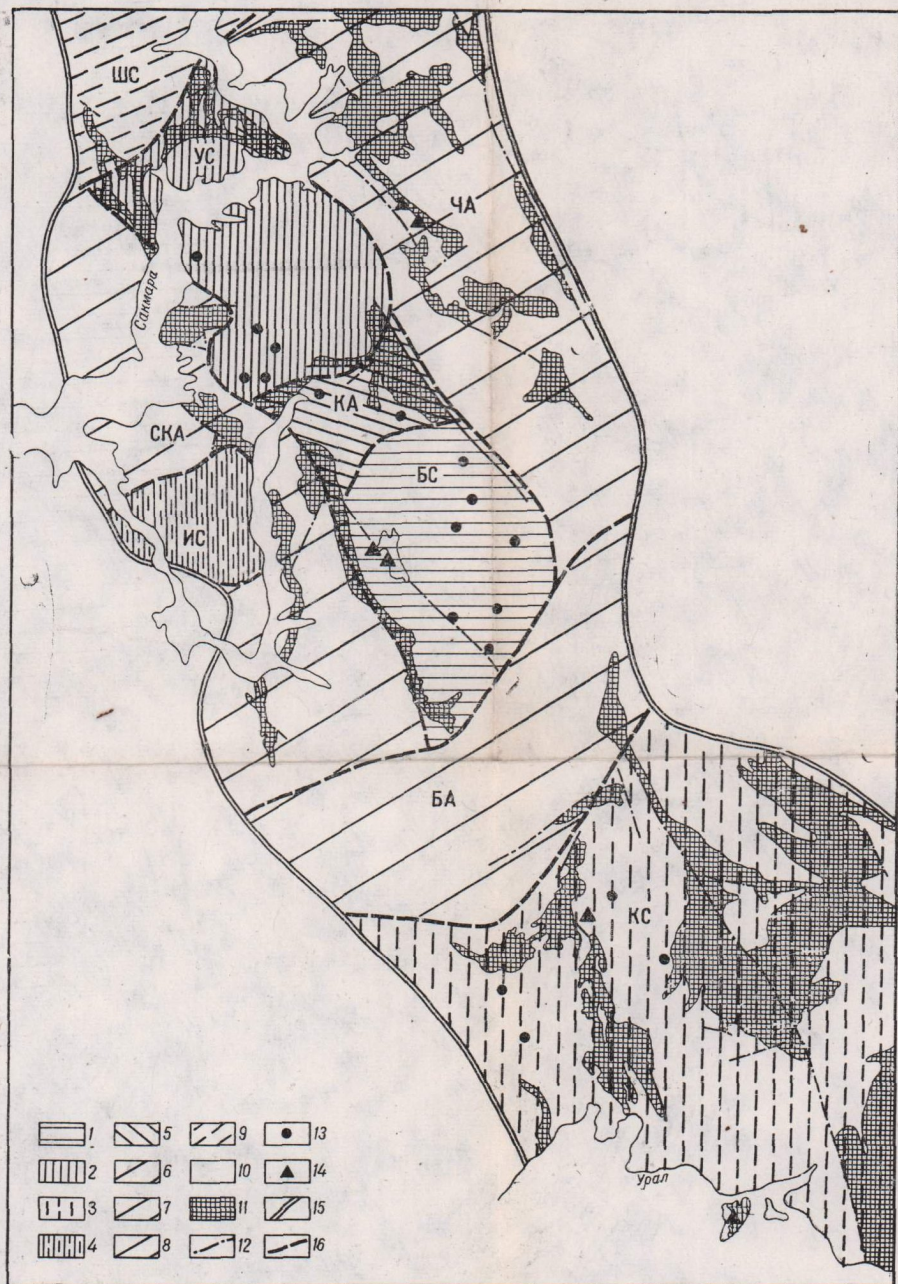
Формации и комплексы: 1 — верхнетурнейско-нижневизейский терригенно-карбонатный комплекс. Фаменско-нижнетурнейский трахиллипарит-базальтовый комплекс; 2 — субвулканические породы (эффузивные, пирокластические и осадочно-вулканогенные породы); 4 — верхнедевонский ачебутакский гранодиоритовый комплекс; 5 — среднедевонский (?) плагиогранитный комплекс. Живетский андезитовый (туффитовый) комплекс; 6 — субвулканические породы; 7 — эффузивные, пирокластические и осадочно-вулканогенные породы. Позднеэффельско-живетский базальт-липаритовый комплекс; 8 — субвулканические породы. Эффузивные, пирокластические породы верхнекармальташской подсвиты; 12 — нижняя толща липаритовых порфиров и их туфов; 11 — средняя толща андезит-базальтовых порфиров; 10 — верхняя толща липаритовых порфиров и их туфов; 9 — нижняя толща улутауской свиты; 13 — нерасчлененный комплекс; 14 — эфельский базальтовый комплекс. Фации осадочных и вулканогенных пород. Осадочные фации: 15 — прибрежно-морская терригенно-карбонатная фация; 16 — лагунная терригенно-угленосная фация. Эффузивные фации: 17 — пирокластическая фация (бомбовые туфы андезит-базальтовых порфиров); 18 — лавовая фация (базальтовые и андезит-базальтовые порфириты). Пирокластическая фация: 19 — туфы андезит-базальтовых порфиров; 20 — туфы липаритовых порфиров; 21 — пирокластическая фация (спекшия игнимбритоподобные туфы липаритовых порфиров). Лавовая фация: 22 — липаритовые порфиры; 23 — трахиллипаритовые порфириты; 24 — андезитовые порфириты. Пирокластическая фация: 25 — туфы липаритовых порфиров; 26 — туфы липаритовых порфиров с примесью туфогенно-осадочного материала; 27 — туфы андезит-базальтовых порфиров. Осадочно-вулканогенные фации: 28 — фация туффитов липаритового состава; 29 — осадочно-вулканогенная фация андезитового состава (ритмичное чередование туфов, туффитов, туфопесчаников); 30 — фация граувакковых песчаников; 31 — конгломератовая фация; 32 — пирокластическая фация (спекшия игнимбритоподобные туфы липаритовых порфиров). Субвулканическая фация: 33 — липаритовые, липарит-дацитовые и трахиллипаритовые порфиры; 34 — андезит-базальтовые порфириты. Интрузивные комплексы: Интрузивные породы: 35 — граносенииты; 36 — граниты; 37 — гранодиориты; 38 — гранодиориты, насыщенные ксенолитами; 39 — гранодиориты порфировидные роговообманковые; 40 — диориты; 41 — габбро. Жильные породы: 42 — дайки сиенит-порфиров; 43 — дайки габбро-порфиритов. Границы и разрывные нарушения: 44 — границы структурно-фациальных зон: Магнитогорского синклинория (МС) и Ачебутакского антиклинория (АА); 45 — границы формаций; 46 — границы комплексов; 47 — границы толщ; 48 — границы фаций; 49 — интрузивный контакт; 50 — контуры участков максимальной вулканической активности; 51 — разломы, разделяющие структурно-фациальные блоки, контролирующее распределение вулканогенных фаций в эфельский и живетский века. Рудоподводящие разломы: 52 — медноколчеданного этапа оруденения; 53 — полиметаллического этапа оруденения; 54 — прочие разломы. Металлогения: 55 — граница Ачебутакской рудоносной зоны; 56 — границы рудоносных подзон: А — Западно-Ачебутакская рудоносная подзона, сложенная породами позднеэффельско-раннеживетского базальт-липаритового комплекса и живетского андезитового (туффитового) комплекса; характеризуется наличием медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений и рудопровялений и широким комплексом поисковых признаков и предпосылок; Б — Восточно-Ачебутакская рудоносная подзона, сложенная породами эфельского базальтового комплекса и массивами гранитоидов верхнедевонского гранодиоритового комплекса; подзона представляет собой относительно приподнятую и сильно эродированную структуру; В — Камская рудоносная подзона (расположена в основном за пределами района); 57 — границы рудоносных блоков. Месторождения и рудопоявления: 58 — колчеданно-полиметаллическое месторождение; 59 — медноколчеданное рудопоявление; 60 — колчеданно-полиметаллические рудопоявления; 61 — полиметаллические рудопоявления. Текстурно-структурные типы руд: 62 — массивный; 63 — вкрапленный и прожилково-вкрапленный. Морфология рудных тел: 6 — пологие линзовидные залежи; 65 — крутопадающие залежи; 66 — минерализованные зоны; 67 — тела сложной формы; 68 — состав вмещающих пород; 69 — локальные экраны. Геохимические и геофизические аномалии: 70 — первичные ореолы (комплексные); 71 — аномалии по методу ВП



Комплексы орогенной мегастидии		Формации и комплексы позднегеосинклинальной стидии	
γPz3	1	αD2gv	9
6C1	2	αD2gv	10
γD2C1	3	αD2gv	11
tcC1v2-3	4	αD2gv	12
thC1t2-V1	5	αD2gv	13
τAβD3fm-C1t1?	6	βAD2e-gv	14
τAβD3fm-C1t1?	7	βAD2e-gv	15
D2gv2-D3?	8	βAD2e-gv	16
γPz3	40	βAD2e-gv	17
γPz3	41	βAD2e-gv	18
γPz3	42	βAD2e-gv	19
γPz3	43	βAD2e-gv	20
γPz3	44	βAD2e-gv	21
γPz3	45	βAD2e-gv	22
γPz3	46	βAD2e-gv	23
γPz3	47	βAD2e-gv	24
γPz3	48	βAD2e-gv	25
γPz3	49	βAD2e-gv	26
γPz3	50	βAD2e-gv	27
γPz3	51	βAD2e-gv	28
γPz3	52	βAD2e-gv	29
γPz3	53	βAD2e-gv	30
γPz3	54	βAD2e-gv	31
γPz3	55	βAD2e-gv	32
γPz3	56	βAD2e-gv	33
γPz3	57	βAD2e-gv	34
γPz3	58	βAD2e-gv	35
γPz3	59	βAD2e-gv	36
γPz3	60	βAD2e-gv	37
γPz3	61	βAD2e-gv	38
γPz3	62	βAD2e-gv	39
γPz3	63	βAD2e-gv	40
γPz3	64	βAD2e-gv	41
γPz3	65	βAD2e-gv	42
γPz3	66	βAD2e-gv	43
γPz3	67	βAD2e-gv	44
γPz3	68	βAD2e-gv	45
γPz3	69	βAD2e-gv	46
γPz3	70	βAD2e-gv	47
γPz3	71	βAD2e-gv	48
γPz3	72	βAD2e-gv	49
γPz3	73	βAD2e-gv	50
γPz3	74	βAD2e-gv	51
γPz3	75	βAD2e-gv	52
γPz3	76	βAD2e-gv	53
γPz3	77	βAD2e-gv	54
γPz3	78	βAD2e-gv	55
γPz3	79	βAD2e-gv	56
γPz3	80	βAD2e-gv	57
γPz3	81	βAD2e-gv	58
γPz3	82	βAD2e-gv	59
γPz3	83	βAD2e-gv	60

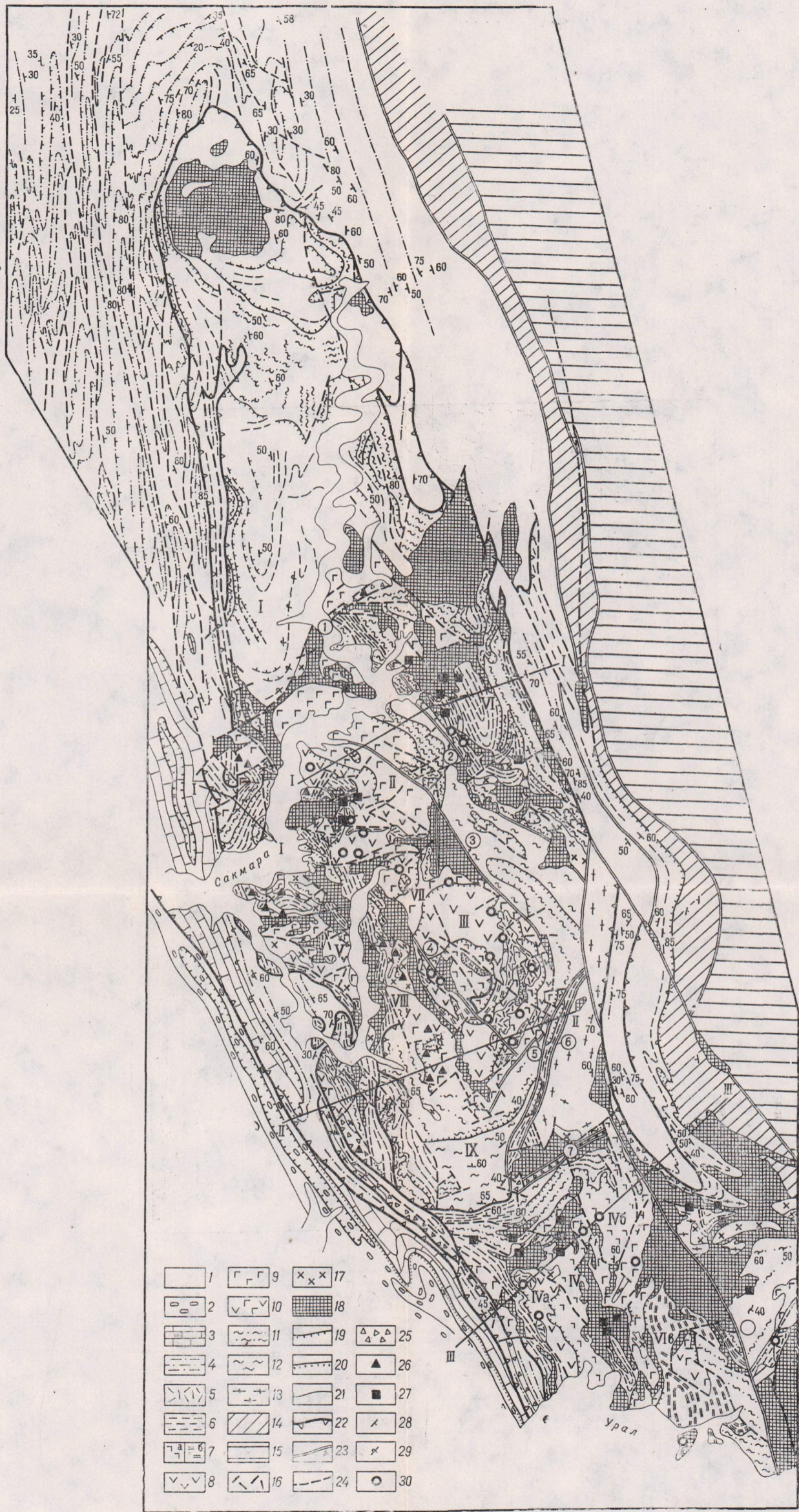
Приложение 7. Схематическая металкарта Теренсайского района. Составили Г. И. И. Еремин и Г. Ф. Яковлев.

Формации и комплексы: 1 — угловый (адамовский) гранитный комплекс; 2 — угольный (аниховский) гипербазитовый комплекс; 3 — некаменноугольный (магнитогорский) гранитный комплекс; 4 — верхне-средневежеский терригенный комплекс; 5 — верхнетурнейско-нижневежеский угленосный комплекс; 6 — Фаменско-нижнетурнейский рит-базальтовый комплекс; 7 — субвулканический — эффузивные, пирокластические и осадочные породы. Верхневежеский — верхнедедовский базальтовый комплекс; 8 — субвулканические породы андезитов (туфитовый) комплекс; 9 — вулканы; 10 — пятая толща грубых туфов; 11 — четвертый и лав; 12 — вторая толща слоистых туфов; 13 — первая толща грубых туфов и лав андезита; 14 — андезитовые породы; 15 — андезитовые породы; 16 — андезитовые породы; 17 — андезитовые породы; 18 — андезитовые породы; 19 — андезитовые породы; 20 — андезитовые породы; 21 — андезитовые породы; 22 — андезитовые породы; 23 — андезитовые породы; 24 — андезитовые породы; 25 — андезитовые породы; 26 — андезитовые породы; 27 — андезитовые породы; 28 — андезитовые породы; 29 — андезитовые породы; 30 — андезитовые породы; 31 — андезитовые породы; 32 — андезитовые породы; 33 — андезитовые породы; 34 — андезитовые породы; 35 — андезитовые породы; 36 — андезитовые породы; 37 — андезитовые породы; 38 — андезитовые породы; 39 — андезитовые породы; 40 — андезитовые породы; 41 — андезитовые породы; 42 — андезитовые породы; 43 — андезитовые породы; 44 — андезитовые породы; 45 — андезитовые породы; 46 — андезитовые породы; 47 — андезитовые породы; 48 — андезитовые породы; 49 — андезитовые породы; 50 — андезитовые породы; 51 — андезитовые породы; 52 — андезитовые породы; 53 — андезитовые породы; 54 — андезитовые породы; 55 — андезитовые породы; 56 — андезитовые породы; 57 — андезитовые породы; 58 — андезитовые породы; 59 — андезитовые породы; 60 — андезитовые породы; 61 — андезитовые породы; 62 — андезитовые породы; 63 — андезитовые породы; 64 — андезитовые породы; 65 — андезитовые породы; 66 — андезитовые породы; 67 — андезитовые породы; 68 — андезитовые породы; 69 — андезитовые породы; 70 — андезитовые породы; 71 — андезитовые породы; 72 — андезитовые породы; 73 — андезитовые породы; 74 — андезитовые породы; 75 — андезитовые породы; 76 — андезитовые породы; 77 — андезитовые породы; 78 — андезитовые породы; 79 — андезитовые породы; 80 — андезитовые породы; 81 — андезитовые породы; 82 — андезитовые породы; 83 — андезитовые породы.



Приложение 8. Схема структурно-металлогенического районирования Блявинско-Киндерлинской рудоносной зоны. Составили С. М. Кропачев, В. И. Старостин, Г. Ф. Яковлев.

Интенсивно прогнутые брахисинклинальные рудоносные подзоны с контрастно дифференцированными вулканогенными комплексами: 1 — Блявинская рудоносная подзона. Умеренно прогнутые брахисинклинальные рудоносные подзоны с последовательно дифференцированными вулканогенными комплексами: 2 — Утягуловская; 3 — Киндерлинская; 4 — Ишмуратовская. Антиклинальные рудоносные подзоны (слабо эродированные) с последовательно дифференцированными вулканогенными комплексами; 5 — Кураганская. Антиклинальные рудоносные подзоны (сильно эродированные) с корневыми частями силурийских вулканогенных излияний; 6 — Чураевская; 7 — Беркутовская; 8 — Сакмаро-Кидрясовская. Синклинальные подзоны с кремнистыми формациями: 9 — Шайтантауская; 10 — четвертичные отложения; 11 — среднепалеозойские интрузивные комплексы (габбро-плагиигранитовый и гипербазитовый); 12 — разрывные нарушения. Месторождения и рудопроявления: 13 — медноколчеданной формации; 14 — медно-сульфидной прожилково-вкрапленной формации; 15 — границы рудоносных зон; 16 — границы рудоносных подзон



Приложение 9. Схематическая геологическая карта Блявинско-Киндерлинской рудоносной зоны. Составили С. М. Кропачев, В. И. Старостин и Г. Ф. Яковлев

1 — четвертичные отложения; 2 — умбетовский горизонт, средне-верхнекарбонные отложения; 3 — куруильская, иткуловская и бухарчинская свиты (визейский и намюрский ярусы); 4 — зилаирская серия (изостраты); 5 — нижнедевонские (?) кислые эффузивы и туфы. Сакмарская серия (силур); 6 — сакмарская серия нерасчлененная, кремнистые сланцы; 7 — херсонковская свита (эффузивы базальтового состава (а), кремнистые сланцы (б)). Блявинская свита; 8 — верхняя подсвита, туфы андезитовых порфиритов; 9 — нижняя подсвита, базальтовые порфириты; 10 — блявинская свита нерасчлененная; 11 — губерлинская свита (нижний силур); 12 — кураганская свита (ордовик-силур); 13 — кидрясовская свита (ордовик); 14 — ордовикские и силурийские породы нерасчлененные; 15 — метаморфические и кристаллические сланцы антиклинория Урала. Субвулканические породы; 16 — кислого состава; 17 — основного состава; 18 — интрузии медногорского комплекса (ультрабазиты, габбро, плагиограниты); 19 — стратиграфические границы (штрихи указывают направление падения); 20 — границы несогласного залегания; 21 — границы интрузий; 22 — надвиги и взбросы (зубчики указывают падение сместителя); 23 — разломы крупные; 24 — разломы мелкие; 25 — брекчии тектонические; 26 — линзы известняков с археоциатами нижнего кембрия; 27 — линзы известняков среднего девона; 28 — нормальное залегание; 29 — опрокинутое залегание; 30 — медноколчеданные месторождения. Основные структуры. Синклинали: I — Шайтантауская; II — Утягуловская; III — Блявинская; IV — Киндерлинская (IVa — Западно-Киндерлинская; IVb — Чебаклинская, IVv — Казачевязовская); V — Ишмуратовская; VI — Байназаровская. Антиклиннали: VII — Кураганская; VIII — Медногорская; IX — Беркутовская. Разломы: 1 — Акталтский; 2 — Чураевский; 3 — Каланский; 4 — Алчмбаево-Зареченский; 5 — Станционный; 6 — Каракольский; 7 — Шмидтов; 8 — Желнаирский