

СТРУКТУРНЫЙ
И МАГМАТИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ
КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ
БАШКИРИИ

*

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
БАШКИРСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

СТРУКТУРНЫЙ
И МАГМАТИЧЕСКИЙ
КОНТРОЛЬ
КОЛЧЕДАННОГО
ОРУДЕНЕНИЯ
БАШКИРИИ

1622



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1975



Рассматриваются структуры, магматизм главных колчеданных районов башкирской части Южного Урала и строение рассмотренных в них колчеданных месторождений; приводится характеристика первично-вулканических структур и субвулканических пород кислого состава, которые являются одним из главных факторов образования и размещения колчеданного оруденения. Монография содержит новый оригинальный материал по геологии колчеданных месторождений Башкирии. Установленные связи колчеданных месторождений с геологическими структурами в значительной мере универсальны и позволяют проводить сопоставления со структурами других регионов. Табл. 13. Рис. 48. Библ. 250 назв.

Авторский коллектив:

П.Ф. СОПКО, А.С. БОБОХОВ, И.С. СЕРАВКИН,
К.А. УРАЗАЕВ, А.П. БОЯРКИН, М.А. КУЛАГИНА,
З.И. РОДИЧЕВА

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук
В.А. Прокин

Поиски колчеданных руд, начатые в башкирском Зауралье еще в предвоенные годы, ведутся в последние 25 лет с большой интенсивностью. За этот период открыты, разведаны и переданы в эксплуатацию месторождения Учалы, Сибай, им. XIX партсъезда, Маган, Октябрьское, Майское, Бакр-тау, Таш-тау. Имеются благоприятные предпосылки для обнаружения новых концентраций колчеданного оруденения, что подтверждается выявлением в последнее время месторождений Узельга, Юбилейное и других, ныне находящихся в стадии изучения. Однако дальнейшая успешная реализация благоприятных перспектив требует непрерывного совершенствования научной основы поисков колчеданных руд, опирающейся на выяснение условий образования и размещения колчеданных месторождений и изучение геологического строения и истории геологического развития колчеданоносных территорий. Изучение геологии башкирской части зеленокаменной полосы Уральской складчатой области и расположенных в ее пределах колчеданных месторождений было начато, не считая эпизодических работ конца прошлого и начала нынешнего веков, в предвоенные годы (Либрович, 1936; Ковалев, 1948; Нестоянова, 1959, 1960). Мощным стимулом для дальнейшего углубленного исследования состава и строения развитых на этой территории вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных толщ и проявлений интрузивного магматизма, их возрастных соотношений и тектонического положения месторождений различных рудных формаций послужили уже сделанные открытия ряда крупных скоплений колчеданных руд. Важную роль сыграли идеи А.Н.Заварицкого (1936, 1943) о связи колчеданного оруденения Урала с силуро-девонским вулканизмом.

В связи с этим в 50-х годах было проведено детальное геологическое картирование территории и выполнены тематические исследования, широко развернувшиеся в последние 10-15 лет. Эти исследования проводились Г.И.Водорезовым, О.А.Нестояновой, В.С.Шарфманом, П.В.Лазаревым, И.А.Пастуховым, И.В.Ленных, М.Ш.Биковым, Н.В.Петровской, В.М.Нечехиным и рядом других геологов Башкирского геологического управления и научно-исследовательских организаций.

Широкий комплекс работ по изучению условий образования и размещения колчеданных месторождений выполнен В.А.Прокиным

(1963, 1969, 1973; Прокин и др., 1962, 1968), под руководством которого были составлены металлогенические карты башкирской части Южного Урала, исследованы проявления процессов регионального метаморфизма и околорудного метасоматоза вмещающих колчеданные месторождения вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ и разработан ряд вопросов структурного и магматического контроля колчеданного оруденения.

Важное значение имеют многолетние исследования коллектива ЦНИГРИ, выполнившего под руководством М.Б. Бородаевской (1965а,б; Бородаевская и др., 1960; Бородаевская, Курбанов, Кривцов, Контарь, Ширай, 1969; Бородаевская, Курбанов, Пирожок и др., 1969, 1970, 1973; Бородаевская, Курбанов, Ширай и др., 1973) изучение Учалинского, им. XIX партсъезда, Молодежного, Сибайского, Восточно-Семеновского, Юбилейного, Бурибайского, Маканского и Мамбетовского колчеданных месторождений и их рудных полей и успешно выяснившего на этой основе многие аспекты магматического и структурного контроля колчеданного оруденения, формационного и фациального анализа рудовмещающих образований, их взаимоотношений и их тектонического положения, вещественного состава, структурно-текстурных особенностей руд, метаморфизма и метасоматоза вмещающих пород.

В течение длительного времени – с начала 60-х годов – изучение геологического строения и истории геологического развития башкирской части Магнитогорского мегасинклинория и расположенных в ней колчеданных месторождений и их рудных полей проводилось и проводится сотрудниками Института геологии Башкирского филиала Академии наук СССР (стратиграфия силуро-девонских отложений – В.А. Маслов, Е.В. Чибрикова; фациально-формационное расчленение вулканогенных образований и их петрографические и петрохимические особенности – П.В. Аржавитин, М.Ю. Аржавитина, А.С. Бобохов, И.С. Вахромеев, М.А. Кулагина, И.Б. Серавкин, П.Ф. Сопко, К.А. Уразаев; формационная принадлежность, петрография, петрохимия, возраст и история образования субвулканических комплексов – А.С. Бобохов, И.С. Вахромеев, З.И. Родичева, И.Б. Серавкин, Д.Н. Салихов, П.Ф. Сопко, К.А. Уразаев; производные габброидного и гранитоидного интрузивного магматизма и история его развития – Д.Н. Салихов, П.Ф. Сопко; тектоника территории и ее структурно-формационное районирование – А.И. Олли, В.А. Романов, Г.С. Сенченко, И.С. Вахромеев, П.Ф. Сопко; датировка интрузивных и метаморфических образований на основе радиологических методов – М.А. Гаррис; региональный метаморфизм вмещающих колчеданные месторождения толщ и их околорудные изменения – В.А. Прокин, А.А. Захарова, М.А. Кулагина, А.К. Тимергазина; минеральный состав, структурно-текстурные и геохимические особенности колчеданных руд – М.И. Исмагилов, А.А. Малахов, М.Г. Муталов, Г.Н. Пшеничный, И.А. Хайретдинов; структуры колчеданных месторождений, их рудных полей и рудных районов, магматический и структурно-лито-

логический контроль колчеданного оруденения — А.С. Бобохов, И.С. Вахромеев, И.Б. Серавкин, П.Ф. Сопко, К.А. Уразаев).

В результате работ всех перечисленных исследователей установлен ряд закономерностей в размещении и образовании колчеданных месторождений, позволяющих определить совокупность критериев для направления поисков скоплений колчеданных руд.

Установлена постоянная приуроченность колчеданных месторождений башкирской части Магнитогорского мегасинклиория, на западе граничащего с Уралтауским антиклинорием и на востоке — с Восточно-Уральским поднятием, к раннегеосинклинальным вулканогенным формациям преимущественно дифференцированного базальт-липаритового и базальт-андезито-дацит-липаритового состава. В этих формациях, возникавших дважды в течение раннегеосинклинальной стадии, колчеданное оруденение концентрируется почти исключительно в верхах разреза, в которых обычно преобладают породы кислого, иногда среднего состава и в значительной мере субвулканического происхождения. С кислыми субвулканическими породами в тесной пространственной и геохронологической связи находятся наиболее интенсивные проявления регионального метаморфизма, околотрещинного метасоматоза и концентрации колчеданных руд, образовавшиеся гидротермально-метасоматическим путем или же, по мнению отдельных исследователей, с определенной, иногда доминирующей ролью гидротермально-осадочных процессов.

В общих чертах выявлена также роль структурных элементов различного происхождения в строении колчеданосных формаций и в размещении субвулканических пород и связанных с ними проявлений колчеданного оруденения.

Несмотря на определенные успехи в разработке проблемы образования и размещения колчеданных месторождений, имеющуюся научную основу для поисков колчеданного оруденения нельзя считать вполне удовлетворительной в связи с необходимостью более эффективного открытия колчеданных месторождений на значительных глубинах в толщах пород колчеданосных вулканогенных формаций, к тому же нередко перекрытых более молодыми образованиями значительной мощности и иногда интенсивно деформированных более поздними движениями. Этим обуславливается необходимость выявления дополнительных закономерностей в образовании и размещении колчеданных месторождений и конкретизации рудоконтролирующих факторов с учетом различных возможных моделей геосинклинального развития Магнитогорского мегасинклиория и отдельных его частей и различных способов формирования колчеданных рудных тел.

В последние годы Лабораторией металлогении Института геологии Башкирского филиала АН СССР проводилось уточнение структурно-металлогенического положения колчеданосных вулканогенных формаций в общей структуре Магнитогорского мегасинклиория, их соотношений с подстилающими и перекрывающими толщами, выделение и детальное расчленение наиболее близко стоящих во времени и пространстве к проявлениям колчеданного оруденения суб-

вулканических комплексов, в особенности кислых порфировых пород, изучение структур отдельных колчеданных месторождений и рудных полей и выяснение рудоконтролирующей роли структурных элементов первично вулканического и деформационного происхождения, выявление зависимостей структурно-морфологических и минералогическо-геохимических особенностей колчеданных месторождений от состава и строения колчеданоносных формаций.

Для решения этих задач И.Б.Серавкин провел детальное геолого-структурное картирование рудного поля Юбилейного месторождения и Хворостянского участка; собраны и проанализированы материалы по геолого-структурному положению других проявлений колчеданного оруденения в Макан-Бурибаевском рудном районе. К.А.Уразаев детально изучил в геолого-структурном отношении рудное поле месторождения им. XIX партсъезда и расположенные в нем колчеданные месторождения, А.С.Бобохов изучил Учалинское рудное поле и выполнил большой объем работ по исследованию кислых порфировых пород преимущественно субвулканического происхождения, петрохимические особенности и типоморфизм плагиоклазов которых изучался совместно с З.И.Родичевой. П.Ф.Сопко, А.П.Бояркин и М.А.Кулагина собрали и проанализировали материал по геологии и металлогении всего Магнитогорского мегасинклинория, в первую очередь главных колчеданоносных структурно-металлогенических зон, уточнили схемы структурно-формационного и структурно-металлогенического районирования мегасинклинория. А.П.Бояркин провел геолого-математическую обработку данных по вещественному составу большинства колчеданных месторождений башкирской части Магнитогорского мегасинклинория и смежных районов с использованием ЭВМ с целью типизации проявлений колчеданного оруденения.

Результаты выполненных исследований в сочетании с использованием опубликованных и фондовых материалов изложены в предлагаемой вниманию читателя работе, первые главы которой написаны П.Ф.Сопко, А.П.Бояркиным и М.А.Кулагиной, колчеданные месторождения и рудные поля Макан-Бурибаевского и Баймакского рудных районов охарактеризованы И.Б.Серавкиным, Сибайского и Учалинского рудных районов — А.С.Бобоховым, северной части Верхнеуральского рудного района — К.А.Уразаевым. А.С.Бобохову и З.И.Родичевой принадлежит характеристика порфировых комплексов кислого состава. П.Ф.Сопко написана глава, посвященная общим вопросам структурного и магматического контроля колчеданного оруденения; им же осуществлялось руководство всеми исследованиями и редактирование работы.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ И ТИПИЗАЦИЯ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, РАСПОЛОЖЕННЫХ В ЕГО ПРЕДЕЛАХ

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ И ЕГО СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Башкирская часть Магнитогорского мегасинклинория расположена главным образом в западном крыле этой крупной структуры, охватывая почти всю ее на северном резко суженном замыкании.

Современный структурный план мегасинклинория характеризуется развитием в западном крыле преимущественно вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ силурийского и ниже-среднедевонского возраста, лишь местами перекрытых верхнедевонскими и нижнекаменноугольными, главным образом осадочными отложениями.

В восточном крыле мегасинклинория, примыкающем к Восточно-Уральскому мегаантиклинорию, наиболее широкое распространение имеют вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи ниже- и среднедевонского возраста. Послесреднедевонские вулканогенные и осадочные образования распространены относительно широко. Вдоль границы с Восточно-Уральским поднятием под влиянием регионально-контактового метаморфизма они превращены в метаморфические сланцы, часть которых, возможно, возникла и за счет более древних - девонских и силурийских - пород.

Центральная часть мегасинклинория выполнена нижнекаменноугольными и подстилающими их верхнедевонскими осадочными и вулканогенными породами. На северном замыкании мегасинклинория верхнедевонские и, частично, нижнекаменноугольные отложения образуют ряд изолированных мульд (Имангуловская, Ильчинская и Шартымская синклинали).

В истории развития мегасинклинория можно выделить три стадии: раннегеосинклинальную, позднегеосинклинальную и орогенную (Яковлев и др. 1968; Сопко, 1969; Вахромеев, 1971; Водорезов, 1964 и др.), близкие соответственно к выделяемым А.В.Пейве (1969, 1973) и С.Н.Ивановым (Иванов и др., 1973) океанической, переходной и континентальной стадиям.

Раннегеосинклинальная стадия развития мегасинклинория, охватывавшая промежуток времени от ордовика до среднего и местами верхнего девона, характеризовалась двукратной повторяемостью близких по тектоническим условиям и вещественному выражению геологических событий и в связи с этим может быть разделена на две подстадии: ордовикско-нижнедевонскую и среднедевонскую. Границы между этими подстадиями и граница между раннегеосинклинальной и позднегеосинклинальной стадиями в целом не имели

единой геохронологической датировки в связи, по-видимому, с проявившимся уже в начале раннегеосинклиальной стадии развития прогиба блоковым строением. Рубеж между этими стадиями для большей южной части западного крыла Магнитогорского мегасинклиория проводится в эйфеле, точнее, в промежутке времени между формированием так называемой карамалыташской свиты предположительно нижеэйфельского возраста и улутауской свиты, возраст которой датируется концом эйфельского и живетским веком. В основании улутауской свиты здесь залегает бугулыгырский горизонт яшмовидных кремнистых пород, перекрывающий в ряде мест с отчетливым несогласием вулканогенные породы нижеэйфельского и нижедевонского возраста. Некоторые исследователи (Бобохов, Вахромеев, 1965) придают этому несогласию региональное значение, рассматривая его в качестве границы между ранне- и позднегеосинклиальными подэтажами. Однако в северной части мегасинклиория эйфельские и нижеживетские отложения слагают единую вулканогенно-осадочную формацию, перекрываясь ритмичнослойной верхнеживетской осадочно-вулканогенной толщей, на которую, в свою очередь, налегает осадочно-вулканогенная колтубанская свита франского возраста. В восточном крыле мегасинклиория толщи верхнеживетского и франского возраста, тесно связанные друг с другом, завершали формирование раннегеосинклиального разреза (Червяковский, 1972). Таким образом, граница между раннегеосинклиальной и позднегеосинклиальной стадиями и соответственно между сформировавшимися в это время структурными подэтажами имеет скользящее возрастное положение, что отражает неравномерность развития различных частей мегасинклиория и, в частности, определенное запаздывание движений восточного крыла и северного замыкания мегасинклиория по сравнению с его юго-западной частью.

В течение раннегеосинклиальной стадии образовались следующие слагающие разрез формации: силурийские фланито-спилито-диабазовая, базальт-дацит-липаритовая и базальт-андезито-дацит-липаритовая, нижедевонские осадочно-вулканогенная (туфогенно-кремнисто-андезито-дацитовая) и более широко распространенная андезитобазальтовая, среднедевонские базальтовая, вулканогенно-осадочная (базальт-андезитовая), базальт-липаритовая и базальт-андезито-липаритовая, верхнеживетская осадочно-вулканогенная (с вулканогенными породами андезитового и дацитового состава) и среднедевонская, иногда среднедевонско-франская вулканогенно-осадочная (андезито-базальтовая + терригенно-карбонатная). Распространение этих формаций в современном структурном плане показано на (рис.1).

В западном крыле мегасинклиория наблюдается отчетливая смена более древних раннегеосинклиальных формаций более молодыми по направлению от западного обрамления прогиба, представленного протерозойскими метаморфическими породами хребта Урал-Тау, к центральной его части, что свидетельствует как будто о последовательном вовлечении в геосинклиальное развитие в этом направлении отдельных интрагеосинклиальных трогов. Не менее

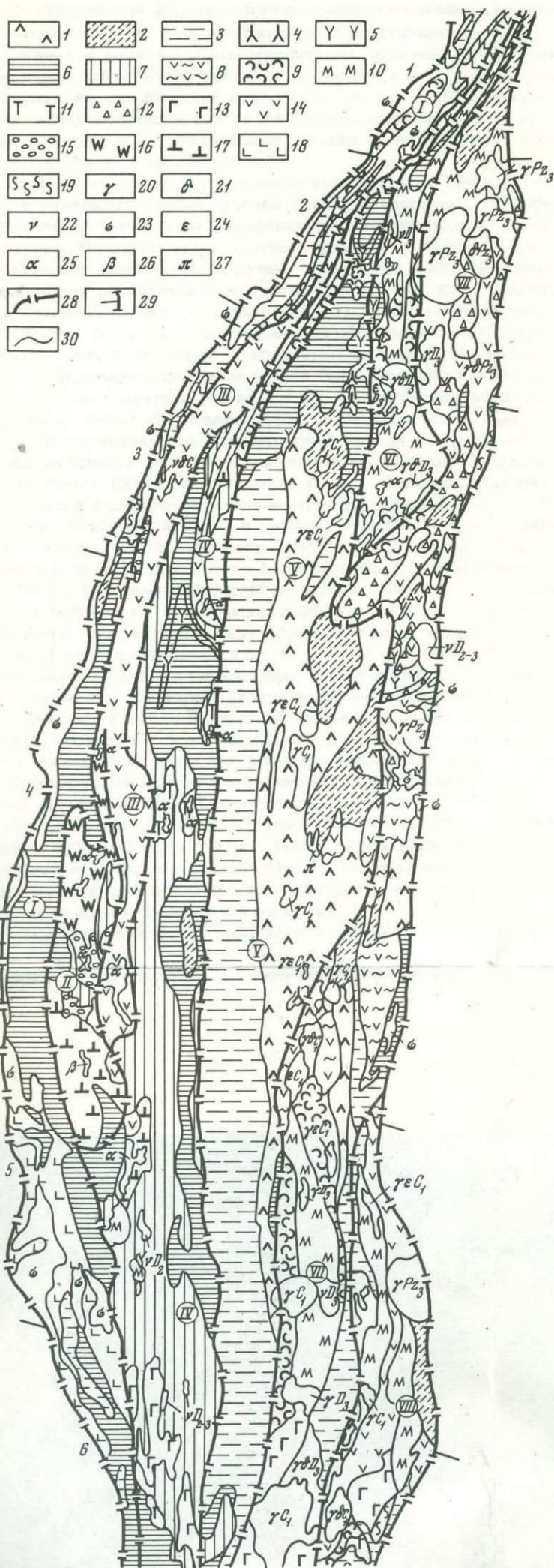


Рис. 1. Схема структурно-формационного расчленения Магнитогорского мегасинклинария. Составили П.Ф. Сопко и М.А. Кулагина с использованием материалов И.С. Анисимова, П.В. Аржавитина, Е.А. Белгородского, Б.Ш. Бикова, А.С. Бобохова, М.Б. Бородаевской, М.Е. Вавилова, И.С. Вахромеева, А.М. Виноградова, Г.И. Водорезова, Ю.С. Емельянова, А.А. Захарова, С.Н. Иванова, Е.С. Контаря, А.М. Косарева, А.И. Кривоцова, Ю.Л. Куваевского, Н.К. Курбанова, П.В. Лазарева, Б.Д. Магадаева, В.А. Маслова, О.А. Нестояновой, И.С. Огарина, Г.В. Петрова, К.П. Плюснина, В.М. Попова, В.А. Прокина, Б.М. Садрисламова, Д.Н. Салихова, В.П. Седова, Г.С. Сенченко, И.Б. Серавкина, В.А. Сергиевского, А.А. Скрипия, И.А. Смирновой, И.Д. Соболева, М.Д. Тесаловского, К.А. Уразаева, Я.Ш. Флакса, Т.И. Фроловой, И.В. Хворовой, Г.И. Чайко, Г.Ф. Червяковского, В.С. Шарфмана, А.И. Шмидта, Е.П. Ширая, Д.С. Штейнберга, А.Д. Штейнберга и др.

Позднегеосинклинальные формации: 1 - нижнекаменноугольная базальт-андезито-трахилипаритовая; 2 - нижнекаменноугольная осадочно-вулканогенная (терригенно-карбонатная+трахидацит-базальтовая); 3 - нижнекаменноугольная терригенно-осадочная и карбонатная; 4 - фаменская трахидацит-липаритовая; 5 - франская каликатровая андезит-базальтовая; 6 - верхнедевонская кремнисто-терригенно-обломочная с линзами вулканогенных пород андезит-базальтового состава; 7 - живецкая флишеидная кремнисто-карбонатно-туфогенная. Раннегеосинклинальные формации: 8 - среднедевонская, иногда среднедевонско-франская (?) вулканогенно-осадочная (андезито-базальтовая+терригенно-карбонатная); 9 - верхнеживецкая осадочно-вулканогенная (с вулканогенными породами андезитового и дацитового состава); 10 - среднедевонская базальт-андезито-дацит-липаритовая; 11 - эйфельская базальт-липаритовая; 12 - эйфельская вулканогенно-осадочная (базальт-андезитовая); 13 - среднедевонская базальтовая; 14 - нижнедевонская андезит-базальтовая; 15 - нижнедевонская осадочно-вулканогенная (туфогенно-кремнисто-андезито-дацитовая); 16 - верхнесилурийская базальт-андезито-дацит-липаритовая; 17 - силурийская базальт-дацит-липаритовая; 18 - силурийская фтанито-спилито-диабазовая; 19 - нерасчлененные метаморфизованные породы зоны Восточно-Уральского глубинного разлома и предположительно нижнепалеозойского и протерозойского возраста в зоне Приуралтауского разлома. Интрузивные образования: 20 - граниты; 21 - диориты; 22 - габброиды; 23 - серпентиниты; 24 - сиениты. Ранние и поздние субвулканические образования: 25 - кислые, 26 - основные и средние, 27 - субщелочные; 28 - границы структурно-формационных зон; 29 - границы структурно-фациальных блоков; 30 - границы распространения формаций и интрузивных тел. Структурно-формационные зоны: I - Вознесенско-Сакмарская, II - Таналькская, III - Иренидьянская, IV - Узункырско-Гайская (Кизило-Уртазымская), V - Магнитогорская, VI - Учалинско-Александринская, VII - Ахуново-Ащebutакская, VIII - Теренсайская. Структурно-фациальные блоки: 1 - Поляковский, 2 - Учалинский, 3 - Магнитогорский, 4 - Сибайский, 5 - Гайско-Джусинский, 6 - Домбаровский

правомочным, впрочем, является предположение о том, что выходящая непосредственно в контакте с древними протерозойскими породами силурийская фтанито-обломочно-спилито-диабазовая формация, ассоциирующая с альпинотипными серпентинизированными гипербазитами и носящая облик офиолитовых формаций, может распространяться значительно шире и в восточном, и в западном крыле мегасинклинория, представляя накапливавшуюся в глубоководных условиях толщу вулканогенных пород спилито-диабазового ряда, переслаивающихся с глубоководными кремнистыми породами, алевролитами и глинистыми сланцами.

Накопление более молодых раннегеосинклинальных формаций происходило в отдельных частях прогиба и на вулканогенных поднятиях, смещавшихся во времени от периферических частей прогиба к его осевой линии. Развитие таких частных прогибов и поднятий шло последовательно-параллельным путем, вследствие чего различные формации могли образовываться одновременно. Так, на нижнесилурийской фтанито-обломочно-спилито-диабазовой формации залегают базальт-дацит-липаритовая и базальт-андезито-дацит-липаритовая формации венлок-лудловского возраста (Маслов, 1971 и др.). Хотя вторая формация в целом несколько более молодая, нижняя часть ее начинала накапливаться, по-видимому, еще в завершающие или даже средние стадии образования базальт-липаритовой формации.

Еще более отчетливо проявилась определенная синхронность образования различных по литолого-фациальному составу формаций в девонское время. Особенно интересны в этом плане соотношения нижнедевонской андезито-базальто-кремнисто-туфогенной формации, отвечающей ирендыкской свите в прежних стратиграфических схемах (Нестоянова, 1959; Шарфман, 1959) и протягивающейся в западном крыле мегасинклинория от северного его замыкания до южных границ Макан-Бурибаевского рудного района, с развитыми к западу и востоку от нее неоднородными по составу вулканогенными толщами, получившими ранее соответственно названия баймак-бурибаевской и карамалыташской свит. О соотношениях этих формаций имеется два противоречивых предположения. В соответствии с одним эти три толщи входят в последовательный стратиграфический ряд, а согласно другому фациально замещают одна другую. После проведения более детальных исследований можно считать, что андезито-базальтовая формация, образовавшаяся в обстановке островной дуги, как это предполагается некоторыми авторами (Хворова, Ильинская, 1963; Бородаевская, Курбанов, Кривцов и др., 1969; Бородаевская, Кривцов, Курбанов, Ширай, 1970; Вахромеев, Пшеничный, 1970; Прокин, 1973), начала накапливаться в конце периода образования верхнесилурийской дифференцированной толщи, а конец накопления ирендыкской свиты совпадал с началом образования эйфельской липарито-базальтовой формации.

Сложные соотношения по вертикали и латерали между разными в литолого-фациальном отношении формациями очень характерны для среднедевонской части раннегеосинклинального разреза. Вулканоген-

ные формации дифференцированного состава — базальт-липаритовые и базальт-андезито-дацит-липаритовые — развивались последовательно, но с определенным перекрытием, фашиально замещаясь в отдельных районах и зонах либо недифференцированными базальтовыми формациями, либо вулканогенно-осадочными толщами, вулканогенная часть которых представлена эффузивно-пирокластическими образованиями однородного — базальтового, андезито-базальтового или андезитового состава. Лишь иногда, как это наблюдается, например, в развитой в северной части западного крыла мегасинклиория и в его восточном крыле верхнеживетской формации, вместе с преобладающими ритмично слоистыми вулканомиктовыми, туфогенно-осадочными и кремнистыми породами относительно широко развиты эффузивные и пирокластические образования андезито-базальтового и андезитового состава, а также имеющие преимущественно субвулканическое происхождение породы андезито-дацитового и липарито-дацитового ряда. Присутствие таких пород и вулканитов основного состава в этой толще заставляет, кстати говоря, рассматривать эту формацию в качестве раннегеосинклинальной в отличие от позднегеосинклинальной верхнеэфельско-живетской флишовой кремнисто-карбонатно-туфогенной, распространенной в южной части западного крыла мегасинклиория, хотя между ними есть сходство (флишовой характер и преобладание осадочных отложений в разрезе).

В целом для раннегеосинклинальных формаций характерно резкое преобладание вулканогенных пород над осадочными отложениями, имеющими, к тому же, чаще всего туфогенно-осадочное происхождение, чередование вулканитов основного, среднего и кислого состава при заметном преобладании первых, лишь в конце раннегеосинклинальной стадии и в конце первой подстадии уступающих доминирующую роль вулканогенным породам андезито-базальтового и андезитового ряда. Характерной особенностью раннегеосинклинальных вулканитов, проявляющейся во всех петрохимических типах, служит упоминавшееся выше резкое преобладание натрия над калием. Только в южной части восточного крыла мегасинклиория эфельские и живетские вулканогенные породы, по данным П.В. Аржавитина (1972), принадлежат калинатовой серии.

В отличие от раннегеосинклинальных образований позднегеосинклинальные стратифицированные формации сложены преимущественно осадочными — вулканомиктовыми и карбонатными — отложениями. Залегающие среди них в виде более или менее мощных пачек эффузивные и пирокластические породы имеют калинатовый характер, что особенно резко выражено среди слагающих мощные толщи нижнекаменноугольных вулканитов, представленных трахибазальтовыми, трахиандезитовыми и трахидацит-липаритовыми разностями.

Позднегеосинклинальные образования накапливались в различных частях мегасинклиория с начала или конца живетского века или же с конца франского века, до середины каменноугольного периода, когда произошла полная инверсия геотектонического режима, и Магнитогорский прогиб, так же как и другие части Уральского

подвижного пояса, начал превращаться в складчатую область. Это превращение, отвечавшее орогенной стадии развития мегасинклинория, охватило весь верхний палеозой или значительную часть его. В течение этой стадии вулканической деятельности не было, а седиментационные процессы почти не проявлялись, и главный вещественный итог ее представляют гранитоидные массивы палингеного происхождения (Ахуновский, Воронинский и др.), более широко развитые в Восточно-Уральском мегантиклинории. В верхнем палеозое в пределах мегасинклинория сформировались и интрузивные тела субшелочных пород сиенито-диоритового ряда, представляющие, возможно, уже продукт тектоно-магматической активизации складчатой области (Солко, Салихов, 1973), в которую превратились в верхнем палеозое Магнитогорский мегасинклинорий и другие части Южного Урала.

Интрузивная магматическая деятельность в тех или иных масштабах происходила и в течение собственно геосинклинального цикла (Солко, Салихов, 1969). Раннегеосинклинальные интрузивные образования принадлежат двум самостоятельным рядам: гипербазитовому и габброидному.

Гипербазиты, в подавляющем большинстве случаев серпентинизированные и имеющие отчетливый альпинотипный облик, залегают главным образом среди силурийских и нижнедевонских вулканогенных формаций в зонах разломов, по которым Магнитогорский мегасинклинорий сочленяется со смежными геотектоническими единицами - Уралтауским антиклинорием на западе и Восточно-Уральским поднятием на востоке - или по которым граничат различные по структурно-формационным признакам части мегасинклинория (Узункырский и Агыро-Бюйдинский разломы). Известно, что серпентинизированные гипербазиты в этих зонах нередко обнаруживают рвущие контакты и с позднегеосинклинальными образованиями вследствие своего вероятного протрузивного происхождения.

Породы габброидного ряда слабо распространены среди раннегеосинклинальных образований, встречаясь в виде даек и небольших согласных и дискордантных интрузивных тел, имеющих состав габбро-диабазов, габбро-порфиритов, диоритов и плагиогранитов. Диориты и в особенности плагиограниты нередко тесно связаны с эффузивными и субвулканическими образованиями дифференцированных формаций, образуя вместе с ними интрузивно-эффузивные комплексы, выделяющиеся в Учалинском, Верхнеуральском и Баймакском рудных районах (Солко, 1966).

Более широко распространенные позднегеосинклинальные габброидные комплексы, состав которых варьирует в основном от габбро до плагиогранитов, не обнаруживают обычно прямой связи с продуктами вулканической деятельности, представляя самостоятельные поздние инъекции основной магмы, продвигавшиеся в верхние горизонты земной коры и застывавшие здесь в периоды определенной стабилизации различных частей прогиба. Намечается, по крайней мере, две фазы внедрения позднегеосинклинальных габброидов, одна

из которых приходится на конец позднего девона или самое начало раннего карбона, а вторая — на конец раннекаменноугольной эпохи (Сопко, Салихов, 1969).

Вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные формации различного возраста и разновозрастные проявления интрузивного магматизма занимают достаточно определенное положение в современной структуре мегасинклинория, что в совокупности со спецификой структурных элементов различных районов представляет основу для его структурно-формационного районирования, а также для структурно-металлогенического расчленения, поскольку с определенными вулканогенными и интрузивными формациями связаны определенные же рудные формации. Было предложено несколько схем структурно-формационного расчленения Магнитогорского мегасинклинория (Либрович, 1936; Вецлер и др., 1964; Вахромеев, 1968; Сопко, 1969; Бородаевская, Курбанов, Кривоц и др. 1969; Бородаевская, Кривоц, Курбанов, Ширай, 1970), отличающихся в принципе лишь деталями, в ряде случаев, правда, существенными.

Наиболее отчетливо выражены структурно-формационные зоны субмеридионального простиранья, контуры которых показаны на приведенной выше схеме (см. рис. 1). Башкирская часть мегасинклинория включает в себя с запада на восток Вознесенско-Сакмарскую, Таналыкскую, Ирендыкскую, Гайско-Узункырскую (Кизило-Уртазымскую), Магнитогорскую, Учалинско-Александринскую и Ахуново-Ашебутакскую структурно-формационные зоны. Последние три зоны входят в описываемую территорию своими северными окончаниями. Вознесенско-Сакмарская и Гайско-Узункырская зоны также протягиваются дальше к югу за пределы башкирской части Магнитогорского мегасинклинория.

Каждая структурно-формационная зона отделена от смежных частей мегасинклинория большей частью разломами, иногда имеющими глубинное заложение, и представляет полосу развития одной или нескольких родственных формаций. Это особенно характерно для раннегеосинклинальных образований, тогда как позднегеосинклинальные толщи, слагающие наложенные мульды, нередко размещаются в различных структурно-формационных зонах, не подчиняясь их границам (Сопко, 1969; Сенченко, 1972).

Так, Вознесенско-Сакмарская зона представляет главным образом область развития силурийской фтанито-спилито-диабазовой формации и серпентинизированных гипербазитов, на западе по Приуралтаускому разлому контактирующих с метаморфическими породами протерозойского возраста и местами с метаморфизованными вулканогенными и осадочными породами ордовика. В средней части зоны в верховьях р. Большой Кизил выходят на небольшом протяжении породы верхнесилурийской дифференцированной формации. Возможно, они имеют гораздо большее распространение в южной части зоны, соединяясь под покровом терригенно-осадочных отложений фаменско-нижнетурнейского возраста с близкой по составу верхнесилурийской формацией, выходящей в смежной Таналыкской зоне, но

погружающейся к северу от Тубинского рудного поля. Тем не менее, Вознесенско-Сакмарская зона испытала, по-видимому, раннюю стабилизацию (Бородаевская, Курбанов, Кривцов и др., 1969), так как в ее пределах силурийские породы непосредственно перекрываются терригенно-осадочными отложениями фаменского и нижекаменноугольного возраста.

Таналыкская зона сложена главным образом верхнесилурийскими вулканитами различной формационной принадлежности, в районе Вишневки - Матраевского совхоза разобщенными полосой нижедевонских вулканогенных и туфогенно-осадочных пород. От расположенной восточнее и протягивающейся далеко к северу Ирендыкской зоны Таналыкская зона отделена Западно-Ирендыкским разломом, который к северу от Тубинска разграничивает Сакмаро-Вознесенскую и Ирендыкскую зоны.

Ирендыкская зона представляет полосу распространения главным образом нижедевонской андезито-базальто-кремнисто-туфогенной формации, относительно широкую в южной и средней частях зоны и резко сужающуюся и даже местами выклинивающуюся в Учалинском районе.

К востоку от Ирендыкской зоны расположена Гайско-Узункырская (Кизило-Уртазымская) зона, которая отличается преимущественным распространением в своей южной очень широкой части позднегеосинклинальных образований верхнеэфельского - живетского возраста, из-под которых выходят отдельные более или менее протяженные вулканотектонические постройки (Бакр-Узякская, Сибайская, Карамалыташская, Новочеркасская, Гайская, Калиновская, Родниковская), сложенные предположительно эфельскими вулканогенными породами базальт-липаритового ряда. Такие постройки представляют, вероятно, остатки денудированных и деформированных вулканических гряд субмеридионального направления, которые, судя по результатам бурения, проведенного между Сибайской и Карамалыташской постройками и в других местах, разделены между собой полосами развития основных эффузивов и туфов. Вероятно, в южной части рассматриваемой зоны под породами живетской флишоидной формации, перекрытой в отдельных мульдах верхнедевонскими и нижекаменноугольными, преимущественно осадочными отложениями, имеются по крайней мере две такие вулканогенные гряды, в западной из которых, протягивающейся к югу от Карамалыташской постройки, разбурена в настоящее время чрезвычайно интересная Подольская структура. Восточную гряду слагают Сибайская, Бакр-Узякская и не выходящая на поверхность расположенная севернее Калкантауская постройки. В северной части зоны в хребте Узункыр также выходят породы эфельской базальт-липаритовой формации, перекрывающей андезито-базальтовую формацию нижедевона и в свою очередь перекрытой породами живетского возраста, принадлежащими здесь как позднегеосинклинальной флишоидной формации, так и распространенной севернее вулканогенно-осадочной формации, которую мы рассматриваем как раннегеосинклинальную.

Магнитогорская структурно-формационная зона в осевой части сложена осадочными и вулканогенными породами нижнекаменноугольного возраста, прорванными на востоке меридионально вытянутой цепочкой габброидных, плагиогранитных и граносиенитовых интрузий Магнитогорского комплекса, сформировавшихся в конце нижнекаменноугольного времени (Ферштатер, 1966; Солко, Салихов, 1969); здесь же, возможно, присутствуют и верхнепалеозойские субшелочные интрузивные породы (Червяковский, 1972). На северном замыкании зоны расположена выполненная верхнедевонскими осадочными и реже вулканогенными породами Имангуловская синклиналь, отделенная от основной части зоны Байрамгуловским поднятием, сложенным вулканогенно-осадочной андезито-дацито-обломочно-карбонатной формацией верхнеживетского возраста. Весьма интересно, что осевая часть Магнитогорской зоны характеризуется отчетливой отрицательной аномалией силы тяжести, заставляющей предполагать здесь под нижнекаменноугольными отложениями тела пород с малой плотностью (Огаринов, 1973). К северу от Имангуловской синклинали находятся две кулисообразно смещенные к востоку наложенные мульды – Ильчинская и Шартымская: первая сложена верхнедевонскими, а вторая – преимущественно нижнекаменноугольными образованиями.

Учалинско-Александринская структурно-формационная зона представляет в основном полосу развития среднедевонской базальт-андезито-дацито-липаритовой формации и перекрывающей ее андезито-дацито-обломочной формации верхнего живета. В северной части зоны среднедевонские породы лежат достаточно круто, тогда как южнее, начиная с широты несколько севернее рудного поля им. XIX партсъезда наблюдается их очень пологое залегание.

Учалинско-Александринская зона отделена на севере от расположенной восточнее Ахуново-Ашебутакской (Ахуново-Кацбахской) зоны Агыро-Бюйдинским разломом, вдоль которого выходят породы нижнедевонской андезито-базальтовой формации с телами серпентинизированных гипербазитов. К северу и югу в среднедевонских толщах граница между этими зонами менее четкая, и отдельные структуры переходят из одной зоны в другую.

Ахуново-Ашебутакская зона в северной своей части сложена базальт-андезито-дацито-липаритовой и андезито-дацито-обломочно-карбонатной формациями среднего девона, частично перекрытыми породами Шартымской мульды и прорванными интрузиями верхнепалеозойских гранитоидов и субшелочных пород, которые прослеживаются и южнее, тяготея здесь вместе с габброидами и гипербазитами преимущественно к восточной границе зоны. В центральной и южной частях зоны широко распространены также породы нижнедевонской андезито-базальтовой формации и среднедевонских вулканогенно-осадочных толщ, в которых вулканогенная составляющая представлена почти исключительно породами базальтового и андезито-базальтового ряда. На юге зоны и в Теренсайской зоне, отделенной от нее Акжаро-Джусинским синклинорием, сложенным

нижнекаменноугольными образованиями, снова широко распространены породы базальт-андезито-дацит-липаритовой и базальтовой формаций среднего девона, перекрытых местами верхнеживетско-франской осадочно-вулканогенной формацией.

Изменения в строении разреза различных частей структурно-формационных зон, выражающиеся в смене набора развитых в них формаций и их литолого-фациальных особенностей, обусловлены, кроме структурно-формационных зон, рядом разномасштабных поперечных блоков (Солко, 1969; Червяковский, 1966б).

Наиболее крупные блоки с севера на юг — Поляковский, Учалинско-Верхнеуральский, Магнитогорский, Баймакско-Сибайский, Гайско-Джусинский и Орско-Домбаровский. Основные особенности этих блоков, изменение набора формаций и их состава показаны на рис. 1. Весьма интересно, что границы этих блоков в некоторых случаях прослеживаются не только в пределах блока, но продолжения этих ограничений, например, Учалинско-Александринского блока, отчетливо видны и на западном склоне Южного Урала (Сенченко, 1972).

Различия во внутреннем строении структурно-формационных зон и блоков связаны как с неодинаковыми первичными тектоническими условиями развития различных частей Магнитогорского прогиба, так и с более поздними деформациями, которые тем или иным образом и в той или иной степени проявлялись на различных стадиях геосинклинального цикла. Первая причина была главенствующей, так как тектонический режим предопределял развитие магматических и седиментационных процессов. Тем не менее роль деформаций, проходивших после стабилизации отдельных зон и блоков, также была в ряде случаев значительной.

Сильно отличаются по характеру и степени дислоцированности стратифицированные породы ранне- и позднегеосинклинального подэтажей. Последние, как отмечалось выше, образуют наложенные мульды с относительно простым строением и пологим залеганием слоев; часто эти мульды, по-видимому, наследуют в той или иной мере депрессии в раннегеосинклинальном рельефе.

Раннегеосинклинальные образования, представленные преимущественно жесткими магматическими породами, в процессе деформаций подвергались главным образом блоковым перемещениям, происходившим по ограничивающим блоки разрывным нарушениям, широко распространенным в раннегеосинклинальном подэтаже и имеющим, как будет показано ниже, в большинстве случаев раннее заложение и длительное развитие. В зависимости от величины напряжений и характера той среды, в которой происходила их разрядка, отдельные структурно-формационные зоны и блоки либо сохраняли свое первичное положение, либо наклонялись под тем или иным углом к горизонту как жесткие глыбы.

Так, породы раннегеосинклинальных вулканогенных формаций в Таналыкской, Гайско-Узункырской, Ахуново-Ащebutакской зонах и южной части Учалинско-Александринской зоны обладают слабде-

формированным первично-вулканическим залеганием, усложняющимся лишь близ разрывных нарушений, ограничивающих эти структурные единицы или же проходящих внутри них. В этих зонах часто сохраняются реликты вулканических построек, в современном виде представляющих вулканотектонические брахиантиклинали (Иванов и др., 1963), иногда ограниченные взбросами и приобретающие вид горст-антиклиналей (Сибайская и другие постройки).

Первично-вулканические формы отчетливо сохраняются и в Ирландской структурно-формационной зоне, хотя в целом эта зона в современном структурном плане представляет моноклираль, наклоненную на восток под углами от 20 - 30 до 50-60°.

Иная картина наблюдается в Вознесенско-Сакмарской зоне и в северных частях Гайско-Узункырской и Учалинско-Александринской зон, а также, вероятно, и в северной части Ирландской зоны. В Вознесенско-Сакмарской зоне лишь в ее южной части породы и раннегеосинклинального, и позднегеосинклинального подэтажей залегают относительно полого, хотя нередко и здесь их залегание усложняется мелкими складками, флексурами и разрывными нарушениями (Биков и др., 1971). В большей же части этой зоны и в других зонах на северном замыкании мегасинклинория раннегеосинклинальные образования приобретают крутое залегание. Такое же крутое залегание часто наблюдается здесь и в позднегеосинклинальных осадочных отложениях, которые, так же как и пачки более древних осадочных пород, смяты в линейные, килевидные, иногда изоклинальные, опрокинутые на запад складки. Толщи жестких вулканогенных пород, даже содержащие, но в подчиненном количестве, горизонты осадочных отложений, залегают здесь же в виде крутых, преимущественно моноклиально падающих пластин, образование которых связано с интенсивным боковым сжатием, приведшим к сложному тектоническому скучиванию геосинклинальных пачек, к значительному сужению структурно-формационных зон в пространстве перед жестким каркасом, который представляли, очевидно, метаморфические толщи хребта Урал-Тау.

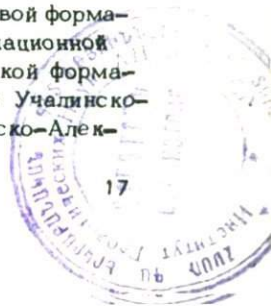
Тангенциальные движения выразились, таким образом, в значительной мере в образовании взбросов, крутых (реже, пологих) надвигов, взбросо-сдвигов и сдвигов (Плюсин, 1970). Более или менее значительные надвиги установлены в ряде мест в Таналыкской зоне - в Тубинском рудном поле, к северу от г. Баймак, в районе Мамбетовского месторождения. Надвинутым залеганием, правда, по крутому разлому, характеризуется на значительном протяжении Ирландская зона. Довольно крупный надвиг прослеживается вдоль Узункырского хребта; по нему ниже- и среднедевонские вулканогенные образования надвинуты на флишоидные толщи верхнего девона. Особенно большое количество надвигов можно предполагать в Вознесенско-Сакмарской зоне.

Следует иметь в виду, что движения по надвигам и взбросам, так же как и движения по другим системам разрывных нарушений, происходили неоднократно в связи с неоднократным изменением

режимов растяжения и сжатия в земной коре или, вернее, с одновременным существованием растягивающих и сжимающих усилий в различных ее частях. Так, в Вознесенско-Сакмарской зоне, подвергшейся наиболее интенсивному сжатию, местами (например, в Учалинском районе) можно видеть, что досреднедевонские отложения образуют крутонаклонные пластины, тогда как среднедевонские образования Аратауской мульды лежат относительно полого. В Узункырской и Уразовской полосах крутым залеганием отличаются породы среднедевонской вулканогенной и верхнеживетской вулканогенно-осадочной формаций, перекрытые пологолежащими верхнедевонскими отложениями Имангуловской синклинали. В том же Учалинском районе на границе между Учалинско-Александринской и Ахуново-Ашебутахской зонами породы нижнедевонской андезитобазальтовой формации интенсивно дислоцированы, в то время как толщи среднедевонского возраста в значительной мере сохраняют свое первичное вулканическое залегание. Но в ряде случаев в той же Вознесенско-Сакмарской зоне, в упоминавшихся выше участках Танагынской зоны, к западу от хребта Узункыр лежащий бок крутых и пологих надвигов слагают породы позднегеосинклинального подэтажа, имеющие живетский, верхнедевонский и даже нижнекаменноугольный возраст.

В целом горизонтальные перемещения, как показывают ориентировочные подсчеты, не превышают в большинстве случаев нескольких километров, а иногда имеют и еще меньшее значение. Имеется, правда, представление о гораздо больших амплитудах движений по надвигам с образованием в Магнитогорском мегасинклиории и на Южном Урале крупных пологих пластин-покровов, перемещенных на десятки километров (Романов, 1972; Камалетдинов, Казанцева, 1971). Однако сохранность внутреннего строения различных структурно-формационных зон и блоков, их зависимостей от глубинного строения этой части Уральской складчатой области говорят об относительно небольших масштабах горизонтальных перемещений. Эти перемещения, так же как и развитие разрывных нарушений других типов и общий характер деформированности толщ, необходимо учитывать при структурно-металлогеническом анализе территорий и поисках различных полезных ископаемых, но основой структурно-металлогенического районирования должен быть структурно-формационный принцип.

Колчеданные месторождения башкирской части Магнитогорского мегасинклиория связаны с раннегеосинклинальными вулканогенными формациями неоднородного состава, развитыми в определенных структурно-формационных зонах. Подавляющее большинство колчеданных месторождений пространственно приурочено к силурийским базальт-липаритовой и базальт-андезито-дацит-липаритовой формациям, распространенным в Танагынской структурно-формационной зоне и к близким по составу эйфельской и среднедевонской формациям, развитым соответственно в Гайско-Узункырской и Учалинско-Александринской зонах (в близкой по строению к Учалинско-Алек-



сандринской зоне северной части Ахуново-Ашебутакской зоны также известны проявления колчеданного оруденения, приобретающие большое промышленное значение в южной части зоны в Ашебутакском и Джусинском рудных районах). Небольшие, чаще всего непромышленные проявления колчеданной минерализации известны среди пород силурийской фтанито-спилито-диабазовой (Саитбаталовское), нижнедевонской туфогенно-кремнисто-андезито-дацитов (Балта-гау) и верхнеживетской андезито-дацито-карбонатно-обломочной (Белое Озеро, Карагайлинское) формаций, будучи здесь связаны с субвулканическими породами кислого состава.

В суммарном виде в состав колчеданосных формаций входят разнообразные по условиям накопления вулканогенные породы, по составу варьирующие от толеитовых базальтов до липарито-дацитов и липаритов. Среди них резко преобладают эффузивы и подчиненные им пирокластические породы основного состава - диабазы и диабазовые порфириты, спилиты и вариолиты, тесно связанные постепенными переходами с андезито-базальтовыми афиритами и порфиритами, их туфами и вулканическими брекчиями; часто встречаются андезитовые порфириты и их пирокластические аналоги, в некоторых случаях составляющие значительную часть объема колчеданосных формаций. Кислые породы, иногда имеющие значительное распространение, но встречающиеся локально, представлены андезито-дацитовыми и дацитовыми порфиритами, липарито-дацитовыми и липаритовыми порфирами и их обломочными аналогами.

Всегда присутствуют также породы осадочного происхождения, среди которых наиболее распространены кремнистые, часто яшмовидные, туффиты. Кроме них, встречаются в различных количествах туффиты, туфогенные и вулканомиктовые песчаники и другие пелитовые, псаммитовые и псефитовые разности этих пород, образовавшиеся в результате локального размыва вулканогенных пород с той или иной долей пирокластических частиц, падавших в морской бассейн. В некоторых случаях вулканомиктовые и туфогенные породы в отдельных депрессиях могли накапливаться, по-видимому, в виде более или менее мощных толщ, фациально замещающих вулканогенные образования (Прокин, 1973). Вероятно, те вулканогенно-осадочные формации среднедевонского возраста, которые распространены в восточном крыле мегасинклиниория, представляют в значительной мере удаленные от вулканических центров фации одновозрастных колчеданосных вулканогенных формаций.

Важную роль в составе колчеданосных формаций играют субвулканические породы, формировавшиеся как в процессе активного вулканизма, приведшего к образованию этих формаций, так и после его прекращения. В связи с этим субвулканические породы могут быть разделены на раннюю и позднюю группы (Яковлев, Гончарова, 1965; П.Ф.Сопко, Л.Н.Сопко, 1971). Породы поздней группы локализируются как внутри самих колчеданосных формаций, так и в более молодых раннегеосинклинальных вулканогенно-осадочных и вулканогенных формациях, иногда проникая в смежные структурно-формацион-

ные зоны. Набор пород в сопровождающих колчеданоносные вулканогенные формации субвулканических комплексах близок к набору пород в самих формациях, но среди субвулканических образований резко преобладают разности кислого состава.

Слагающие колчеданоносные формации породы накапливались в различных палеогеографических условиях и при различных состояниях тектонического режима. Наиболее распространенные породы базальтового состава, слагающие обычно низы формаций, носят явные черты глубоководных вулканических извержений трещинного типа, проходивших в обстановке устойчивого прогибания дна морского бассейна или же его раздвигания, как это предполагается А.В.Пейве (1969) и С.Н.Ивановым (Иванов, Нечеухин, 1969; Иванов и др., 1972) и другими исследователями.

О глубоководном происхождении основных эффузивов колчеданоносных формаций свидетельствуют почти полное отсутствие пирокластических разностей в низах разрезов, ряд текстурно-структурных особенностей диабазов и диабазовых порфиритов, их тесная ассоциация с хемогенно-осадочными (эксплазионно-осадочными) кремнистыми породами и спилитами. Последние, однако, появляются в большом количестве в средней части разрезов формаций в ассоциации с шлаковидными разностями диабазов и диабазовых порфиритов, их туфами и туфобрекчиями, туфогенными и вулканомиктовыми песчаниками, что свидетельствует о более мелководной обстановке накопления толщи и изменении механизма извержений. Эти изменения палеовулканических условий, очевидно, связаны с началом воздымания определенной зоны или блока (Святловский, 1971; Лучицкий, 1971).

В обстановке дальнейшего их поднятия происходило и развитие кислого и не всегда проявлявшегося андезитового вулканизма. В разрезах формаций продукты кислого и андезитового вулканизма, если последний проявлялся, имеют различные взаимоотношения. В Баймакском рудном районе, например, андезитовые порфириты и их пирокластические аналоги залегают непосредственно на толще основного состава, перекрываясь, в свою очередь, кислыми эффузивными и пирокластическими породами, на которых, правда, иногда лежат небольшие покровы основных эффузивов. В Учалинском рудном районе, наоборот, андезитовые порфириты и их пирокластические аналоги венчают разрез колчеданоносной вулканогенной формации.

Кислые субвулканические породы, находящиеся иногда в сложных возрастных взаимоотношениях с субвулканическими породами основного и среднего состава, внедрялись в условиях усиливавшегося воздымания отдельных частей Магнитогорского прогиба, причем становление поздних субвулканических пород происходило уже при почти полной стабилизации определенных колчеданоносных структурно-формационных зон или их отдельных блоков.

В зависимости от конкретного набора вулканогенных пород и их количественных соотношений колчеданоносные вулканогенные фор-

мации могут быть разделены на контрастные и последовательные (Штейнберг, Соболев, 1964; Сопко, 1966; Бородаевская, Курбанов, Кривцов и др., 1969; Бородаевская, Кривцов, Курбанов, Ширай, 1970). Они связаны между собой постепенными переходами и нередко объединяются в группу спилито-кератофировых формаций (Прокин, 1973), характерную для ранних стадий развития эвгеосинклинальных областей. В контрастных базальт-липаритовых формациях породы промежуточного состава или совсем отсутствуют или имеют ограниченное распространение. Состав кислых пород, представленных эффузивными, пирокластическими разностями, может варьировать, как указывалось, от андезито-дацитового до липаритового. Поэтому степень контрастности в таких вулканогенных формациях может быть различной, особенно, если учесть, что основные эффузивы имеют иногда не только базальтовый, но и андезито-базальтовый состав.

Принадлежность кислых вулканогенных пород нередко только к субвулканическим образованиям заставляет рассматривать колчеданоносные формации, сложенные почти нацело или в преобладающей мере основными эффузивами, содержащими субвулканические тела кислого состава, как контрастные. С этой точки зрения, отнесение колчеданоносной толщи Домбаровского рудного района к недифференцированной формации (Бородаевская и др., 1972) является условным. Столь же условной представляется и принадлежность к недифференцированной формации силурийских вулканитов Вознесенско-Сакмарской зоны, в которой местами (около дер. Байгускарово в Бурибаевском рудном районе, около деревень Идрисово и Сайтаталово в Баймакском рудном районе и т.д.) достаточно широко развиты кислые субвулканические породы.

В последовательных формациях наблюдается полный или почти полный набор основных, средних и кислых вулканогенных пород. Основные эффузивы, их туфы и туфобрекчии всегда преобладают в составе формаций, но средние и кислые разности находятся в различных соотношениях между собой и с основными породами. Вследствие этого формационная принадлежность конкретных вулканогенных толщ к контрастным или непрерывным сериям должны производиться на строгой петрографической и петрохимической основе с учетом количественных соотношений различных типов пород и точного определения геологических вертикальных и латеральных границ формаций. Без учета этих обстоятельств формационное расчленение может оставаться дискуссионным.

Так, например, некоторые исследователи (Кривцов, Кельх, Гордича, 1969; Бородаевская, Курбанов, Кривцов, Контарь, Ширай, 1969) относят нижнюю часть силурийской вулканогенной толщи Таналыкской зоны в Макан-Бурибаевском рудном районе к контрастной формации, а верхнюю часть — к непрерывной серии. Между тем, эти толщии тесно связаны между собой постепенными переходами; кроме того, верхняя часть толщии, развитая главным образом в восточной части района, сложена преимущественно вулканогенными

породами андезито-базальтового состава, с одной стороны, и породами андезито-дацитового, дацитового и липарито-дацитового ряда, с другой, залегающими в соответствующей последовательности. Наличие промежуточных пород андезитового состава здесь весьма сомнительно и в связи с этим вся эта толща, вероятно, может быть отнесена к контрастной формации. Таким же образом, колчеданосная эйфельская формация Сибайского района принадлежит в целом контрастному ряду, но в Бакр-Узякской вулканотектонической постройке, располагающейся в верхней части формации, появляются вулканогенные породы андезитового состава, и формация приближается к непрерывному ряду. Можно сделать вывод, что процесс образования колчеданосных вулканогенных формаций идет в конечном итоге в направлении накопления последовательных серий, но вследствие ряда причин тектонического порядка, регулировавших ход магматической деятельности, он мог заканчиваться на различных стадиях с образованием в одних случаях контрастных, в других — последовательных рядов.

Более точные определения формационной принадлежности конкретных колчеданосных или потенциально колчеданосных образований являются важной задачей, которую предстоит еще решать в дальнейшем. Важность этой задачи обуславливается тем, что колчеданные месторождения, связанные с контрастными и непрерывными формациями, обладают неодинаковыми структурно-морфологическими особенностями и условиями размещения и еще более заметными минералого-геохимическими отличиями.

ТИПИЗАЦИЯ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БАШКИРСКОЙ ЧАСТИ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

Колчеданные месторождения башкирской части Магнитогорского мегасинклинория представлены следующими минералого-геохимическими типами (Сопко, 1966; Прокин, 1970; Вахромеев, Пшеничный, 1970; Бородаевская и др., 1970): а) серноколчеданным, б) медно-цинково-колчеданным, в) колчеданно-полиметаллическим, г) золото-полиметаллическим (золото-колчеданным). Меньшее распространение имеет медно-пирит-пирротиновый тип колчеданных руд, представленный Озерным месторождением, но встречающийся и в нижних горизонтах ряда медно-цинково-колчеданных месторождений (Сибай, Бурибай).

Руды серноколчеданного состава не имеют самостоятельного промышленного значения. Они, хотя и встречаются в виде отдельных рудных залежей (Кульюрт-тау), но чаще широко развиты на месторождениях других минералого-геохимических типов, слагая преимущественно нижние горизонты или лежащий бок рудных тел более сложного состава.

Таким образом, можно говорить практически о трех типах колчеданных месторождений, имея ввиду при этом, что колчеданно-

полиметаллический тип выделяется довольно условно, характеризуясь несколько более сложным составом руд и проявлением в них в небольших количествах галенита и явно отличаясь от колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая и ряда других металлогенических провинций. Валовый вещественный состав месторождений всех трех типов весьма близок, и различия между ними сказываются в различных количественных соотношениях промышленно ценных компонентов, входящих в разные минеральные ассоциации.

Главными минеральными парагенетическими ассоциациями в колчеданных рудах Южного Урала являются кварц-пиритовая (с небольшим количеством халькопирита), пирит-халькопиритовая (с подчиненным количеством сфалерита) и пирит-халькопирит-сфалеритовая (с подчиненным количеством халькопирита). Меньшее распространение имеют поздние ассоциации пирита со сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами и баритом. В золото-полиметаллических месторождениях, развитых в Баймакском рудном районе, иногда довольно широко развита золото-баритовая ассоциация. Перечисленные минеральные ассоциации развиваются в обычной последовательности (Петровская, 1959; Пшеничный, Пирожок, 1970; Исмагилов, 1970) и занимают более или менее закономерное положение в рудных телах, месторождениях и иногда в рудных полях, подчеркивая гипогенную зональность колчеданного оруденения.

Тем не менее намечается определенная зависимость между минералого-геохимическими особенностями колчеданных месторождений и характером и строением колчеданосных вулканогенных формаций и сопровождающих эти формации субвулканических комплексов (Солко, 1966; Бородаевская, Курбанов, Кривцов и др., 1969; Бородаевская, Кривцов, Курбанов, Ширай, 1970). Эта зависимость, являющаяся, кстати говоря, вместе с рядом других особенностей проявлений колчеданного оруденения одним из важных признаков связи колчеданного оруденения с силурийским и девонским вулка-

Таблица 1

Содержание основных рудообразующих элементов и отношения

Группа месторождений	Cu			Zn			Au
	Среднее	От	До	Среднее	От	До	Среднее
1	3,0	0,9	3,8	2,1	0,5	3,6	1,6
2	2,6	2,9	4,5	2,3	1,8	3,0	1,6
3	2,0	0,4	3,8	3,8	1,7	5,6	4,7

Примечание: 1 группа: Учалинское, Сибайское, Бурибаевское, Бакр-Узякское, Маканское, Южно-Маканское, Ташкулинское, Октябрьское. 2 группа: им. XIX партсъезда, Узельгинское, Молодежное,

низмом Магнитогорского мегасинклиория, выражается в том, что с контрастными формациями связаны относительно простые – собственно колчеданные – месторождения, с непрерывными формациями – колчеданные месторождения более сложного состава с некоторым полиметаллическим уклоном, а также золото–полиметаллические месторождения. Однако эта зависимость не обладает прямым функциональным характером, особенно в связи с тем, что формационная принадлежность рудовмещающих пород не представляет, как было сказано выше, четко детерминированной величины и что месторождения различных формаций, построенные зонально, на определенных уровнях отложения руд и при различных уровнях среза могут обладать близкими минералого–геохимическими особенностями.

Для более достоверного выделения минералого–геохимических типов колчеданных месторождений Магнитогорского мегасинклиория нами было изучено распределение в них главных компонентов руд методами вариационного и корреляционно–регрессионного анализа.

Законы распределения и корреляционные связи основных рудных компонентов были изучены в девяти главных колчеданных месторождениях Магнитогорского мегасинклиория, а отношения серебра к золоту – в 20 месторождениях. Для расчета были использованы химические анализы руд с учетом величины характеризуемого ими интервала. Количество анализов, подвергшихся статистической обработке, составляло от 70 до 400 в зависимости от масштаба месторождения.

Рассмотрим сначала корреляционные отношения серебра к золоту, важность которых для понимания условий образования рудных месторождений и их типизации подчеркивалась рядом исследователей (Шербина, 1956; Бадалов, Бадалова, 1967; Радкевич, Моисеенко, 1966). На основе вычисленных отношений серебра к золоту колчеданные месторождения можно разделить на три достаточно отличающиеся друг от друга группы, отвечающие соответственно собственно колчеданному, колчеданно–полиметаллическому и золото–полиметаллическому типам (табл. 1).

серебра к золоту по группам месторождений

Au		Ag			Ag/Au		
От	До	Среднее	От	До	Среднее	От	До
0,9	2,4	15,8	9,5	19,5	10,0	7,7	14,6
0,9	2,2	31,2	17,6	48,9	19,5	13,9	28,4
2,9	6,7	33,3	24,2	109,0	11,3	6,2	16,1

Джусинское, Гайское. 3 группа: Майское, Балтатауское, Тубинское, Таштауское, Юлалинское, Восточно–Семеновское. Средние содержания Cu, Zn, Au, Ag даны в условных единицах.

В колчеданных месторождениях первой группы содержание золота колеблется от 0,9 до 2,4, серебра — от 9,5 до 19,4 усл. ед., отношение серебра к золоту составляет от 7,7 до 14,6. Средние содержания золота равны 1,58 усл. ед., серебра — 15,8, средние отношения серебра к золоту — 10,0. Месторождения этой группы относятся к собственно колчеданному типу и обладают простым минеральным составом.

Месторождения второй группы характеризуются заметным возрастанием содержаний серебра и столь же заметным увеличением отношений серебра к золоту. Содержания золота остаются в них примерно такими же, как и в месторождениях первой группы (табл. 1). Увеличение содержания серебра в рудах месторождений этой группы и параллельные повышения отношения серебра к золоту связаны с возрастанием роли поздних халькопирит-сфалеритовой и халькопирит-сфалерит-галенитовой минеральных ассоциаций, в которых серебро присутствует большей частью в виде примеси в галените или сфалерите, реже встречаясь в виде самостоятельных минералов, главным образом аргентита. В то же время близость содержаний золота в рудах месторождений первой и второй групп свидетельствует о связи золота не только с поздними минеральными парагенезисами, но и с кварц-пиритовой, пирит-халькопиритовой и пирит-халькопирит-сфалеритовой ассоциациями (Шепелев, 1971).

Месторождения третьей группы характеризуются одновременным возрастанием содержания золота и серебра и относительно низкими значениями отношения последнего к первому (табл. 1). Такие месторождения развиты в Баймакском рудном районе. Относясь к золото-колчеданному или золото-полиметаллическому типам, эти месторождения отличаются сложным минеральным составом руд, в частности, относительно широким развитием поздних минеральных ассоциаций. Кроме того, золото наблюдается не только в виде примесей в сульфидах, входящих в эти поздние или же в более ранние минеральные ассоциации, но в значительной мере присутствует в свободном состоянии в виде более или менее крупных выделений (Исмагилов, Исмагилова, 1970). Серебро также встречается в виде самостоятельных минералов — аргентита, фрейбергита, реже сульфоселей. В рудах относительно широко развит барит, который иногда становится преобладающим минералом (месторождения Тубакин, Куртлу-су-тау).

Медно-пирротиновые месторождения, представителем которых является Озерное месторождение, отличаются еще меньшими концентрациями благородных металлов по сравнению с месторождениями первой группы. Содержание золота в рудах Озерного месторождения составляет в усл. ед. 0,6, серебра — 11, а отношение серебра к золоту — 18,3. Близким к этому и в то же время более высоким по сравнению с месторождениями первой группы значением отношения серебра к золоту обладает Учалинское месторождение, по большинству других параметров относящееся к собственно колчеданному типу проявлений колчеданной минерализации. Воз-

растание отношения серебра к золоту в указанных месторождениях связано с увеличением содержания цинка ($Cu:Zn = 1:3,5$), входящего в пирит-халькопирит-сфалеритовую ассоциацию. В рудах же Ташкулинского и Сибайского месторождений, также характеризующихся относительно высокими содержаниями цинка ($Cu:Zn = 1:1,9$), отношение серебра к золоту соответственно равно 9,6 и 10,0 и близко к среднему содержанию в месторождениях первой группы. Это еще раз подтверждает тот факт, что золото связано не только с поздней халькопирит-сфалерит-галенитовой ассоциацией, но в том или ином количестве присутствует и в более ранних ассоциациях.

Данные опробования некоторых, наиболее характерных месторождений различных типов были обработаны вероятностно-статистическими методами с целью изучения закономерностей статистического распределения химических элементов в рудах. Генетическое значение функции вероятностного распределения случайных величин (концентрация химического элемента) подчеркивалось рядом исследователей (Канцель, 1966; Канцель и др., 1967; Канцель, Лернер, 1968; Богушевский и др., 1969; Мягков, 1968; Нежинский, 1967а,б; Овчинников, Челишев, 1967; Остафийчук, Толстой, 1972; Лось, 1972). Ими показано, что функция вероятностного распределения может определенным образом отражать поведение химического элемента в ходе рудоотложения и признаки условий, в которых происходила его концентрация.

Изучение распределения основных рудообразующих элементов колчеданных месторождений Магнитогорского мегасинклиория приводит к выводу (табл. 2), что эмпирические закономерности в большей своей части не согласуются ни с нормальной, ни с логнормальной моделями закона распределения. Это объясняется, по-видимому, тем, что каждый химический элемент представлен в основном одним минеральным видом, но входящим в несколько минеральных ассоциаций. Если рудное тело или месторождение в целом сложено одной какой-либо минеральной ассоциацией, то эмпирические законы распределения химических элементов будут, как правило, согласовываться с какой-то одной моделью, характеризующей основные условия образования данной конкретной минеральной ассоциации. Для более наглядного показа особенностей распределения меди, цинка и пиритной серы нами были построены эмпирические кривые. Саму методику обработки материалов и аппроксимации кривых распределения элементов мы опускаем из-за краткости изложения. Анализ эмпирических кривых (рис. 2, 3) говорит о преимущественной их полимодальности (многовершинности), обусловленной входжением каждого элемента в несколько генераций рудообразующих минералов. Однако четкость полимодальности на каждом месторождении различна в связи с различиями в степени развития главной продуктивной минеральной ассоциации, определявшей минеральный облик месторождения в целом. Чем интенсивнее развита та или иная ассоциация, тем отчетливее вырисовывается соответствие эмпирического закона распределения химического элемента

Таблица 2

Результаты проверки соответствия нормальной и логнормальной рудообразующих элементов в колчеданных месторождениях Маг

моделей эмпирических данных по содержанию основных нитогорского мегасинклинория

Месторождение	Элемент	Нормальная модель					Логнормальная модель						
		\bar{X}	S	S ²	A	E	$\ln \bar{X}$	S	S ²	A	E		
Учалинское	Cu	1,1	0,43	0,18	0,23	3,90	-0,24	0,56	0,31	-0,18	2,75		
	Zn	3,3	2,00	3,97	-0,12	-1,10	0,86	0,94	0,88	-0,84	-0,81	δ_A	-0,49
	Au	1,25	0,50	0,25	1,27	9,00	0,13	0,48	0,23	-1,83	7,24		
	Ag	17,20	10,5	111,80	1,03	0,43	2,50	0,77	0,59	-1,14	3,43		
	S	41,80	5,1	26,00	-3,00	10,60	3,69	0,16	0,026	-3,43	15,30	δ_E	-1,61
Сибайское	Cu	1,04	0,82	0,68	1,00	0,81	-0,35	0,97	0,94	-0,50	-0,36	δ_A	-0,39
	Zn	1,92	1,92	3,70	1,03	0,26	0,01	0,22	1,50	-0,22	-1,36		
	Au	1,12	0,86	0,73	1,69	6,97	-0,21	0,88	0,78	-0,61	0,04		
	Ag	12,4	10,5	111,4	1,47	2,60	2,02	0,93	0,86	-0,58	0,07	δ_E	-1,29
	S	40,5	5,9	3,5	-1,61	5,83	3,68	0,19	0,03	-3,70	28,0		
Им. XIX партсъезда	Cu	3,18	2,63	6,90	1,01	0,88	0,45	1,61	2,61	-1,21	0,40	δ_A	-0,55
	Pb	0,44	1,67	2,47	5,50	28,8	-2,69	2,29	5,24	-0,70	-0,12		
	Zn	1,86	1,9	3,70	2,40	15,0	-0,35	2,05	4,20	-1,40	1,46		
	Au	1,19	1,46	2,15	7,97	83,2	-0,33	1,30	1,69	-1,27	0,92		
	Ag	25,2	20,3	414	1,63	6,30	2,60	1,34	1,79	-1,00	0,67	δ_E	-1,79
S	30,7	9,85	97,0	0,11	-0,64	3,27	0,39	0,15	-0,18	0,57			
Бакр-Узякское	Cu	7,2	4,04	16,3	0,95	1,60	1,78	0,70	0,48	-0,97	0,45	δ_A	-0,96
	Zn	4,51	2,55	6,53	0,43	-0,62	1,3	0,70	0,50	-0,83	0,30		
	Au	5,98	3,57	12,78	2,52	9,28	1,60	0,70	0,48	-1,50	3,15		
	Ag	74,90	61,00	3723	3,08	11,35	4,00	0,87	0,76	-1,36	2,97	δ_E	-2,93
	S	32,90	63,00	3976	5,15	25,00	2,96	1,00	1,00	-1,00	4,90		
Маканское, V-VI залежи	Cu	3,8	3,00	9,40	0,70	-0,24	0,77	1,38	1,90	-1,40	1,66	δ_A	-0,87
	Zn	0,84	1,40	1,90	1,90	2,80	-1,50	1,72	2,90	0,45	-1,12		
	Au	1,90	1,50	2,20	1,90	6,70	0,28	1,06	1,10	-1,26	1,04		
	Ag	19,40	18,50	3437	8,37	8,00	2,50	1,20	1,70	-1,70	6,30	δ_E	-2,69
	S	23,70	12,40	153	0,06	-0,96	2,90	0,88	0,77	-2,10	5,77		
Октябрьское	Cu	4,50	3,20	10,3	0,30	-0,67	0,97	1,40	1,97	-1,47	1,40	δ_A	-0,44
	Zn	1,80	2,70	7,5	3,60	23,4	-0,50	1,70	2,93	-0,31	-0,68		
	Au	2,40	2,30	5,50	2,50	9,00	0,40	1,10	1,14	-0,72	0,52		
	Ag	23,9	31,3	979	4,99	44,5	2,50	1,40	2,10	-1,50	3,20	δ_E	-1,45
	S	25,9	12,1	146	0,06	0,76	3,09	0,67	0,45	-1,60	3,20		

Таблица 2 (продолжение)

Месторождение	Элемент	Нормальная модель					Логнормальная модель						
		\bar{X}	S	S ²	A	E	$\ln \bar{X}$	S	S ²	A	E		
Ташкулинское	Cu	1,49	2,30	5,20	3,90	16,80	-0,18	1,00	0,00	0,14	0,04	δ_A	-0,75
	Zn	2,30	3,30	11,1	2,90	9,90	0,05	1,40	1,96	-0,38	-0,40		
	Au	1,57	1,90	3,78	2,80	6,60	0,097	0,72	0,52	1,40	2,00	δ_E	-2,38
	Ag	10,7	11,9	142	1,80	3,60	1,74	1,20	1,40	0,02	-1,30		
	S	19,20	14,70	216	1,40	1,50	1,90	1,20	1,40	0,05	-1,10		
Майское	Cu	1,15	1,90	3,66	3,66	16,0	-0,68	1,28	1,64	0,15	-0,28	δ_A	-0,53
	Pb	0,24	0,34	0,12	2,59	9,78	-2,72	1,40	1,97	-0,03	-0,88		
	Zn	3,33	4,80	23,4	3,00	11,40	0,40	1,37	1,93	-0,50	0,94	δ_E	-1,73
	Au	2,80	4,80	23,2	3,90	19,10	0,20	1,25	1,57	0,38	0,46		
	Ag	39,5	63,0	3980	3,30	11,80	2,98	1,13	1,27	0,15	1,20		
S	5,40	5,00	25,1	3,20	16,00	1,40	0,74	0,54	0,17	-0,75			
Бакраугское	Cu	3,97	4,20	17,8	1,00	-0,54	0,77	1,15	1,30	0,03	-0,75	δ_A	-0,73
	Pb	1,13	2,80	8,14	3,20	9,60	-1,94	1,99	3,97	0,53	-0,42		
	Zn	13,0	48,7	2374	5,60	30,3	0,80	1,69	2,86	0,40	0,30	δ_E	-2,32
	Au	7,15	9,69	93,8	1,90	3,30	1,14	1,30	1,72	0,23	-0,90		
	Ag	116,0	179	32257	2,50	5,70	3,87	1,40	2,20	-0,17	-0,43		
S	8,70	6,69	44,7	0,85	-0,50	1,86	0,86	0,74	-0,47	0,02			

Примечание. \bar{X} – средневзвешенное; S – стандартное отклонение; S² – дисперсия; A – асимметрия; E – эксцесс; δ_A – среднеквад-

ратическая ошибка асимметрии; δ_E – среднеквадратическая ошибка эксцесса.

в какой-либо теоретической модели. Следует сказать, что месторождения золото-колчеданного типа, или третьей группы, заметно отличаются от месторождений двух других групп тем, что в них четко возникла лишь одна минеральная ассоциация – пирит-полиметаллическая, широкое развитие которой затушевывает стадийный характер рудоотложения в месторождениях в целом. Более четкий характер стадийности рудоотложения проявляется в месторождениях первой и второй групп, где полимодальность эмпирических кривых распределения выражена не только для меди и цинка, но и для золота и серебра в связи с вхождением последних в несколько минеральных ассоциаций, поздние из которых отличаются более высокими содержаниями золота.

Иной вид имеют эмпирические кривые распределения пиритной серы (рис. 4), характеризующиеся одновершинностью. Минералогическими исследованиями достаточно четко и однозначно выделяется несколько генераций пирита. Одномодальность эмпирических кри-

вых серы объясняется, вероятно, тем, что во всех минеральных парагенезисах пирит является преобладающим минералом, а распределение других элементов зависит от их корреляционных связей с пиритной серой. Эта одновершинность кривой пиритной серы подчеркивает родство всех изученных месторождений, т.е. принадлежность их к единой колчеданной формации.

Характер парных коэффициентов корреляции (табл. 3) основных рудообразующих элементов не показывает четкого отличия месторождений различных групп. Можно отметить лишь наличие линейной зависимости между цинком и золотом во всех месторождениях, т.е. преимущественную связь золота с пирит-халькопирит-сфалеритовой и более поздними цинксодержащими минеральными ассоциациями. Наблюдается некоторая закономерность в изменении парных коэффициентов корреляции между медью и цинком. Так, месторождения собственно колчеданного типа характеризуются отрицательными значениями этого коэффициента, колчеданно-полиметалличес-

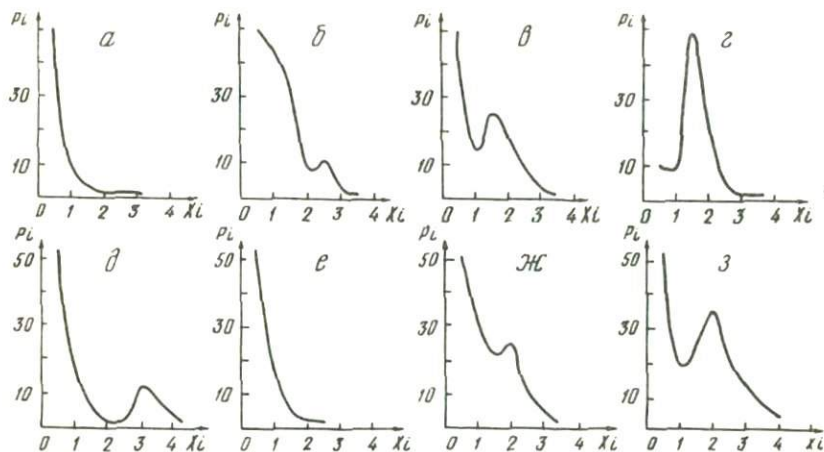


Рис. 2. Эмпирические кривые распределения меди в колчеданных месторождениях Магнитогорского мегасинклинория

Месторождения: а - Майское, б - им. XIX партсъезда, в - Сибайское, г - Учалинское, д - Бакрtausкое, е - Ташкулинское, ж - Маканское, з - Октябрьское; p_i - частота встречаемости; x_i - содержание химического элемента в условных единицах

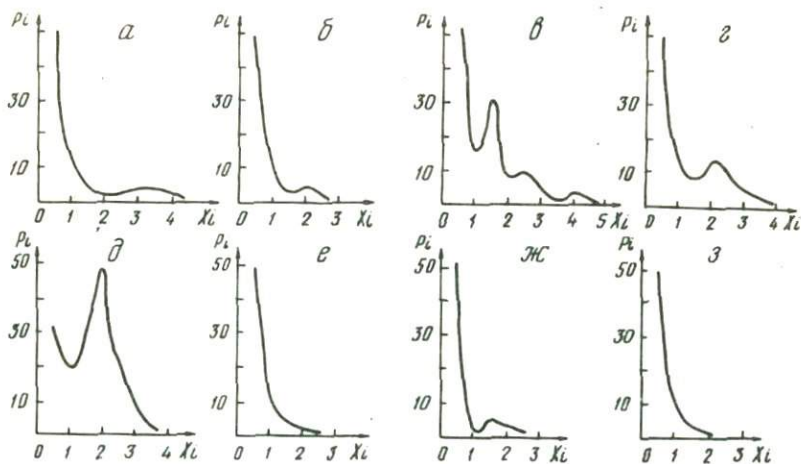


Рис. 3. Эмпирические кривые распределения цинка в колчеданных месторождениях Магнитогорского мегасинклинория

Месторождения: а - Бакрtausкое, б - Майское, в - им. XIX партсъезда, г - Сибайское, д - Учалинское, е - Ташкулинское, ж - Маканское, з - Октябрьское

Условные обозначения см. на рис. 2.

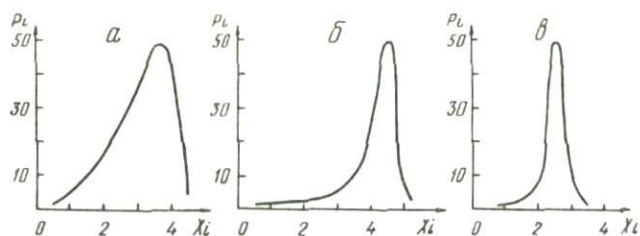


Рис. 4. Эмпирические кривые распределения серы (пиритная) в колчеданных месторождениях Магнитогорского мегасинклиналия

Месторождения: а – им. XIX партсъезда, б – Сибайское, в – Учалинское

Условные обозначения см. на рис. 2

кие – малыми по величине, но положительными по знаку его значениями и, наконец, золото–колчеданные – высокими положительными значениями.

Парные коэффициенты корреляции позволяют рассматривать зависимость только такого типа, при которых изменения значений одной переменной обусловлены или связаны с изменением значений только одной другой переменной. На самом же деле изменение значений одной переменной в многокомпонентных системах гидротермальных месторождений обусловлено изменениями значений нескольких других переменных. В связи с этим нами были рассчитаны частные коэффициенты корреляции, которые характеризуют корреляцию между зависимой переменной и каждым из нескольких факторов при исключении линейной связи с остальными факторами, искажающими эту корреляцию. Как видно из табл. 4, в целом, частные коэффициенты корреляции мало отличаются от парных. Это характеризует слабую линейную связь всех вместе взятых рудообразующих элементов. Однако следует заметить, что результаты одномерного регрессионного анализа обнаруживают линейную связь между золотом и серой в Учалинском месторождении, в то время как многомерный анализ показывает ее отсутствие. Это так называемая ложная корреляционная связь между золотом и серой вызвана сильной линейной связью между цинком и серой, в то время как золото, в основном, связано с цинком.

Как парные, так и частные коэффициенты корреляции являются относительными мерами зависимости между изучаемыми величинами и, как правило, завывают эту зависимость (Езекиэл, Фокс, 1966). Поэтому для установления зависимости между изучаемыми величинами предпочтительнее применение коэффициента множественной детерминации, которые измеряют долю в вариации зависимой переменной, обязанную влиянию всех остальных переменных. Наиболее удобно коэффициент детерминации выражать в процентах.

Таблица 3

Парные коэффициенты корреляции основных рудообразующих элементов

Месторождение	Элемент	Zn	lnZn*	Au	lnAu	S*	lnS*
Сибайское	Cu	-0,15	-0,03	0,07	0,06	-0,33	-0,33
	Zn			0,51	0,60	-0,07	-0,07
	Au					-0,03	-0,03
		N=342		$\rho=0,195$		$P=0,05$	
Учалинское	Cu	-0,39	-0,23	-0,06	0,06	-0,30	-0,09
	Zn			0,38	0,28	-0,37	-0,04
	Au					-0,29	0,65
		N=215		$\rho=0,195$		$P=0,05$	
Октябрьское	Cu	0,19	0,49	0,36	0,53	0,01	0,06
	Zn			0,53	0,56	-0,29	-0,28
	Au					-0,11	0,14
		N=272		$\rho=0,195$		$P=0,05$	
Им. XIX партсъезда	Cu	0,23	0,07	0,29	0,22	-0,06	-0,10
	Zn			0,48	0,37	-0,15	-0,17
	Au					-0,13	-0,10
		N=192		$\rho=0,195$		$P=0,05$	
Майское	Cu	0,46	0,23	0,22	0,12	0,45	0,58
	Zn			0,76	0,44	0,03	0,01
	Au					0,01	0,10
		N=191		$\rho=0,195$		$P=0,05$	

Примечание: N – объем выборки; ρ – максимальные значения выборочного коэффициента корреляции при 95% уровне значимости и двух степенях свободы; $P = (2Q)$ – уровень значимости двухстороннего критерия.

S* – сера пиритная.

Как показывают расчеты (таб. 5), в месторождениях первых двух групп наблюдается отсутствие какой бы то ни было зависимости в распределении пиритной серы от минерального состава месторождения в целом. В то же время такая зависимость проявлена достаточно четко в месторождениях третьей группы. Это говорит о том, что отложение основной массы пирита в месторождениях первых двух групп происходило несколько оторвано во времени от формирования остальных минеральных парагенезисов, тогда как в месторождениях третьей группы формирование всех минеральных ассоциаций происходило в ходе единого процесса, что видно из значений множественных коэффициентов детерминации по всем элементам. Первая группа месторождений отличается от второй отсутствием зависимости в распределении содержания меди от минерального состава в целом. Все эти различия в значениях коэффициентов множественной детерминации подтверждают специфические условия формирования каждого месторождения в целом и свидетельствуют

Таблица 4

Частные коэффициенты корреляции основных рудообразующих элементов

Месторождение	Элемент	Zn	lnZn	Au	lnAu	S*	lnS*
Сибайское	Cu	-0,27	-0,13	0,15	0,09	-0,36	-0,30
	Zn			0,50	0,14	-0,16	-0,12
	Au					0,06	0,04
		N=342		$\rho=0,195$		P=0,05	
Учалинское	Cu	-0,46	-0,24	0,03	0,11	-0,37	0,00
	Zn			-0,17	0,04	-0,31	-0,05
	Au					-0,09	-0,06
		N=215		$\rho=0,195$		P=0,05	
Октябрьское	Cu	0,02	0,33	0,09	-0,11	0,13	0,25
	Zn			0,43	0,46	-0,26	-0,48
	Au					0,18	0,50
		N=272		$\rho=0,195$		P=0,05	
Им. XIX партсъезда	Cu	-0,22	0,16	0,13	0,20	0,03	-0,09
	Zn			0,31	0,00	-0,05	-0,12
	Au					-0,05	-0,40
		N=172		$\rho=0,195$		P=0,05	
Майское	Cu	0,30	0,22	-0,18	-0,06	0,48	0,57
	Zn			0,68	0,12	-0,15	-0,13
	Au					0,13	0,09
		N=191		$\rho=0,195$		P=0,05	

Примечание. N – объем выборки; ρ – максимальные значения выборочного коэффициента корреляции при 95% уровне значимости и N – (m + 2) степенях свободы; P=(2Q) – уровень значимости двухстороннего критерия; m – число отброшенных факторов.

S* – сера пиритная.

Таблица 5

Коэффициенты детерминации основных рудообразующих элементов колчеданных месторождений Магнитогорского мегасинклиория (в %)*

Месторождение	Cu		Zn		Au		S	
	1	2	1	2	1	2	1	2
Сибайское	4,0	1,0	10,0	19,0	9,0	57,0	1,0	1,0
Учалинское	2,0	0,0	30,0	4,0	36,0	16,0	4,0	2,0
Октябрьское	4,0	19,0	9,0	27,0	25,0	59,0	2,0	10,0
Им. XIX партсъезда	11,0	47,0	26,0	60,0	7,0	70,0	0,0	0,0
Майское	25,0	14,0	49,0	16,0	36,0	17,0	7,0	18,0

Примечание. 1 – нормальная модель, 2 – логнормальная модель.

* Все расчеты были проведены в БЦ БФАН СССР на ЭВМ БЭСМ-4м по программе "СУМРЕГ", составленной А.П. Бояркиным.

о правильности выделенных групп, подчеркивая их общие генетические особенности.

Результаты математической обработки даже в предварительном виде показывают сложность распределения различных рудообразующих элементов в рудах колчеданных месторождений, обусловленную сложностью процессов рудоотложения и множественностью факторов, определяющих их минералого-геохимическую направленность и геологические условия локализации колчеданного оруденения. В то же время эти результаты дают ряд дополнительных критериев для отнесения колчеданного оруденения к определенному минералого-геохимическому типу, проявившемуся в тех или иных отличающихся по геологическому строению и истории тектоно-магматического развития частях Магнитогорского мегасинклинория. Эти части мегасинклинория представляют собою рудные районы, охватывающие площади распространения образовавшихся в близких или одинаковых условиях и залегающих в близкой геологической обстановке рудных месторождений.

В башкирской части мегасинклинория главное значение имеют месторождения колчеданной формации, проявляющейся в тех или иных масштабах в большинстве расчленяющих территорию структурно-формационных зон. В связи с этим при выделении конкретных рудных районов учитываются площади развития колчеданного оруденения, хотя в принципе для Вознесенско-Сакмарской зоны и северного замыкания мегасинклинория, обладающих своей металлогенической спецификой, могут быть предложены особые схемы металлогенического районирования.

Колчеданные месторождения распространены в Учалинском, Верхнеуральском, Сибайском, Баймакском и Мекен-Бурибаевском рудных районах, представляющих определенные блоки или части блоков различных колчеданоносных структурно-формационных зон.

СТРУКТУРЫ РУДНЫХ РАЙОНОВ, РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УЧАЛИНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Рассматриваемый район занимает северную часть Учалинско-Александринской и Ахуново-Ашебутакской структурно-формационных зон восточного крыла Магнитогорского мегасинклинория. Наибольшее развитие здесь получили вулканогенные породы среднедевонской дифференцированной базальт-андезито-дацито-липаритовой формации (Сопко, Бобохов, Серавкин, 1972; Сопко, Бобохов, Серавкин, Уразаев, 1973), с которыми связаны Учалинское, Таш-Ярское месторождения и ряд мелких рудопроявлений колчеданного типа. Значительно меньшее распространение в Учалинском рудном районе имеют вулканиты недифференцированной базальтово-обломочно-фтанитовой формации силура и слабодифференцированной андезито-базальтовой формации нижнего девона, контакты которых с вулканогенными образованиями колчеданоносной формации проходят главным образом по зонам разрывных нарушений. Вулканогенные породы перекрыты, местами с видимым угловым несогласием, слоистыми отложениями вулканогенно-осадочных флишеидных формаций — андезито-дацито-карбонатно-обломочной верхнеживетского возраста и андезито-базальтово-кремнисто-обломочной верхнего девона, выполняющими синклиналильные структуры.

В отличие от расположенного южнее Верхнеуральского рудного района вулканогенные породы рассматриваемой территории в большей степени тектонически дислоцированы и обладают нередко крупным залеганием.

Типичным для района и наиболее изученным является Учалинское рудное поле, приуроченное в структурном отношении к ядру Мало-Учалинской антиклинали.

Вопросы стратиграфического расчленения горных пород северной части Магнитогорского мегасинклинория и в том числе Учалинского рудного поля наиболее полное отражение нашли в работах О.А.Нестояновой (1960). Согласно предложенной ею схеме, вулканогенные породы основного и кислого состава, развитые главным образом в северо-западной и центральной частях рудного поля и вмещающие руды Учалинского месторождения, относились к верхнеэйфельской карамалыташской свите. Залегające выше вулканогенные породы среднего, умеренно-кислого и кислого состава, а также слоистые

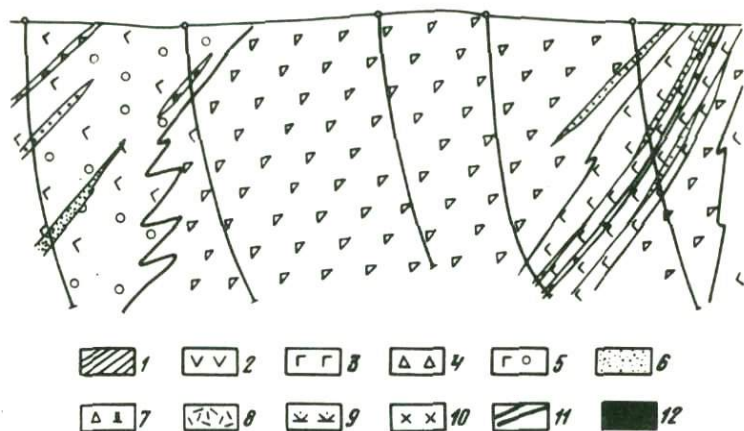


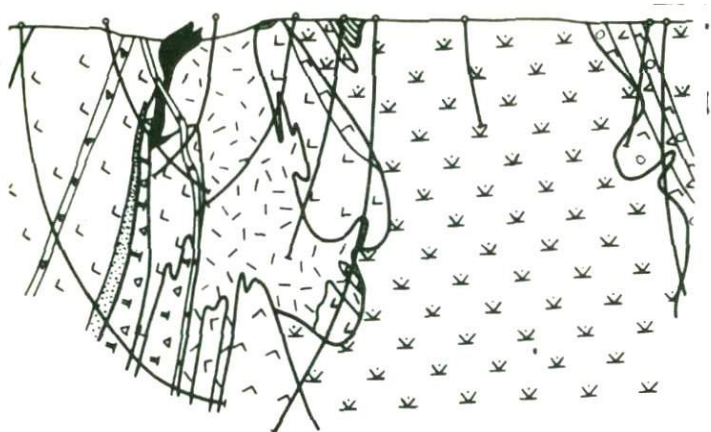
Рис.5. Геологический разрез на широте Учалинского месторождения

1 - кремнистые сланцы основания вулканогенно-осадочной флишовой формации верхнеживетского возраста. Дифференцированная вулканогенная формация (D_2); 2 - андезитовые порфириды и их вулканические брекчии, 3 - диабазовые и базальтовые порфириды и афириты, спилиты, 4 - шлаковые брекчии базальтовых порфиридов, 5, 6 - вулканомиктовые породы основного (сме-

вулканогенно-осадочные отложения, среди которых в районе оз. Карагайлы отмечаются прослой и линзы известняков с живетской фауной, объединялись в улутаускую свиту. Породы этой части разреза слагают восточный и юго-западный фланги рудного поля. Верхнедевонские образования представлены кремнистыми сланцами мукасовского горизонта и слоистыми вулканогенно-осадочными отложениями колтубанской свиты франского возраста. Породы верхнего девона на территории рудного поля имеют небольшое развитие, располагаясь в его северо-восточной части севернее оз. Карагайлы и на юго-западе в пределах меридиональной гряды Утлыкташ.

Среднедевонские вулканогенные породы Учалинского рудного поля обычно расчленялись на две формации: контрастно дифференцированную липарито-базальтовую, имеющую эйфельский возраст, и живетскую, последовательно дифференцированную базальт-андезито-дацит-липаритовую (Бородаевская, Курбанов, Кривош, Контарь, Ширай, 1969; Аржавитин, 1972). Объем первой формации в значительной мере совпадал с объемом карамадыташской свиты, второй - улутауской.

Однако такое формационное расчленение вулканогенных толщ Учалинского рудного поля заслуживает серьезной критики. Во-первых, как показали исследования А.С.Бобохова и П.И.Пирожка (1972),

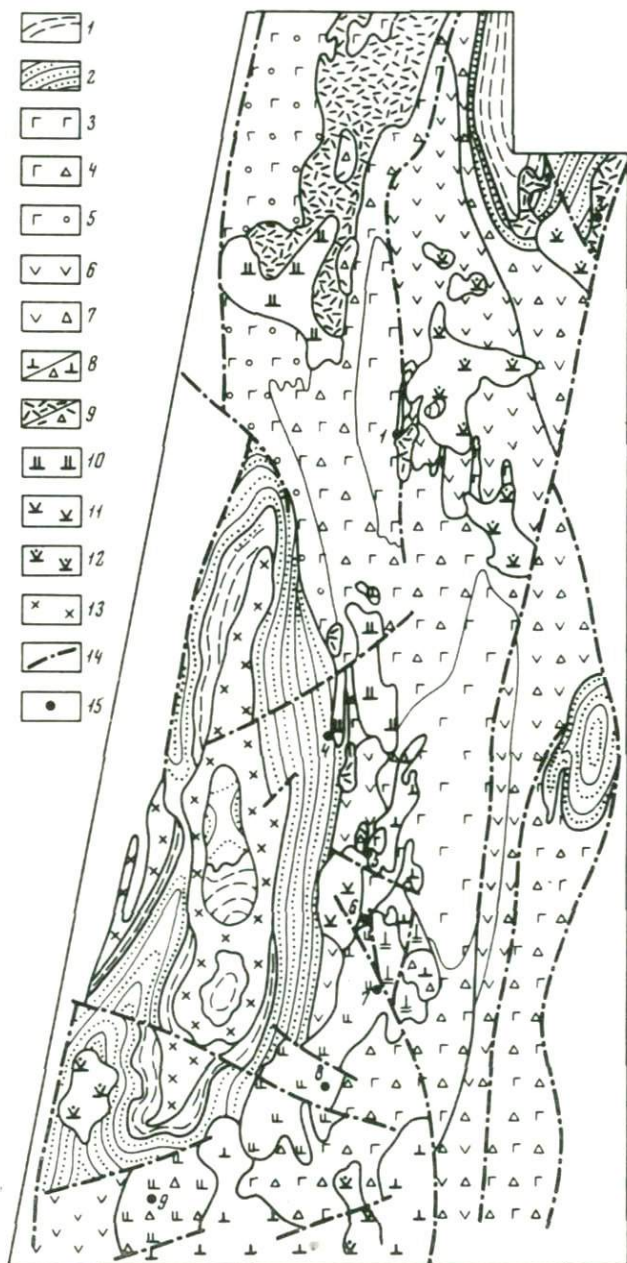


шанного, реже кислого) состава (5 – грубообломочные с элементами сортировки, 6 – ясно слоистые, средне- и мелкообломочные). Интрузивные образования: 7 – кварцево-плаггиоклазовые дацитовые порфириды ранней группы, 8 – базокварцевые липаритовые порфиры поздней группы, 9 – кварц-пироксен-роговообманково-плаггиоклазовые андезитовые порфириды поздней группы, 10 – габбро-диориты; 11 – границы субвулканических тел, толщ и литологических комплексов; 12 – рудная залежь

основной объем порфировых пород кислого состава Учалинского месторождения, рассматриваемых обычно в качестве крайнего кислого члена контрастной формации, представляет собой субвулканические образования, внедрение которых произошло уже после накопления вулканитов андезитового состава и во время формирования верхнеживетской флишовой формации. В равной мере это относится и к значительной части остальных проявлений кислых порфировых пород среди базальтовых вулканитов рудного поля (Бобохов и др., 1973). Во-вторых, приуроченность базальтовых и андезитовых вулканитов к одной структуре, отмечаемое на некоторых участках рудного поля переслаивание вулканогенных пород основного и среднего состава и наличие переходных разновидностей (андезито-базальтовые порфириды) указывают на определенную преемственность и непрерывность вулканических процессов на протяжении всего среднего девона.

Таким образом, вулканогенную толщу Учалинского рудного поля можно рассматривать в качестве единой базальт-андезито-дацитолипаритовой формации, перекрытой вулканогенно-осадочной формацией верхнеживетского возраста.

Нижняя часть дифференцированной формации представлена диабазовыми порфиридами, афиритами, спилитами, шлаковыми брек-



чиями основного состава, в меньшей мере кремнекислыми вулканиитами. Последние развиты локально и составляют примерно 6% от всего объема вулканогенных пород этой толщи.

В низах толщи развиты диабазовые порфириды, афириты и спилиты с незначительным содержанием миндалинов. Им резко подчинены по объему вулканические брекчии основного состава. Отмечается некоторая петрохимическая близость пород этой части разреза с вулканиитами глубоководных спилито-диабазовых ассоциаций Карамалыташской и Узункырской структур.

Выше, начиная с горизонта слоистых вулканомиктовых пород основного состава, в строении которого принимают участие игнибриитовидные пирокластические, частично переотложенные туфы кварц-плагиоклазовых дацитовых порфиритов, залегают спилиты и диабазовые порфириды с ярко выраженной миндалекаменной текстурой. Они переслаиваются с маломощными прослоями шлаковых брекчий и вулканических брекчий с крупными вулканическими бомбами и слоистыми вулканомиктовыми отложениями. Нередко отмечается подводное краснокаменное изменение в кровле отдельных лавовых потоков.

Эффузивы основного состава перекрыты и частично фашиально замещаются (рис. 5) шлаковыми брекчиями диабазовых и андезитобазальтовых порфиритов, которые в свою очередь на флангах вулканических построек сменяются вулканомиктовыми породами, состоящими главным образом из обломков вулканогенных пород основного состава, в которых, по сравнению со шлаковыми брек-

Рис. 6. Схематизированная геологическая карта Учалинского рудного поля

1 - вулканогенно-осадочная андезито-базальто-кремнисто-обломочная формация верхнего девона; 2 - вулканогенно-осадочная карбонатно-кремнисто-обломочная формация верхнего живета. Дифференцированная вулканогенная формация среднего девона: 3 - диабазовые, базальтовые порфириды, спилиты; 4 - шлаковые брекчии базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов, гялокластиты, 5 - вулканомиктовые породы основного состава, 6 - андезитовые порфириды, 7 - вулканические брекчии андезитовых порфиритов, 8,9 - субвулканические базокварцевые липаритовые порфиры (8 - предположительно живетского возраста, 9 - предположительно верхнеживетского возраста), 10 - субвулканические липарито-дацитовые порфиры; 11 - субвулканические мегафиритовые дацитовые порфириды, 12 - субвулканические андезито-дацитовые и кварцевые андезитовые порфириды, 13 - габбро и габбро-диориты Утлыкташского интрузивного комплекса; 14 - разрывные нарушения; 15 - месторождения и рудопроявления колчеданного типа (1 - Учалинское, 2 - Озерное, 3 - Карагайлинское, 4 - Березки, 5 - Контрольное I, 6 - Контрольное II, 7 - Курпалы, 8 - Высоковольтное)

циями, нередко отмечается довольно хорошая отсортированность материала. Общая мощность нижней толщи достигает 3000 м.

Стратиграфически выше размещается мощная толща андезитовых порфиритов, их вулканических брекчий и вулканомиктовых слоистых отложений главным образом того же состава, имеющих в общем незначительное развитие. Эффузивно-пирокластические образования среднего состава на площади рудного поля распространены не повсеместно, отмечаясь преимущественно в его восточной и юго-западной частях (рис. 6). Андезитовые порфириты отмечаются в низах разреза толщи, однако смена фаций нередко происходила и по латерали, что, по всей вероятности, указывает на центральный тип извержений.

Разрез дифференцированной формации венчается комплексом фельзитовидных и базокварцевых липаритовых порфиров, выходы которых наблюдаются на южном берегу оз. Ургун и на высотах горного массива Кок-Баш.

Вулканогенные породы основного и среднего состава на флангах рудного поля перекрываются отложениями верхнеживетской вулканогенно-осадочной формации, в основании которой местами залегает маломощный горизонт светлых кремнистых сланцев. Взаимоотношения вулканогенно-осадочной формации с подстилающими вулканитами характеризуются в ряде мест явным угловым несогласием, но в окрестностях оз. Карагайлы и на юго-западном фланге рудного поля отмечается постепенный переход пирокластических аналогов андезитовых порфиритов к туфогенно-осадочным и вулканомиктовым отложениям флишоидной толщи.

Субвулканические породы

Субвулканические образования Учалинского рудного поля по характеру возрастных и генетических взаимоотношений с проявлениями активной вулканической деятельности отчетливо делятся на две группы: раннюю и позднюю, по классификации Г.В. Яковлева и Т.Я. Гончаровой (1969).

Субвулканические образования ранней группы представлены полным набором магматических пород, начиная от диабазов и диабазовых порфиритов и кончая липаритовыми порфирами. Последовательность их формирования имела в общем гомодромную направленность: 1) диабазы и диабазовые порфириты, 2) дацитовые порфириты, 3) андезитовые порфириты, 4) липаритовые порфиры. Как правило, однозначно устанавливается их петрографическая и петрохимическая близость к комагматичным им эффузивно-пирокластическим образованиям, среди которых они размещаются. Некоторое исключение составляют лишь субвулканические андезитовые порфириты, небольшие штокообразные тела которых нередко наблюдаются среди пород липарито-базальтового ряда.

Субвулканические породы основного состава представлены многочисленными дайкообразными и реже пластовыми телами мощностью

от 1 до 50 м, встреченными глубокими скважинами среди обломочных пород основного состава.

Дайкообразные и пластовые тела, залегающие среди шлаковых брекчий диабазовых порфиритов, сложены породами, по своим петрографическим и петрохимическим особенностям представляющими полную аналогию с породами лавовой фации. Отличия заключаются лишь в лучшей раскристаллизации и значительно меньшем содержании миндалин. Контакты субвулканических тел с вмещающими породами осложнены апофизами. В приконтактной части породы, как правило, имеют более плотное сложение, флюидальную текстуру и несколько брекчированы. Флюидальность проявляется в зоне мощностью около 0,2 м и макроскопически выражена группировкой мелких хлоритовых миндалин в серию параллельных контакту полосок.

Субвулканические дацитовые порфириты и сопровождающие их магматогенные брекчии вскрыты уступами южного борта Учалинского карьера и подсечены на глубине буровой скважины широтного структурного профиля (см. рис. 5). Они слагают мощное (до 200 м) пластовое тело, залегающее в общем согласно со слоистыми вулканомиктовыми породами. Магматогенные брекчии сложно перемежаются с массивными дацитовыми порфиритами, однако главное развитие они получили в краевой части залежи. Контакт магматогенных брекчий с вмещающими слоистыми породами осложнен апофизами, секущими слоистость последних (рис. 7). В магматогенных брекчиях отмечается флюидальное расположение удлиненных обломков, особенно тонкое и четкое в приконтактной зоне.

Магматогенные брекчии сложены частицами раскристаллизованного и перекристаллизованного, серицитизированного, хлоритизированного и эпидотизированного стекла дацитового состава, обломками дацитовых порфиритов, зерен кварца и плагиоклаза, редкими обломками плагиогранитов. В эндоконтактной зоне отмечаются нередко сильно корродированные ксенолиты диабазовых порфиритов и кремнистых алевролитов.

Дацитовые порфириты имеют порфириковую структуру. Вкрапленники представлены кварцем и плагиоклазом (№ 4-5). Основная масса имеет аллотриоморфнозернистую структуру с реликтами сферолитов.

В петрографическом и петрохимическом отношении кварцево-плагиоклазовые дацитовые порфириты аналогичны породам, слагающим обломки в туфах дацитовых порфиритов из слоистого горизонта Учалинского месторождения.

Базокварцевые, реже кварцевые липаритовые порфиры и ассоциирующиеся с ними магматогенные брекчии игнимбритовидного облика отмечаются на Учалинском месторождении, где они вскрыты карьером и скважинами структурного бурения, в горном массиве Кок-Баш, на северном берегу оз. Карагайлы, на горе Кара-Сьер, на рудопроявлении Контрольное. Они прорывают вулканогенные породы основного и среднего состава и секут вулканомиктовые флюидальные отложения верхнеживетского возраста, на основании чего и определяется их возрастное положение.

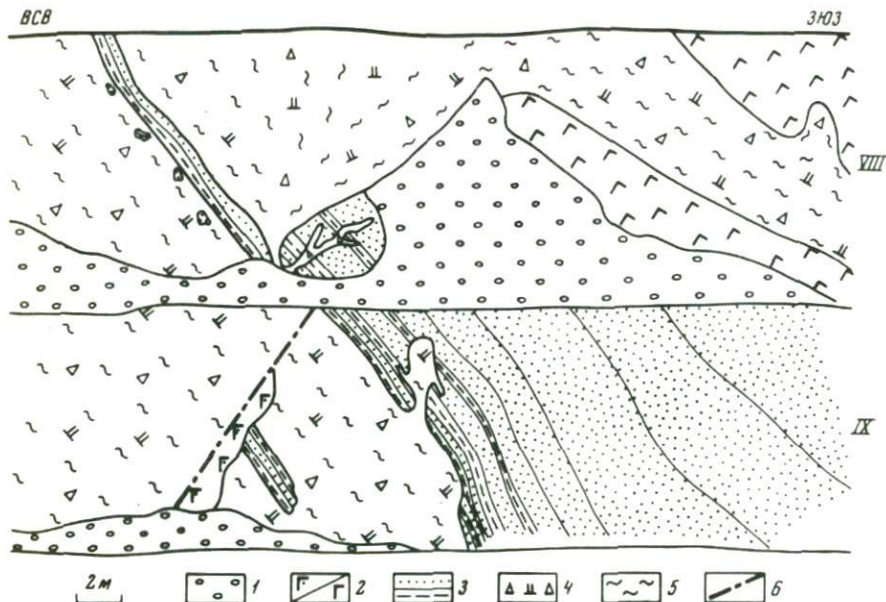


Рис. 7. Совмещенная зарисовка IX и VIII уступов южного борта Учалинского карьера

1 - осьпь; 2 - диабазовые порфиры; 3 - слоистые вулканомиктовые породы основного состава; 4 - магмотогенные брекчии субвулканических дацитовых порфиритов; 5 - флюидальность; 6 - разрывные нарушения

На Учалинском месторождении базокварцевые липаритовые порфиры и сопровождающие их игнимбритовидные брекчии образуют крупное и сложное по своей форме дайкообразное тело, восточные апофизы которого проникают в андезитовые порфиры (см. рис. 5). Становление липаритовых порфиров, вероятно, контролировалось мощной крутопадающей тектонической зоной, вдоль которой породы восточного блока испытали перемещение сбросового характера.

Игнимбритовидные брекчии базокварцевых липаритовых порфиров плащеобразно перекрывают массивные порфиры и отмечаются в приконтактных зонах субвулканических тел. На горе Кара-Сьер отмечаются трубообразные тела, целиком сложенные магмотогенными брекчиями, прорывающими здесь андезитовые порфиры. Структура пород порфировая. Во вкрапленниках преимущественно развит плагноклаз (1-4% Δ_n); значительно реже отмечается кварц, иногда в микрографических сростаниях его с плагноклазом. В нескольких шлифах наблюдались псевдоморфозы хлорита по минералу с характерным для моноклинных пироксенов поперечным сечением. Структура основной массы аллотриоморфнозернистая, в более свежих разновидностях - сферолито-фельзитовая, реже микролитофельзитовая.

Группа поздних субвулканических пород представлена в основном кислыми и умеренно кислыми разностями, петрохимический состав которых варьирует от липаритового до андезито-дацитового. Более основные породы этой группы – диабазы – встречаются значительно реже и главным образом на Сафаровской площади. В Учалинском рудном поле их примером могут быть диабазовые порфиры, рвущие базокварцевые липаритовые порфиры на северном фланге Учалинского месторождения.

Липаритовые порфиры наибольшее развитие получили в южной половине рудного поля, где с ними пространственно связана минерализация рудопоявлений Курпалы и Высоковольтного. Химический состав порфиров, видимо, в связи со значительными вторичными изменениями, вероятно часто аллохимического характера, меняется от преобладающего липаритового до дацитового. Породы содержат сравнительно крупные фенокристаллы кварца, плагиоклаза (2–8% Al_2O_3), реже пироксена. Основная масса сферолитовая, чаще всего полностью перекристаллизованная. С массивными породами нередко ассоциируют магматогенные брекчии. Обычной формой залегания являются сложные ярусные пластовые залежи, достигающие часто крупных размеров (рис. 8).

Липарито-дацитовые порфиры отмечаются на Учалинском месторождении, на горе Кок-Баш и в окрестностях рудопоявлений Березки и Курпалы. На Учалинском месторождении они слагают мощное дайкообразное тело, формирование которого, видимо, контролировалось крутопадающей зоной разрывных нарушений. Прикровельная

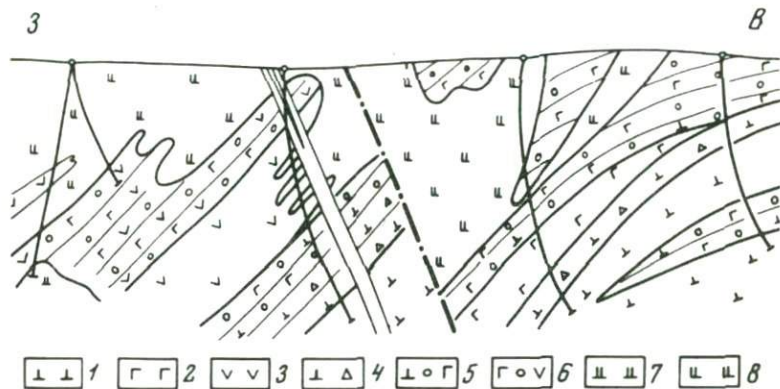


Рис. 8. Геологический разрез на широте рудопоявления Высоковольтного.

1 – базокварцевые липаритовые порфиры; 2 – диабазовые порфиры; 3 – андезитовые порфиры; 4 – туфы базокварцевых липаритовых порфиров; 5, 6 – вулканические породы смешанного состава; 7 – субвулканические мелкокварцевые липаритовые порфиры; 8 – субвулканические крупнокварцевые липаритовые порфиры

часть его, судя по ориентировке столбчатой отдельности, полого (20°) падает на восток. В окрестностях горы Кок-Баш кварцевые липарито-дацитовые порфиры образуют крупное воронкообразное тело, форма которого установлена по результатам гравиметровых исследований. Липарито-дацитовые порфиры прорывают субвулканические базокварцевые липаритовые порфиры и кремнистые сланцы основания верхнеживетской вулканогенно-осадочной формации. Фенокристаллы в порфирах представлены кварцем и плагиоклазом ($2-5\% \text{An}$), реже только плагиоклазом. Основная масса имеет аллотриоморфно-зернистую, местами микропйоклитовую структуру. Отмечаются реликты сферолито-микролитовой структуры.

Наиболее поздними субвулканическими породами являются мегафировые дацитовые порфириты, довольно широко развитые на территории Учалинского рудного поля. Они образуют крупные тела штокообразной, в плане близкой к изометричной, и пластообразной формы. Их выходы отмечаются на горе Кара-Сьер и на восточном фланге рудного поля, где они прорывают андезитовые порфириты и их брекчии, а также флишвидные верхнеживетские отложения.

Во вкрапленниках отмечаются кварц, плагиоклаз, клинопироксен, редко роговая обманка. Плагиоклаз обычно представлен двумя генерациями: широкоплабчатой, обычно сосюритизированной зональной разновидностью, и удлиненно-призматическими кристаллами сравнительно слабо измененного альбита ($3-9\% \text{An}$). В породах, подвергшихся перекристаллизации, основная масса имеет аллотриоморфнозернистую структуру. Одними из наиболее распространенных структур основной массы являются микролитовая, микролито-фельзитовая и микролито-сферолитовая, что указывает на кристаллизацию этих пород из расплавов, относительно обедненных летучими компонентами.

К мегафировым дацитовым порфиритам близки по своим структурно-текстурным особенностям андезито-дацитовые порфириты, химический состав которых, несмотря на обилие вкрапленников кварца, близок к андезитовому. Вариации химического состава порфиритов пород этой группы, вероятно, в значительной мере вызваны широким участием процессов гибридности и ассимиляции при их формировании, на что, в частности, указывают многочисленные ксенолиты как вмещающих пород, так и пород, не наблюдающихся на данном уровне эрозионного среза, неравномерное распределение фенокристаллов и в первую очередь кварца. Между кварцевыми андезито-дацитовыми и андезитовыми порфиритами рассматриваемой группы и вулканогенными породами андезитового комплекса существует определенная близость, выраженная породами переходного типа (андезитовые порфириты с незначительным содержанием фенокристаллов кварца) и присутствием кварцево-пироксен-плагиоклазовых порфиритов в составе обломочных пород вулканогенной толщи. Крупное штокообразное тело этих порфиритов подсечено глубокими и картировочными скважинами на восточном фланге Учалинского месторождения (см. рис. 5, 6).

Отмечается довольно отчетливая приуроченность основной массы субвулканических тел кислых и умеренно кислых порфировых пород к меридиональной зоне, прослеживающейся на западном фланге рудного поля от рудопроявления Высоковольтного до южного берега оз. Ургун и являющейся, по всей вероятности, длительно развивавшейся сколовой зоной. Намечается также определенная связь субвулканических тел с вулканическими постройками, сложенными вулканитами основного состава.

Структура Учалинского рудного поля

Учалинское рудное поле приурочено к субмеридиональной Малоучалинской положительной структуре, представляющей сложное сочетание первичных вулканических и деформационных элементов. Осевая часть и северная половина западного крыла этой структуры сложены толщей вулканогенных пород основного состава. На восточном крыле и в южной половине западного крыла главное развитие получили андезитовые порфириты и их вулканические брекчии.

По данным геофизических исследований на площади Учалинского рудного поля отмечается три крупных гравитационных максимума. Один из них располагается несколько западнее Учалинского месторождения, второй находится восточнее рудопроявлений Березки и Контрольное, третий протягивается от широты рудопроявления Контрольное на севере до широты Озерного месторождения на юге. Значительное увеличение в их пределах мощностей вулканогенных пород основного состава, а также закономерная смена по латерали пород, представляющих определенные вулканические фации, что особенно отчетливо проявилось в наиболее разбуренном Учалинском гравитационном максимуме, позволяют предполагать здесь наличие вулканических построек центрального типа.

Достоверные центры кислого вулканизма отмечаются на Учалинском месторождении, в горном массиве Кок-Баш и в окрестностях рудопроявления Курпалы. Все они фиксируются гравитационными минимумами и характерным распределением вулканических фаций.

Относительно местонахождения центров андезитового вулканизма судить трудно. Однако, если принять во внимание, что вулканиты этого состава распространены главным образом в южной половине структуры, то можно думать, что эти центры располагались именно в этой части рудного поля.

В северной, большей части Учалинского рудного поля залегание вулканогенных пород, слагающих крылья Малоучалинской структуры, характеризуется крутым падением (до $60-70^\circ$), несколько выполаживающимся по мере удаления от осевой зоны. Южнее широты рудопроявления Курпалы крутое залегание довольно постепенно сменяется более пологим с углами падения отдельных слоев и горизонтов около 30° . Возможное объяснение таких условий залегания заключается в том, что породы в центральной и северной

частях рудного поля слагают край кальдеры, осложненной разрывным нарушением.

Породы базальт-андезито-дацито-липаритовой формации перекрыты на флангах рудного поля отложениями верхнеживетской флишоидной вулканогенно-осадочной формации, слагающими Утлыкташскую, Ильчинскую и Бюйдинскую наложенные мульды. Перечисленные структуры характеризуются относительно пологими крыльями (до $45-50^{\circ}$) и близким к горизонтальному залеганию слоев в их замковой части.

На территории Учалинского рудного поля установлены нарушения меридионального, северо-западного и субширотного простираний.

Одним из основных разрывных нарушений субмеридионального простирания является Главный, или Центральный, разлом, проходящий через Учалинское месторождение. Разлом представлен серией субмеридиональных нарушений, выраженных главным образом зонами рассланцевания пород. К зоне этого разлома приурочены тела субвулканических липаритовых и липарито-дацитовых порфиров, проявления гидротермальных изменений и колчеданные руды Учалинского месторождения. Судя по тому, что на этом месторождении по плоскости сместителя Главного разлома проходит контакт андезитовых порфиров с нижней частью толщи эффузивов основного состава, амплитуду перемещения восточного крыла его можно оценить в 2000 м. Однако южнее месторождения амплитуда сброса быстро затухает. По геофизическим данным Главный разлом выражен гравитационной ступенью, прослеживающейся до широты рудопроявления Березки, где она сочленяется с гравитационной ступенью юго-западного простирания.

Разрывные нарушения северо-западного простирания отмечаются на Учалинском месторождении, а также на остальных рудопроявлениях рудного поля. К этим нарушениям приурочены дайки жильных пород основного состава и в отдельных случаях субвулканические интрузии кислых пород.

Субширотные разрывные нарушения основное развитие получили в южной половине рудного поля, где вдоль их сместителей происходило перемещение блоков с амплитудами до сотен метров. Отмечается определенный контроль со стороны субширотных нарушений в размещении субвулканических пород кислого состава. Гравитационными ступенями фиксируются главным образом три субширотных разрывных нарушения, к которым приурочены рудопроявления Контрольное, Курпалы и Юго-Восточное.

Учалинское медноколчеданное месторождение

Руды Учалинского месторождения, по данным Н.В.Петровской и В.А.Касьянова (1961), М.Б.Бородаевской, П.И.Пирожка, Н.К.Курбанова и У.С.Нафикова (1967), представлены сфалерит-халькопирит-пиритовым типом колчеданной рудной формации. Основная масса руд была сформирована гидротермально-метасоматическим пу-

тем. Кроме этого, на месторождении, по данным П.И.Пирожка (устное сообщение) и Е.И.Богдановой (1971), отмечается незначительная по объему, преимущественно серноколчеданная минерализация гидротермально-осадочного генезиса, представленная слоистыми рудами, размещающимися среди горизонта вулканомиктовых отложений и туфов дацитовых порфиритов.

Рудная залежь Учалинского месторождения имеет сложную форму. По данным П.И.Пирожка на северном фланге месторождения она представляет собой крутопадающее жилообразное тело, размещающееся в зоне Главного разлома на контакте субвулканического тела базокварцевых липаритовых порфиров и базальтоидов всяческого бока. В центральной части месторождения залежь имеет аркообразную форму, в целом согласную с кровлей магматогенных брекчий базокварцевых липаритовых порфиров. Южное выклинивание рудной залежи также имеет форму жилы, приуроченной к интенсивно рассланцованному контакту базокварцевых липаритовых порфиров с субвулканическими дацитовыми порфиритами.

Основная масса колчеданных руд размещается среди интенсивно рассланцованных и гидротермально переработанных субвулканических дацитовых порфиритов и их магматогенных брекчий и частично в эндоконтактной зоне субвулканического тела базокварцевых порфиров. Последние вблизи руды интенсивно осветлены, окварцованы, импрегнированы сульфидами и нередко отмечаются в массивных рудах в виде реликтов, что однозначно указывает на их дорудное происхождение. Игнимбритовидные магматогенные брекчии базокварцевых порфиров минерализованы рассеянной, сгустковой и прожилковой вкрапленностью пирита, халькопирита, реже сфалерита.

Кроме широко известных и неоднократно описанных в литературе сульфидных обособлений, имеющих метасоматический и тектонический генезис, в составе субвулканических магматогенных брекчий базокварцевых липаритовых порфиров, отмечаются своеобразные, преимущественно пиритового состава, обособления угловатой, остроугольной и неправильной формы (Бобохов, Пирожок, 1972).

Размеры обособлений обычно составляют 2-3 см, реже - 10-25 см. Крупные обособления нередко сопровождаются шлейфом более мелких, тоже угловатых обособлений, как бы растащенных вдоль флюидалной полосчатости в брекчиях. Сложены обособления мелкозернистым пиритом. Нередко сравнительно крупные зерна пирита образуют неправильный текстурный рисунок, обрывающийся границами обособления. Каких-либо признаков зонального строения в обособлениях не обнаружено. Все это позволяет утверждать, что данные обособления представляют собой настоящие обломки-ксенолиты серноколчеданных руд, сформированных до внедрения базокварцевых порфиров.

Липарито-дацитовые порфиры, судя по рвущим контактам с минерализованными магматогенными брекчиями липаритовых порфиров, по их стерильности в отношении рудных компонентов, являются, вероятно, послерудными.

По данным Е.И.Богдановой (1971), базокварцевые липаритовые порфиры и липарито-дацитовые порфиры Учалинского месторождения характеризуются различным спектром элементов-примесей.

ВЕРХНЕУРАЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Южная и центральная части Учалинско-Александринской структурно-формационной зоны, в пределах которой распространены породы среднедевонских формаций, входят в Верхнеуральский рудный район. Восточнее, в смежной Ахуново-Ашебутакской зоне развиты нижнедевонская андезито-базальтовая формация и осадочно-вулканогенная толща среднедевонского возраста, на западе вулканогенная и вулканогенно-осадочная формации среднего девона перекрыты верхнедевонскими и нижнекаменноугольными образованиями Магнитогорской структурно-формационной зоны.

Среднедевонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи залегают в большинстве случаев полого, в отличие от Учалинского рудного района, где те же толщи часто характеризуются крутым залеганием. Граница между Верхнеуральским и Учалинским рудными районами является в значительной мере условной.

В породах среднедевонской базальт-андезито-дацито-липаритовой формации Верхнеуральского рудного района известен ряд колчеданных месторождений и рудопроявлений. Наиболее крупные месторождения - им. XIX партсъезда, Узельгинское, Озерное, Молодежное и расположенное в южной части района Александринское. Перечисленные месторождения, кроме Александринского, находятся в пределах единого рудного поля, характеристика которого приводится ниже.

Рудное поле месторождения им. XIX партсъезда расположено в северной части Верхнеуральского рудного района к востоку от широтного Байрамгуловского поднятия, разделяющего Имангуловскую и Верхнеуральскую позднегеосинклинальные мульды и сложенной породами вулканогенно-осадочной толщи среднего девона.

Геологический разрез рассматриваемого рудного поля представлен вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, которые И.П.Пастухов (1956) и Н.К.Курбанов (1967) отнесли к улутауской свите живетского яруса и колтубанской свите франского яруса. Снизу вверх были выделены следующие толщи:

1. Порфириты и лавобрекчии андезито-базальтового и диабазового составов с подчиненными маломощными прослоями их туфов и туфобрекчий; в верхах эти породы переслаиваются с дацитовыми порфиритами, реже их туфами и туфобрекчиями.

2. Мелко- и крупнокварцевые дацитовые порфириты, их туфы и туфобрекчии суммарной мощностью от 20-30 до 1000 м и более.

3. Осадочные и вулканогенные породы, представленные туфопесчаниками и рифогенными известняками, пироксен-плагнокла-

зовыми порфиритами и их туфами с прослоями туфопесчаников и известняков; мощность осадочных отложений достигает 200 м, а пачки вулканогенных пород — 250 м.

К колтубанской свите отнесены кремнистые сланцы так называемого мукасовского горизонта и залегающие на них диабазы, их туфы и туфобрекчии, распространенные в юго-восточной части рудного поля и залегающие непосредственно на известняках.

Считалось (Бородаевская и др., 1962, 1965; Миронов, 1963), что основными рудоконтролирующими структурами, вмещающими все колчеданные месторождения северной части Верхнеуральского рудного района, являются брахиантиклинальные складки, сложенные вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями улутауской свиты. Эти исследователи предполагали, что ядра брахиантиклинальных складок в одних случаях (месторождения им. XIX партсъезда, Новое) сложены андезито-базальтовыми порфиритами, а в других (Узельгинское, Озерное) — кварцевыми альбитофирами, перекрывающимися либо кислыми вулканитами, либо известняками, либо основными вулканогенными породами; рудные тела, как правило, приурочены к сводовым частям этих положительных структур, они контролируются разрывными нарушениями, имеют согласное с напластованием вмещающих пород залегание и образуют серии этажно расположенных пластовых залежей в породах диабазового и липарито-дацитового (кварц-альбитофирового) составов в вышележащих кислых туфах и их прослоях, развитых в известняках живетского яруса. Линзо- и пластообразные формы рудных тел и резкое или постепенное выклинивание их по падению и простираению И.П.Пастухов (1956, 1961) объяснял избирательным метасоматозом и совершенно не учитывал при этом роль разрывных нарушений. Большинство исследователей проявления колчеданного оруденения в рудном поле относят к гидротермально-метасоматическим образованиям, но С.Н.Иванов и С.А.Рокачев (1966, 1970) считают, что колчеданные руды отлагались эксгальационно-осадочным путем синхронно с вмещающими породами.

Характер геологического разреза

По нашим данным (Бобохов и др., 1967; Бобохов, Уразаев, 1971; Уразаев, 1969, 1971; Уразаев, Галимов, 1970; Уразаев и др., 1972) значительная часть кислых порфировых пород, залегающих между нижней толщей андезито-базальтовых порфиритов и перекрывающими рифогенными известняками, имеет субвулканическое происхождение. В связи с этим, чередование кислых порфировых пород с перекрывающими органогенными известняками и подстилающими порфиритами, служившее в свое время основным доводом для их объединения в улутаускую свиту (Пастухов, 1956; Нестоянова, Пастухов, 1960), не может служить доказательством живетского возраста всех этих образований. Андезито-базальтовые порфириты

слагают низы последовательной базальто-андезито-дацито-липаритовой формации. После накопления их наступил перерыв в вулканической деятельности, ознаменовавшийся заметными тектоническими движениями. Об этом свидетельствует более интенсивная дислоцированность толщи порфиритов и трансгрессивное залегание на ней менее дислоцированных вулканогенно-осадочных отложений (гравелитов, песчаников, туфопесчаников и известняков) живетского яруса. В основании живетских отложений получили развитие флишоидные вулканомиктовые и вулканогенно-осадочные песчаники, постепенно переходящие кверху в алевролиты с заключенными в них слоистыми пиритовыми рудами и далее — в известняки. Эти породы плащеобразно перекрывают все неровности толщи андезито-базальтовых порфиритов. Мощностъ туфогенно-осадочной пачки не превышает 40-50 м.

К кислым эффузивным образованиям живетского возраста могут быть отнесены экструзивные купола и небольшие потоки базокварцевых липаритовых порфиров и прослой их туфов, сохранившиеся среди субвулканических кислых порфиритовых пород и развитые на Озерном месторождении и к востоку от него. Исходя из приведенных данных, литолого-стратиграфический разрез рудного поля выглядит следующим образом:

- а) диабазовые и андезито-базальтовые порфириты, их туфы;
- б) базокварцевые липаритовые порфиры, их туфы, туфогравелиты, туфоалевролиты, алевролиты, известняки и залегающие на них туфопесчаники, туфы и лавы пироксен-плагиоклазовых порфиритов андезитового состава с прослоями известняков живетского яруса; кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы и залегающие на них туфопесчаники, диабазовые порфириты и их туфы, входящие в верхнеживетскую вулканогенно-осадочную формацию. Некоторые исследователи относят эту вулканогенно-осадочную толщу к колтубанской свите франского возраста.

Субвулканические интрузии кислого состава

В рудном поле месторождения им. XIX партсъезда широко развиты кислые порфиритовые породы обломочного и массивного сложения. Эти породы нами расчленены на пять разновидностей, соответствующих по химическому составу (в порядке формирования) базокварцевым липаритовым, кварцевым липаритовым, липаритовым, липарито-дацитовым порфирам и андезито-дацитовым порфиритам. Часть базокварцевых липаритовых порфиров образует небольшие потоки и экструзии, а часть — субвулканические тела; кварцевые липаритовые порфиры и андезито-дацитовые порфириты слагают штоки и этмолитоподобные в поперечных сечениях тела, вытянутые обычно вдоль тектонических зон; липаритовые и липарито-дацитовые порфиры в пределах рудного поля образуют двухъярусное пластообразное тело (рис. 9, 10; см. рис. 12, 13, 14) и небольшие секущие тела (рис. 11).

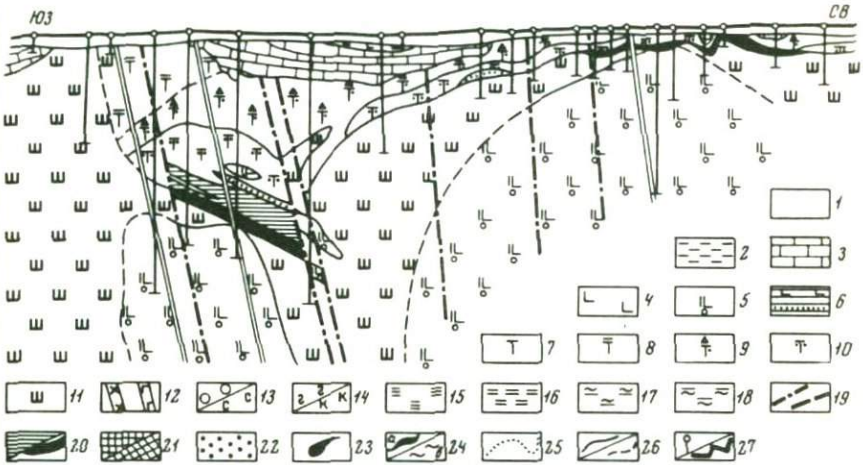


Рис. 9. Диагональный геологический разрез через южную половину рудного поля месторождения им. XIX партсъезда, иллюстрирующий взаимоотношения субвулканических кислых порфировых пород и положение рудных тел

1 - рыхлые отложения; 2 - глины; 3 - известняки; 4 - пироксен-плагиоклазовые андезитовые порфириты верхней толщи; 5 - миндалекаменные андезито-базальтовые порфириты нижней толщи; 6 - прослои туффов и туфов основного состава. Субвулканические породы: 7 - базокварцевые липаритовые порфиры, 8 - кварцевые липаритовые порфиры, 9 - липаритовые порфиры и их магматогенные брекчии, 10 - липарито-дацитовые порфиры, 11 - андезито-дацитовые порфириты; 12 - дайки диоритов и диабазов; 13 - окварцевание и серицитизация. Околорудные метасоматиты: 14 - гематитизация и кальцитизация; измененные породы: 15 - монокварцевые, 16 - серицито-кварцевые, 17 - хлорито-серицито-кварцевые, 18 - серицито-хлорито-кварцевые; 19 - разрывные нарушения. Колчеданное оруденение: 20 - сплошные серноколчеданные руды; 21 - сплошные медноколчеданные руды; 22 - вкрапленные медноколчеданные руды; 23 - обломковидные обособления сульфидов; 24 - флюидалность (а) и сланцеватость (б) пород; 25 - границы околорудных метасоматитов; 26 - установленные и предполагаемые контакты пород; 27 - буровые скважины и контуры карьеров на разрезах

Размещение субвулканических интрузий контролируется главным образом субмеридиональными, субширотными и диагональными разрывными нарушениями, поверхностями напластования и сопряжениями этих структурных элементов. К разрывным нарушениям приурочены штоки, этмолитоподобные тела, дайки, а в зоне контакта андезито-базальтовых порфиритов с вулканогенно-осадочной



Рис. 10. Диагональный геологический разрез северной половины рудного поля месторождения им. XIX партсъезда

пачкой локализуются пластообразные тела и отходящие от верхних частей секущих интрузий крупные межпластовые апофизы. В местах сопряжений разрывных нарушений с подошвой вулканогенно-осадочной пачки верхние части секущих интрузий расширяются, а при продолжении разрывов в вышележащие породы кровля интрузии на этом участке осложняется апофизами, секущими слоистость вмещающих пород. Такой четкий структурный контроль положения интрузий кислых порфировых пород разрывными нарушениями, рассекающими вул-

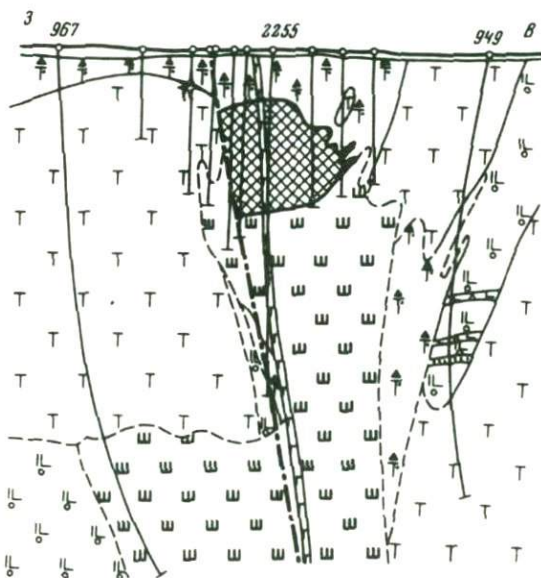
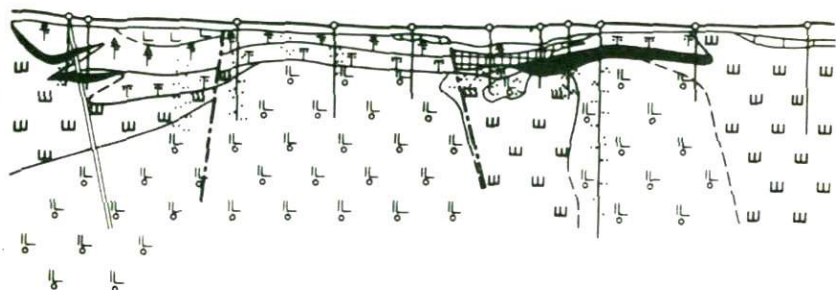


Рис. 11. Соотношения субвулканических кислых пород и положение котчеданных руд на Озерном месторождении

Условные обозначения см. на рис. 9



Условные обозначения см. на рис. 9

каногенно-осадочные отложения, свидетельствует о том, что эти интрузии, за исключением тел базокварцевых липаритовых порфиров, моложе живецких известняков, но, видимо, имеют предфранский возраст, так как верхнедевонская толща ими не прорывается.

Субвулканические базокварцевые липаритовые порфиры, внедрившиеся в первую фазу кислого магматизма (видимо, в начале живецкого века), в рассматриваемом рудном поле имеют ограниченное развитие, и фрагменты их тел сохранились лишь внутри интрузивных залежей кислых пород, формировавшихся позднее. Наиболее широко распространены базокварцевые липаритовые порфиры в виде секущих субвулканических тел севернее рассматриваемого рудного поля — от широты Озерного месторождения до рудопроявления Березки. На Озерном месторождении базокварцевые липаритовые порфиры образуют крупное тело с суженной нижней (в поперечнике около 1400 м) и расширенной верхней частями (рис. 12), и здесь они несут следы краснокаменных изменений. Возможно, что сложное ими тело первоначально представляло собой экструзив.

Второй центр кислого магматизма, где распространены базокварцевые липаритовые порфиры, расположен в 4 км восточнее Озерного месторождения. Здесь эти породы слагают небольшие по размерам и сближенные в пространстве крутопадающие тела, сосредоточенные внутри толщ андезито-базальтовых порфиритов. По широтному структурному профилю ширина этого сложного тела составляет около 2,5 км. Часть крутопадающих тел базокварцевых липаритовых порфиров здесь выходит на дневную поверхность и в плане вытянута в субмеридиональном направлении.

Кварцевые липаритовые порфиры слагают так называемый Александровский купол, находящийся в пределах Узельгинского месторождения (см. рис. 9). Вмещающие их известняки гематитизированы и мраморизованы, рассечены инъекционными прожилками кварцевых липаритовых порфиров и содержатся в последних в виде ксенолитов.

Липаритовые порфиры, формировавшиеся в третью фазу кислого магматизма, в рудном поле слагают пластообразное тело мощностью

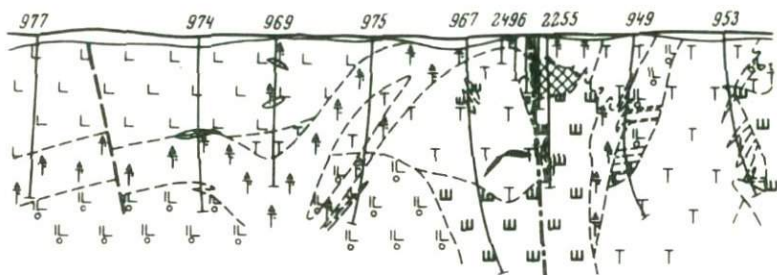


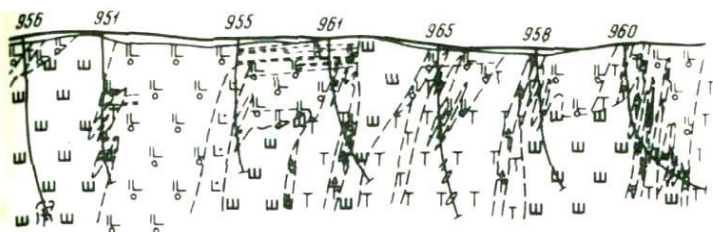
Рис. 12. Широтный геолого-структурный разрез через Озерное месторождение

от 20–30 до 300 м, приуроченное в целом к зоне контакта известняков с перекрывающими и подстилающими их порфиритами. Липаритовые порфиры имеют брекчиевидное строение, обусловленное включенными в них обломками такого же, как и цементирующая масса, состава и многочисленными ксенолитами кварцевых липаритовых порфиров второй фазы внедрения, флюидалную текстуру и мелко-порфировую структуру.

На Озерном месторождении и восточнее его вторая фаза кислого магматизма не проявилась, и здесь полностью отсутствуют кварцевые липаритовые порфиры. Липаритовые же порфиры третьей фазы слагают крутопадающее штокообразное тело с несколько расширенной верхней частью, приуроченное к жерловой зоне экструзии базокварцевых липаритовых порфиров. К востоку от Озерного месторождения развиты в основном крутопадающие и довольно мощные дайкообразные тела липаритовых порфиров; к западу от него эти породы образуют небольшое пластообразное тело, приуроченное к контакту андезито-базальтовых порфиритов и вышележащих андезитовых порфиритов.

В четвертую фазу кислого магматизма происходило формирование субвулканических интрузий липарито-дацитовых порфиров (или мегафиров) с крупными вкрапленниками кварца. Близ месторождения им. XIX партсъезда липарито-дацитовые порфиры слагают мало-мощное пластообразное тело, повсюду прослеживающееся в нижней части интрузии вышеописанных липаритовых порфиров. Мощность его здесь не превышает 50–60 м, а на месторождениях Новое и Узельга достигает 100 м (см. рис. 9, 10). Восточнее Озерного месторождения липарито-дацитовые порфиры, образующие секущие крутопадающие тела, приурочены к контактам базокварцевых липаритовых порфиров, липаритовых порфиров и андезито-базальтовых порфиритов.

Кислый магматизм, проявившийся в широких масштабах, завершается субвулканическими интрузиями андезито-дацитовых порфиритов, распространенными в рудных полях всех известных колчеданных месторождений района. Следует иметь в виду, что андезито-



Условные обозначения см. на рис. 9

дацитовыми порфиритами эти породы названы по параметру "b" А.И.Заварицкого и "b¹" Д.С.Штейнберга, хотя по структурам основной массы они близки к дацитовым порфиритам и к липарито-дацитовым порфирам. Таким образом, к андезито-дацитовым порфиритам эти породы отнесены в определенной мере условно. Они образуют секущие и согласные тела, встреченные на глубинах от 0 до 1000 м и более. На месторождениях им. XIX партсъезда, Узельга, Новое и Озерное, а также на их флангах андезито-дацитовые порфириты образуют обычно крупные по размерам и сложные по форме тела (этмолиты) с суженными нижними и расширенными верхними частями. В поперечнике эти тела чаще имеют воронкообразные или грибообразные контуры. Отходящие от их верхних частей в различных направлениях апофизы часто используют зоны контакта нижней порфиритовой толщи с пластообразными телами липаритовых или липарито-дацитовых порфиров или рассекают их.

Таким образом, в северной части Верхнеуральского района субвулканические кислые порфировые породы сформированы в пять фаз кислого магматизма. Наиболее ранние из них — базокварцевые липаритовые порфиры — имеют раннеживетский возраст. В эту фазу кислого магматизма сначала произошло излияние небольших потоков лав и формирование экструзивных тел, как, например, на Озерном месторождении, а затем становление субвулканических интрузий. Следующие три фазы кислого магматизма проявились почти одновременно, видимо в позднеживетское время; при этом образовались секущие и пластообразные интрузии кварцевых липаритовых (Александровский шток), липаритовых (мелкопорфировые) и липарито-дацитовых (крупнопорфировые) порфиров, прорывающих вулканогенно-осадочные образования живетского яруса. В заключительную фазу кислого магматизма возникли субвулканические интрузии андезито-дацитовых порфиритов, размещение которых контролировалось главным образом разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного простираний, рассекающими все ранее перечисленные субвулканические интрузии кислых порфировых пород.

Структура рудного поля месторождения им. XIX партсъезда

Структура этого месторождения формировалась в течение относительно продолжительного времени в результате сложных тектонических и магматических процессов.

Судя по развитию в ряде участков туфогенно-осадочных пород живетского яруса на нижней порфиритовой толще и более интенсивной дислоцированности последней по сравнению с вышележащими вулканогенно-осадочными отложениями, между основным вулканизмом и живетским осадконакоплением существовал небольшой перерыв. В связи с этим для понимания структуры рудного поля следует рассмотреть условия залегания нижней порфиритовой толщи.

Порфириты андезито-базальтового и диабазового состава слагают низы разреза рудного поля и распространены на обширной площади. Они вскрыты на различных глубинах от 0 до 1500 м и более и ни одной из скважин не пройдены. Непосредственно к востоку от Озерного месторождения и в Учалинском рудном поле эти породы выходят на дневную поверхность, а южнее широты Озерного месторождения погружаются под вулканогенно-осадочные отложения. Замеры элементов слоистости туфогенно-осадочных пород показывают очень пологое залегание всей толщи основных эффузивов. Значительные перепады глубин залегания поверхности порфиритовой толщи (до 300-400 м на небольшой площади) свидетельствуют о том, что в предживетское время поверхность толщи порфиритов представляла собой неровный вулканический рельеф с чередовавшимися приподнятыми и опущенными блоками. Один из наиболее крупных приподнятых блоков, в пределах которого расположено месторождение им. XIX партсъезда, ранее рассматривался как брахантиклинальная складка (Иванов, 1959; Ленных, 1959; Пастухов, 1961; Бородаевская, Прушинская, 1962; Бородаевская, Курбанов, 1965). Эта структура представляет собой куполовидный выступ, выраженный в разрезе коробчатым изгибом кровли порфиритовой толщи, повторяющимся вышележащими вулканогенно-осадочными отложениями. Сводовая часть выступа более или менее выположена и осложнена мелкими неровностями, а его крылья имеют угол падения до $60-70^{\circ}$. Этот выступ, при прямоугольной форме и размерах в $1 \times 1,8$ км, вытянут в субмеридиональном направлении и со всех сторон ограничен разрывными нарушениями. К последним приурочены субвулканические интрузии кислых порфирировых пород.

Аналогичный выступ порфиритов несколько меньших размеров вскрыт на Узельгинском месторождении; к его сводовой части приурочено одно из рудных тел этого месторождения.

Таким образом, куполовидный выступ порфиритов на месторождении им. XIX партсъезда, так же как и ряд более мелких выступов порфиритов в его рудном поле, сформировались до накопления вулканогенно-осадочной толщи в результате вулканической деятельности

и блоковых подвижек. Возможно, что некоторые подобные структуры представляли собой первичные вулканические постройки, возвышавшиеся над поверхностью всей толщи. Интенсивные синвулканические тектонические движения и эрозионные процессы, протекавшие в аэральных и субаэральных условиях, привели к выравниванию и сглаживанию вулканического рельефа.

К вулканическим структурам следует отнести и экструзивные тела базокварцевых липаритовых порфиров, к одному из которых приурочено Озерное месторождение. Здесь базокварцевые липаритовые порфиры прорывают порфиритовую толщу, слагая крупную секущую залежь с суженной нижней и расширенной верхней частью. В западной части залежь перекрыта потоком андезитовых порфиров.

Вулканогенно-осадочные отложения верхней части формации характеризуются пологим залеганием и слабой дислоцированностью. Слагающие низы живетского яруса слоистые обломочно-осадочные отложения залегают на неровной поверхности толщи андезито-базальтовых порфиров и кислых эффузивов. Направления и углы падения слоистости осадочных пород различны и зависят от пространственной ориентировки склонов неровного рельефа поверхности нижележащих толщ. Так, например, в юго-западной части месторождения им. МХ партсъезда падение слоистости туфогенно-осадочных пород южное и юго-западное под углом $10-15^{\circ}$, в западной части - западное под углом $10-20^{\circ}$, в северо-западной части - северо-западное под углом $5-10^{\circ}$.

Вулканогенно-осадочные образования верхнеживетской толщи с горизонтом кремнистых сланцев в основании, относимые некоторыми исследователями к колтубанской свите, развиты на горе Талган и образуют небольшую наложенную мульду с пологими крыльями, углы падения которых не превышают 10° . На крыльях мульды обнажаются осадочные отложения, а центральная часть ее выполнена вулканитами основного состава. Интересно, что по данным разведочных скважин, пробуренных на горе Талган, отмечается постепенный переход от известняков живетского яруса через песчаники к кремнистым сланцам.

В основании же восточного крыла Утлыкташской мульды (южная часть Учалинского рудного поля), которая по своему строению и форме не отличается от Талганской структуры, залегают довольно мощная толща гравелитов и песчаников, выше сменяющихся кремнистыми сланцами. При этом, гравелиты и песчаники непосредственно залегают на нижней толще порфиров андезито-базальтового состава.

Восточное и западное крылья мульды горы Талган сорваны параллельными субмеридиональными разрывными нарушениями. По восточному нарушению кремнистые сланцы контактируют с известняками живетского яруса, а по западному нарушению - с основными вулканогенными породами верхней толщи, содержащими прослой известняков с живетской фауной. В зоне разрывного нарушения эти порфиры содержат обломки - ксенолиты кремнистых сланцев. Ви-

димо, сказанное свидетельствует о том, что здесь находится жерло основного вулкана, приуроченное к тектонической зоне.

Таким образом, вулканогенно-осадочные отложения живетской части формации в общем как бы облекают куполовидные выступы толщи порфиритов и кислых вулканитов. При этом, направление падения элементов слоистости осадочных пород изменяется в зависимости от пространственной ориентировки крыльев указанных выступов, и в результате в вулканогенно-осадочной толще образуется структура типа брахиантиклинали, возникшей в процессе осадконакопления на расчлененной поверхности толщи миндалекаменных порфиритов. Формирование куполовидных выступов (блоки) порфиритов в значительной мере связано с подвижками по долгоживущим разрывным нарушениям, которые контролировали впоследствии и размещение субвулканических интрузий кислых порфировых пород.

Субмеридиональные и субширотные разрывные нарушения, ограничивающие тектонические блоки нижней порфиритовой толщи, в раннеживетское время контролировали положение центров кислого вулканизма, продуктами которого являются базокварцевые липаритовые порфиры. Эти разрывные нарушения вместе с диагональными трещинами, развитыми в пределах указанных блоков, и напластованием вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород в позднеживетское время контролировали также размещение более поздних субвулканических интрузий кислых порфировых пород.

Субмеридиональные и субширотные разрывные нарушения проявлены главным образом в нижней порфиритовой толще и являются скрытыми. Одной из форм проявления этих нарушений в рудомещающих породах является широко развитая сланцеватость.

Положение и соотношения разрывных нарушений с вулканогенно-осадочными образованиями, субвулканическими интрузиями кислых порфировых пород и рудными телами весьма интересны.

Скрытые разрывные нарушения субмеридионального и субширотного простираний контролируют размещение вытянутых субвулканических интрузивов кислых порфировых пород и обуславливают относительно прямолинейные в плане контуры куполовидных выступов порфиритов.

Определенная зависимость мощности вулканогенно-осадочных пород от глубины залегания толщи порфиритов и изменения направления падения слоистости от пространственной ориентировки крыльев куполовидных выступов порфиритов, так же как и отсутствие в вулканогенно-осадочных породах значительной части разрывных нарушений, проявленных в нижней порфиритовой толще и контролирующих в ней размещение корневых частей субвулканических интрузий кислых порфировых пород, свидетельствуют о том, что скрытые разрывы субмеридионального и субширотного простираний являются древними, заложенными до накопления живетских осадков.

В вулканогенно-осадочных отложениях субмеридиональные нарушения развиты частично и выражены зонами дробления и рассланцевания пород и размещением в их зонах даек жильных пород ос-

новного состава и дайкообразных апофиз субвулканических интрузий кислых порфировых пород. Эти данные указывают на то, что тектонические движения по субмеридиональным нарушениям древнего заложения были обновлены в позднеживетское время и контролировали размещение субвулканических тел в известняках и вышележащих вулкани-тах. Амплитуды перемещений блоков по этим нарушениям 20–30 м.

Разрывные нарушения диагональных простираний проявлены почти в одинаковой мере в нижней порфиритовой толще, в вышележащих вулканогенно-осадочных отложениях живетского яруса и в кислых субвулканических образованиях. Диагональные нарушения, пересекающие пластообразные интрузии липаритовых и липарито-дацитовых порфиров, обычно контролируют в них размещение секущих тел андезито-дацитовых порфиритов и пространственно связанных с последними залежей колчеданных руд. Типичными представителями диагональных разрывов являются те, которые вскрыты карьерами месторождения им. XIX партсъезда.

Разрывные нарушения северо-восточного простирания на верхних горизонтах прослеживаются в пластообразном теле липаритовых порфиров по азимуту $25-35^{\circ}$ и падают на восток под углом около 80° . На нижних горизонтах они пересекают пластообразное тело липарито-дацитовых порфиров и секущие тела андезито-дацитовых порфиритов, которые, в свою очередь, приурочены к зоне этих нарушений. Пластообразная залежь колчеданных руд четко ограничивается с запада одним из этих нарушений, которое выражено милонитизацией, дроблением и интенсивным расщеплением вмещающих пород. Контакт рудной залежи и околорудных метасоматитов с вмещающими породами в плоскости этого нарушения резкий.

Разрывные нарушения северо-западного простирания (320° , падение на северо-восток под углом 85°) также контролируют размещение вытянутых в северо-западном направлении секущих тел андезито-дацитовых порфиритов и одно из них ограничивает рудную залежь с запада. В лежащем боку рудных тел по этому нарушению проходит граница околорудных метасоматитов и слабо метаморфизованных пород. Разрывное нарушение северо-западного простирания, пересекающее экстрезивный купол базокварцевых липаритовых порфиров, субвулканические тела липаритовых порфиров и андезито-дацитовых порфиритов, контролирует положение рудного тела Озерного месторождения; оно здесь имеет крутое восточное падение и вскрыто разведочными скважинами.

Прямых данных, указывающих на характер перемещений блоков в плоскости диагональных разрывов, у нас нет. Выводы о значительных сбросовых и взбросо-сдвиговых подвижках по ним (Миرون, 1963; Бородаевская и др., 1965б) в свое время были сделаны на основании крутых контактов между различными по составу породами. Новые данные о субвулканической природе различных по составу кислых порфировых пород, размещении залежей колчеданных руд в контактовой зоне кровли андезито-дацитовых порфиритов и экранировании оруденения диагональными разрывными нарушениями поз-

волили более правильно интерпретировать взаимоотношения разрывов с рудовмещающими породами. Сбросовый характер перемещений блоков по рудоконтролирующему нарушению северо-восточного простирания четко установлен на юго-восточном участке месторождения им. XIX партсъезда (см. рис. 10). Здесь приуроченная к кровле штокообразного тела андезито-дацитовых порфиритов рудная залежь по разрыву контактирует с липаритовыми и липарито-дацитовыми порфирами, а в восточном крыле нарушения под рудным телом вскрыты липаритовые порфиры, которые в его западном крыле залегают гораздо выше. Вертикальная амплитуда этого сброса равна 40-50 м. Как видно из приведенного рис. 10, это нарушение пересекает липаритовые и липарито-дацитовые порфиры, смещает их, контролирует внедрение секущего тела андезито-дацитовых порфиритов и локализацию медноколчеданного оруденения. При этом явная рудозакрывающая роль его свидетельствует о том, что перемещения по нему возобновились и после становления секущего тела андезито-дацитовых порфиритов в период рудоотложения. Из сказанного следует, что между временем становления субвулканических интрузий андезито-дацитовых порфиритов и отложением медноколчеданных руд активизировались тектонические движения, приведшие к образованию милонитов.

Таким образом, в рудном поле месторождения им. XIX партсъезда разрывные нарушения диагональных простираний являются дорудными и долгоживущими важными структурными элементами, с которыми тесно связаны размещение субвулканических интрузий андезито-дацитовых порфиритов и локализация рудных тел.

Структурно-морфологические особенности рудных тел

Основные морфологические особенности залежей колчеданных руд на месторождении им. XIX партсъезда были установлены детальной разведкой, а затем в процессе эксплуатационных работ открытым способом; промышленной разведкой уточнились их условия залегания и морфологические особенности. В результате детальной разведки сложились следующие представления о формах, строении и условиях залегания рудных тел месторождения.

1. Залежи колчеданных руд представлены этажно расположенными пластообразными телами, залегающими согласно с напластованием вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород.
2. Верхний контакт рудных тел с вмещающими породами резкий, а в нижних частях сплошные руды постепенно переходят во вкрапленные.
3. В нижних частях рудных тел развиты серноколчеданные руды,верху сменяющиеся медным и далее медно-цинковистым колчеданом.
4. В южной части месторождения рудные тела размещаются в низах разреза кислой толщи, а к северу постепенно поднимаются в разрезе и залегают в виде маломощных прослоев непосредственно под известняками и внутри них. Эта особенность в размещении колчеданных руд в разрезе кислых порфировых пород позволила И.П.Пас-

тухову наметить внутри толщи кислых пород несколько благоприятных для концентрации руд стратиграфических горизонтов, а М.Б. Бородаевской (1965а) выделить рудоконтролирующие уровни по границе туфовых и лавовых разностей кислых пород в зоне контакта последних с известняками.

Нашими наблюдениями в карьерах выяснено, что кровля и подошва пластообразных колчеданных руд неровные, и их конфигурация не всегда соответствует установленной при детальной разведке. Почти все основные рудные залежи приурочены к кровле секущих тел андезито-дацитовых порфиритов (Уразаев, 1969, 1971; Уразаев, Галимов, 1970). В связи с этим формы рудных тел в значительной мере определяются конфигурацией их кровли. В свою очередь от верхних частей рудных залежей вдоль плоскостей расщепления вмещающих пород отходят многочисленные жилообразные тела небольших размеров, которые часто приурочены к крутопадающим алофизам субвулканических интрузий липаритовых и липарито-дацитовых порфиров, рассекающих известняки.

Сплошные серноколчеданные руды развиты в основном в эндоконтакте кровли субвулканических интрузий андезито-дацитовых порфиритов и иногда пластообразно перекрывают кровлю их пластообразных залежей. При этом наблюдается постепенный переход сплошных серноколчеданных руд книзу, в густовкрапленную и далее в рассеянную вкрапленность пирита, пропитывающую весь объем указанных интрузий. Интенсивная концентрация оруденения предпочтительнее происходит на тех участках кровли, где наблюдается уменьшение мощности межпластовых интрузий и их наиболее высокое гилсометрическое положение в разрезе.

Сплошные медноколчеданные руды, в отличие от серноколчеданных, развиты главным образом в экзоконтакте (апикальная часть) секущих тел андезито-дацитовых порфиритов, контролируются секущими корневыми зонами последних разрывными нарушениями, и их положение определяется сопряжениями рудоконтролирующих нарушений с кровлей интрузий андезито-дацитовых порфиритов. Поэтому выклинивание рудных тел в западном и восточном направлениях различно. Оно резкое на западном фланге в зоне рудоконтролирующего нарушения и постепенное в восточном направлении (рис. 13, 14; см. рис. 11) как на Озерном месторождении, так и на месторождении им. XIX партсъезда. То же самое можно сказать и о Новом и Узельгинском месторождениях. Это, по-видимому, обусловлено рудозащищающей ролью разрывных нарушений и развитием оруденения к востоку от них по восстанию сланцеватости пород, вмещающих интрузии и руды. Следует отметить, что, если для месторождений им. XIX партсъезда, Узельга и Новое характерны уплощенные пластообразные рудные залежи, то на Озерном месторождении колчеданные руды образуют компактное, почти изометричное рудное тело, резко ограниченное с запада разрывным нарушением и довольно резко выклинивающееся к востоку вдоль сланцеватости вмещающих пород.

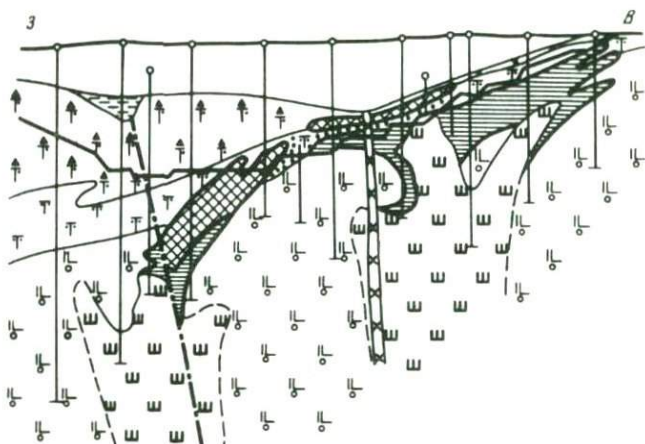


Рис. 13. Взаимоотношения секущих тел андезито-дацитовых порфиров с колчеданным оруденением на месторождении им. XIX партсъезда

Условные обозначения см. на рис. 9

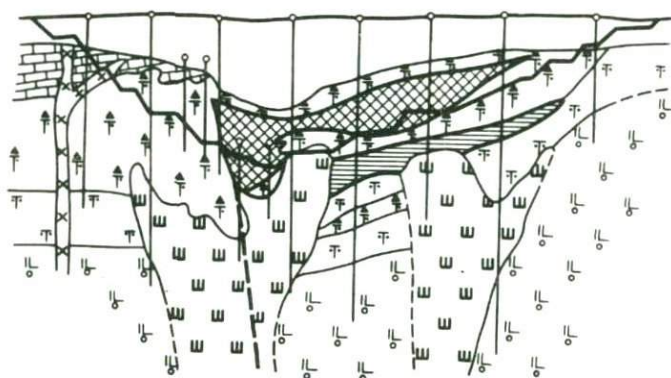


Рис. 14. Соотношения субвулканических кислых порфировых пород, колчеданного оруденения и разрывных нарушений на месторождении им. XIX партсъезда

Условные обозначения см. на рис. 9

Постоянная приуроченность колчеданных руд к апикальным частям штокообразных тел андезито-дацитовых порфиров определяет их положение в разрезе. На Юго-Восточном участке месторождения им. XIX партсъезда, где андезито-дацитовые тела размещаются и в миндалекаменных порфиритах, и в липаритовых и липарито-дацитовых порфирах, часть пластообразной колчеданной залежи локали-

зается в порфиритах, ориентируясь согласно крутой сланцеватости; в северном направлении пластообразное рудное тело, поднимаясь выше, переходит в липарито-дацитовые и липаритовые порфиры, а на Восточном и Северо-Западном участках часть рудных тел залегают непосредственно под известняками и внутри последних, замещающая апофизы липаритовых и липарито-дацитовых порфиров. Следует отметить, что на Восточном участке значительная часть разреза занята известняками, которые не благоприятны для замещения рудой. Здесь субвулканические интрузии андезито-дацитовых порфиров, определяющие уровни концентрации оруденения, проникают в более высокие горизонты и рассекают известняки. Поэтому локализация руды, для которой благоприятны главным образом рассланцованные липаритовые и липарито-дацитовые порфиры, происходит в в довольно узком (в разрезе) пространстве, и верхние границы ее ограничиваются подошвой известняков. Это и предопределяет в большинстве случаев особенности формы и условий залегания медных и медно-цинковистых рудных тел.

Что касается слоистых пиритовых руд, заключенных в туфопесчаниках раннеживетского возраста, то они встречены нами на месторождениях им. XIX партсъезда и Учалы. Эти руды образуют пластообразную залежь мощностью не более 2,5 м, согласно залегающую с туфопесчаниками. В южном борту карьера Учалинского месторождения они смяты в мелкие складки. Поскольку в карьере (в его южной части) вскрыты лишь фрагменты этих руд, сохранившиеся среди субвулканических кислых порфировых пород и медноколчеданных руд, то говорить о масштабах проявления вулканогенно-осадочного оруденения затруднительно.

Метасоматоз субвулканических пород и околорудные изменения

Гидротермальный метасоматоз рудовмещающих пород и их зональность являются одними из важнейших и широко применяемых поисковых критериев. Однако, как показал опыт изучения ряда колчеданных месторождений в северной части Магнитогорского мегасинклиория, в близповерхностных зонах над глубокозалегающими пластообразными рудными телами околорудные метасоматиты, как правило, не проявляются. Поэтому очень важное значение при поисках колчеданных руд имеет выявление особенностей проявлений гидротермальных изменений, присущих в основном субвулканическим породам, с интрузиями которых тесно связано колчеданное оруденение. Прогнозирование скрытого оруденения и поисково-разведочные работы должны проводиться на основе анализа условий залегания и формирования колчеданных залежей и околорудных метасоматитов.

Вблизи рудных тел месторождений им. XIX партсъезда, Новое, Узельгинское и Озерное вмещающие породы обычно интенсивно рассланцованы, серицитизированы, хлоритизированы, окварцованы, пиритизированы и превращены в метасоматиты. Однако в удалении от

рудных тел произошли аналогичные же изменения пород, сходные с пропилитами, но явно не связанные с рудным процессом. Основным критерием, позволяющим с относительной достоверностью отличить околорудные изменения от указанных пропилитов, является связь первых с рудоконтролирующими структурами.

К пропилитам (Коржинский, 1953; Русинов, 1972; Щербина, 1972) нами отнесены породы, претерпевшие хлоритизацию, серицитизацию, карбонатизацию, пиритизацию и местами превращенные в хлорито-серицито-кварцевые и серицито-хлорито-кварцевые метасоматиты. Пропилиты развиты как вблизи рудных тел, так и в удалении от них по субвулканическим интрузиям андезито-дацитовых порфиритов, тогда как более ранние субвулканические кислые породы лишь частично изменены, т.е. слабо серицитизированы, хлоритизированы и эпидотизированы, но почти полностью лишены пиритовой вкрапленной минерализации. Во времени пропилитизация и образование метасоматических серицито-хлорито-кварцевых пород совпадают с конечными этапами формирования интрузий андезито-дацитовых порфиритов и по характеру проявления отвечают автометасоматозу (Иншин и др., 1964). Об автометасоматической природе пропилитов, развитых по андезито-дацитовым порфиритам, свидетельствуют следующие факты:

а) в эндоконтактах интрузивов андезито-дацитовых порфиритов, превращенных здесь в хлорито-серицито-кварцевые породы, часто наблюдается густая вкрапленность пирита; по мере удаления от контактов к центральным частям интрузий интенсивность метасоматоза постепенно падает;

б) по сравнению с пропилитизированными андезито-дацитовыми порфиритами вмещающие их субвулканические кислые порфиритовые породы более ранних фаз метаморфизованы слабо;

в) ореол пропилитизации сечется рудоконтролирующими нарушениями и околорудными метасоматитами, что бесспорно указывает на наложенность оруденения и околорудных изменений на пропилиты.

К околорудным метасоматитам относятся монокварцевые, серицито-кварцевые, хлорито-серицито-кварцевые и серицито-хлорито-кварцевые породы, развитые по всем разновидностям пород в лежащем боку рудных тел и частично в всячем крыле рудоконтролирующих нарушений над рудными телами. Интенсивность околорудных изменений максимальна непосредственно под рудными телами, постепенно уменьшаясь с глубиной. В том же направлении прослеживаются зоны минеральных фаций в той последовательности, в которой перечислены метасоматические породы. Переходы между ними постепенные.

Зона монокварцевых пород развита обычно под сплошными серноколчеданными рудами и содержит густую вкрапленность пирита; мощность их достигает 40 м (рис. 15, 16). Под медноколчеданными рудами монокварцевые породы обычно отсутствуют.

Зона серицито-кварцевых пород прослеживается в лежащем боку медноколчеданных руд или ниже зоны монокварцевых

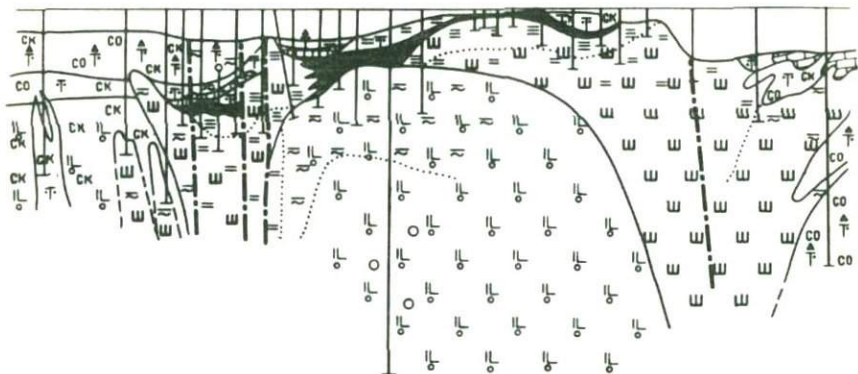


Рис. 15. Взаимоотношения рудных тел, околорудных метасоматитов с субвулканическими интрузиями кислых порфировых пород на Юго-Восточном участке месторождения им. XIX партсъезда

Условные обозначения см. на рис. 9

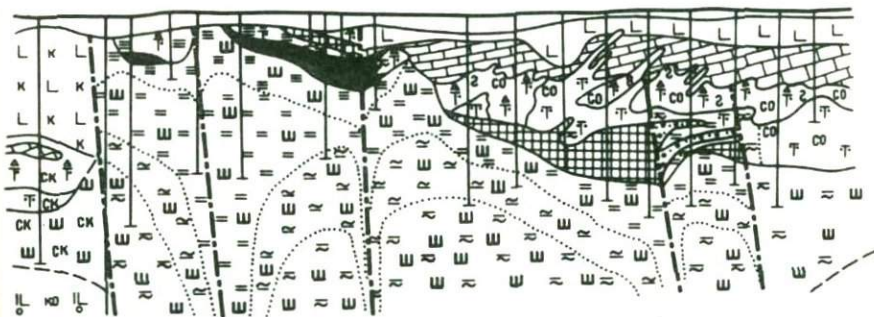


Рис. 16. Взаимоотношения рудных тел и околорудных метасоматитов

Условные обозначения см. на рис. 9

пород, если она имеется; мощность серицито-кварцевых пород не превышает 50-60 м под медноколчеданными рудами, а под серноколчеданными рудами достигает 300 м и более (рис. 16).

Зона хлорито-серицито-кварцевых пород оконтуривает предыдущую зону с внешней стороны; мощность ее обычно не превышает 30-40 м.

Зона серицито-хлорито-кварцевых пород наиболее удалена от рудных тел и развита с внешней стороны метасоматитов предыдущих зон; эти породы имеют более широкое распространение и прослеживаются под рудными телами на всю вскрытую глубину месторождений. На глубоких горизонтах в зоне рудоконтролирующих нарушений ореол околорудных изменений сужается и приобретает асимметричные воронкообразные контуры в разрезе (рис. 17; см. рис. 15).

Указанные выше различия в характере и интенсивности проявления гидротермально-метасоматических процессов в зависимости от состава руд вместе с приведенными выше особенностями геологоструктурного положения рудных тел свидетельствуют о том, что каждая из стадий рудоотложения, связанная с субвулканическими интрузиями андезито-дацитовых порфиритов, сопровождалась околорудными изменениями. При этом пропилитизация и сопутствующие серноколчеданному оруденению изменения сближены во времени и, накладываясь друг на друга, дают широкий ореол монокварцевых и серицито-кварцевых пород в лежащем боку рудных тел. Околорудные изменения в связи со второй рудной стадией проявились менее интенсивно и приурочены главным образом к лежащему боку медноколчеданных руд и к зонам рудоконтролирующих нарушений.

Таким образом, в результате изучения условий залегания колчеданных руд и гидротермально измененных пород получены следующие основные данные:

- а) концентрация колчеданных руд, как правило, происходит в кровле секущих тел андезито-дацитовых порфиритов;
- б) медноколчеданные руды контролируются разрывными нарушениями, трассирующими корневые зоны субвулканических интрузий андезито-дацитовых порфиритов;
- в) околорудные метасоматиты под рудными телами и висячем крыле рудоконтролирующих разрывных нарушений развиваются зонально;
- г) пропилиты, развитые по андезито-дацитовым порфиритам, и околорудные метасоматиты находятся в тесной пространственной зависимости.

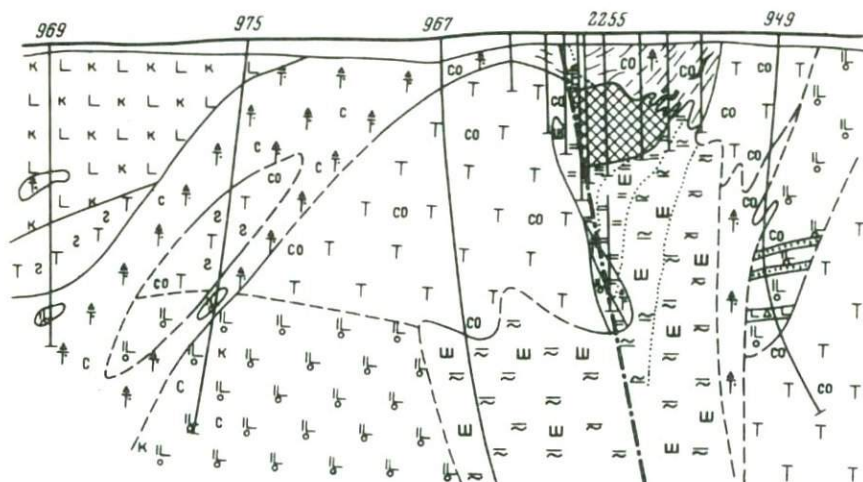


Рис. 17. Характер соотношений рудного тела, разрывного нарушения и околорудных метасоматитов

Условные обозначения см. на рис. 9

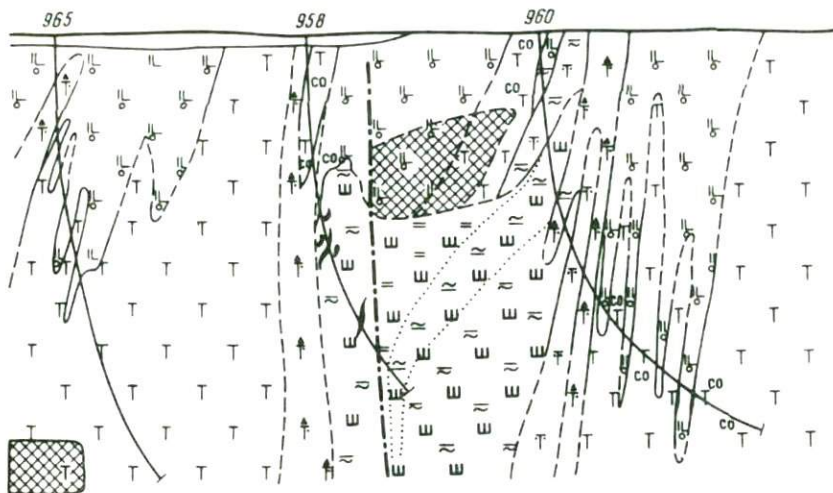


Рис. 18. Развитие околорудных изменений и положение предполагаемых руд

1 – предполагаемая залежь колчеданных руд

Условные обозначения см. на рис.9

Приведенные данные могут служить основой для выделения перспективных на колчеданные руды участков. Такие участки выделены нами восточнее Озерного месторождения (рис. 18), где установлено вполне определенное зональное распределение метасоматических пород, полностью сходное с зональностью метасоматитов, развитых в лежачем боку рудных тел и в висячем крыле рудоконтролирующих нарушений на месторождениях им. XIX партсъезда и Озерное. Возможное развитие здесь колчеданных руд на глубине около 250–400 м, локализованных в кровле секущего тела андезитов-дацитовых порфиров, подтверждается также локальной гравиметровой аномалией, превышающей таковую над Озерным месторождением, а также геофизическими аномалиями.

Соотношения субвулканических кислых пород с колчеданным оруденением в северной части Верхнеуральского рудного района

В рудном поле месторождения им. XIX партсъезда к настоящему времени выполнен значительный объем научно-исследовательских работ, в результате которых выяснены условия локализации колчеданного оруденения и рудоконтролирующая роль разрывных нарушений (Пастухов, 1956; 1961; Бородаевская, Прушинская, 1962; Бородаевская, Курбанов, 1965; Бородаевская, Курбанов, Пирожок и др., 1969; Петров, 1968; Уразаев, 1969; Уразаев,

Галимов, 1970). Выделены субвулканические интрузии кислых порфировых пород, произведено их расчленение по возрасту и разновидностям, установлена парагенетическая связь с ними колчеданного оруденения (Уразаев, 1971), а также конкретизирована рудоконтролирующая роль разрывных нарушений.

Ниже остановимся на рудоконтролирующей роли субвулканических интрузий андезито-дацитовых порфиритов и разрывных тектонических нарушений в южной части Учалинского и северной части Верхнеуральского рудных районов.

На колчеданных месторождениях им. XIX партсъезда, Узельга и Озерное, а также на рудопроявлениях Высоковольтное, Курпалы и Контрольное колчеданное оруденение наложено на все разновидности субвулканических кислых порфировых пород и на вмещающие их вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы среднего девона и развито исключительно в приконтактных частях кровли поздних субвулканических интрузий андезито-дацитовых порфиритов. Эти факты несомненно свидетельствуют о контроле локализации колчеданного оруденения контактами указанных интрузий.

Сплошные колчеданные руды, приуроченные к кровле секущих тел андезито-дацитовых порфиритов, книзу постепенно переходят в густовкрапленные и вкрапленные, а далее в рассеянную вкрапленность пирита, пропитывающие весь объем указанных интрузий. При этом во вмещающих последние субвулканических интрузиях более ранних фаз подобная минерализация не наблюдается. По сравнению со слабометаморфизованными базокварцевыми липаритовыми, кварцевыми липаритовыми, липаритовыми и липарито-дацитовыми порфирами, слагающими секущие и пластовые тела, андезито-дацитовые порфириты как вблизи, так и за пределами месторождений и рудопроявлений претерпели интенсивный аутометасоматоз (пропилитизация).

Приуроченность оруденения к кровле штоков андезито-дацитовых порфиритов обуславливает секущее по отношению к контактам вмещающих пород положение рудных тел, а также размещение руд в породах различного химического состава и возраста и гипсометрический уровень развития (т.е. глубину формирования) колчеданного оруденения в геологическом разрезе. Этими особенностями и объясняется нахождение колчеданных месторождений и рудопроявлений как среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований среднего девона, так и среди прорывающих последние субвулканических кислых порфировых пород.

Диагональные разрывные нарушения северо-восточного и северо-западного простираний контролируют размещение субвулканических интрузий андезито-дацитовых порфиритов и приуроченных к их кровле залежей колчеданных руд. Обычно в их зонах наблюдается резкое выклинивание рудных тел и увеличение их мощности. В плоскости этих нарушений границы рудных тел с интенсивно рассланцованными вмещающими породами различного химического состава также ясны. Граничащие с рудой по этим нарушениям вме-

шающие породы почти лишены сульфидной минерализации и претерпели лишь слабый гидротермальный метаморфизм. При удалении от плоскости рудозакранирующего нарушения оруденение развивается, как правило, по сланцеватости пород, вмещающих субвулканические интрузии андезито-дацитовых порфиритов, и рудные тела выклиниваются либо постепенно, как на месторождении им. XIX партсъезда, либо очень резко, как на Озерном месторождении. Развитые в лежачем боку рудных тел по андезито-дацитовым порфиритам околорудные метасоматиты с интенсивной вкрапленностью сульфидов в зонах рудоконтролирующих нарушений также имеют четкий контакт с породами безрудного крыла нарушения и прослеживаются вдоль последних на значительные глубины. Сказанное свидетельствует о том, что субвулканические интрузии андезито-дацитовых порфиритов и тесно связанное с ними колчеданное оруденение контролируются одними и теми же разрывами.

Таким образом, на всех перечисленных выше месторождениях и рудопроявлениях основными рудолокализирующими структурами, определяющими залегание и морфологические особенности рудных тел, по нашим данным, являются:

а) контакт кровли секущих тел андезито-дацитовых порфиритов с различного состава вмещающими породами;

б) зоны рассланцевания во вмещающих эти интрузивы горных породах;

в) участки сопряжений рудоконтролирующих разрывных нарушений с зонами контактов различных по составу пород и рассланцевания.

Зоны контакта кровли субвулканических интрузий андезито-дацитовых порфиритов, развитых в южной части Учалинского рудного поля и в рудном поле им. XIX партсъезда, образуют одну из главных рудолокализирующих структур. Однако в связи с тем, что до последнего времени рудовмещающие кислые порфиновые породы рассматривались как эффузивные образования и не были расчленены на разновидности, главная роль в контроле размещения оруденения была отведена пластам благоприятных пород, стратиграфическим уровням и структурным экранам (Пастухов, 1956; Бородаевская, 1965б; Курбанов, 1967 и др.).

Как уже известно, андезито-дацитовые порфириты прорывают субвулканические кислые порфиновые породы более ранних фаз, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования среднего девона и залегают на различных глубинах. Апикальные части этих интрузивов осложнены отходящими вверх апофизами. Соответственно приуроченные к апикальным частям секущих тел андезито-дацитовых порфиритов залежи колчеданных руд и зоны прожилково-вкрапленной минерализации развиты во всех вмещающих интрузивы рассланцеванных породах. Так, на Озерном месторождении колчеданные руды залегают непосредственно на пологой кровле штока андезито-дацитовых порфиритов и в своей западной части ограничены разрывным нарушением, прилегая к его вертикальной апофизе. Рудовмещающие

здесь — липаритовые, базокварцевые липаритовые порфиры и их магматогенные брекчии. На месторождении им. XIX партсъезда и Узельгинское на многочисленных примерах отмечается не только рудолокализирующая роль контакта кровли субвулканических интрузий андезито-дацитовых порфиритов, но и зависимость формы и размеров рудных тел от конфигурации кровли этих интрузий.

Сланцеватость в породах, вмещающих секущие тела андезито-дацитовых порфиритов и рудные тела, влияет главным образом на морфологические особенности рудных тел и обуславливает развитие оруденения во вмещающих породах различного химического состава. Как устанавливается в карьерах и керне скважин, на всех колчеданных месторождениях и рудопроявлениях оруденение развивается вдоль плоскостей сланцеватости. Линзо- и пластообразные залежи колчеданных руд и их жилообразные апофизы, как правило, ориентированы в направлении рассланцевания пород. На перечисленных рудопроявлениях прожилково-вкрапленная минерализация и мало-мощные линзообразные тела вкрапленных колчеданных руд также ориентированы вдоль крутой сланцеватости пород, вмещающих секущие тела андезито-дацитовых порфиритов. Особенно наглядна рудолокализирующая роль зон рассланцевания в карьерах месторождения им. XIX партсъезда. Здесь пластообразные залежи колчеданных руд, приуроченные к апикальной части штоков андезито-дацитовых порфиритов, также залегают согласно с пологой сланцеватостью и по ее восстанью в восточном направлении постепенно выклиниваются, пересекая при этом контакты миндалекаменных андезито-базальтовых порфиритов и субвулканических липаритовых и липарито-дацитовых порфиритов. Если небольшие штоки андезито-дацитовых порфиритов размещаются в интенсивно рассланцованных порфиритах, то приуроченные к их апикальным частям колчеданные руды развиты по сланцеватости порфиритов и образуют крутопадающие линзообразные тела.

Сланцеватость в вулканогенных и вулканогенно-осадочных образованиях среднего девона и в прорывающих их субвулканических кислых порфировых породах ранних фаз часто контролирует положение апофиз секущих тел андезито-дацитовых порфиритов, контактовая зона кровли которых в свою очередь служила рудолокализирующим структурным элементом. Поэтому наблюдается различное в пространстве положение колчеданных руд на каждом из месторождений и рудопоявлений.

Сопряжения рудоконтролирующих разрывных нарушений с кровлей субвулканических тел андезито-дацитовых порфиритов определяют главным образом положение залежей колчеданных руд в разрезе и их морфологические особенности. Большое значение в локализации оруденения имеют и сопряжения разрывов со сланцеватостью в породах.

Рудное тело Озерного месторождения приурочено к участку сопряжения рудоконтролирующего разрывного нарушения с пологой кровлей штока андезито-дацитовых порфиритов (см. рис. 11). Здесь

мощность рудных тел максимальная, и с удалением от месторождения к востоку, по мере подъема кровли рудная залежь выклинивается. Оруденение концентрируется в интенсивно рассланцованных породах восточного крыла нарушения, в экзоконтакте кровли штока. На месторождении им. XIX партсъезда (Уразаев, 1971) обычно одно из крыльев рудоконтролирующего нарушения, в котором кровля андезито-дацитовых порфиритов и сланцеватость во вмещающих породах поднимаются при удалении от плоскости разрыва, оказывается наиболее благоприятным для концентрации руды и вмещает основные залежи колчеданных руд. Другое крыло нарушения, в котором кровля андезито-дацитовых порфиритов и сланцеватость во вмещающих породах относительно полого или круто падают книзу по мере удаления от плоскости нарушения, менее благоприятно для локализации руд, и здесь в приразломной зоне развиваются лишь вкрапленные руды. Эта особенность избирательной рудоносности различных крыльев рудоконтролирующих разрывных нарушений, что и характерно для Озерного и Узельгинского месторождений, довольно четко свидетельствует о восходящих движениях рудоносных растворов по нарушенным зонам. При этом для локализации медноколчеданных руд благоприятными являются те участки в экзоконтакте кровли субвулканических интрузий андезито-дацитовых порфиритов, которые находятся над корневыми зонами интрузивов, осложненными рудоконтролирующими нарушениями.

Таким образом, на колчеданных месторождениях северной части Верхнеуральского района установлено следующее:

а) слоистые серноколчеданные руды, пользующиеся, так же как и на Учалинском месторождении, незначительным распространением, локализованы в туфогенно-осадочной пачке раннеживетского возраста, залегающей на нижней порфиритовой толще;

б) сплошные серноколчеданные руды локализованы в эндо- и экзоконтакте кровли субвулканических интрузивов андезито-дацитовых порфиритов, прорывающих живетские вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования;

в) сплошные медноколчеданные руды развиты в экзоконтакте кровли секущих тел андезито-дацитовых порфиритов; их размещение, как правило, контролируется разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного простираний, осложняющими корневые зоны этих тел.

Эти данные свидетельствуют о двухэтапном колчеданном рудообразовании: первый – серноколчеданный, осадочный или эксгальциционно-осадочный, обусловленный накоплением в мелководных небольших бассейнах туфогенно-осадочных отложений в раннем живете; второй – тесно связан с субвулканическими интрузиями андезито-дацитовых порфиритов и состоит из серно- и медноколчеданной стадий.

Приведенные выше данные об особенностях геологического строения, условиях размещения субвулканических интрузий кислых порфиритовых пород и тесно связанного с ними колчеданного оруденения в рудном поле месторождения им. XIX партсъезда позволяют опре-

Таблица 6

Содержание элементов-примесей (в % · 1000) в рудах и вмещающих

Порода, руда	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	As	Sb	Mo
Медный колчедан (среднее из четырех анализов)	1000	600	750	0,3	0,2	800	400	1
Околорудные метасоматиты (среднее из шести анализов)	400	700	170	0,3	0,4	150	17	0,3
Вкрапленная свинцово-цинковая руда из экзоконтакта андезито-дацитовых порфиритов (среднее из трех анализов)	200	1000	1000	0,1	0,1	100	60	0,6
Милониты на контакте с медным колчеданом (среднее из пяти анализов)	200	10	20	2	2	40	10	2
Экзоконтакт андезито-дацитовых порфиритов (липаритовые порфиры) (среднее из пяти анализов)	400	80	30	0,9	0,6	-	-	0,1
Кварц-хлоритовые породы из контакта андезито-дацитовых порфиритов с вмещающими кислыми породами (среднее из четырех анализов)	200	300	30	0,8	0,5	-	-	0,5
Эндоконтакт интрузии андезито-дацитовых порфиритов, укрепленные серноколчеданные руды (среднее из шести анализов)	103	4,5	0,7	2,3	0,9	-	-	0,15
Интенсивно измененные андезито-дацитовые порфириты в зоне эндоконтакта на удалении от рудных тел (среднее из пяти анализов)	66	38	31	5	1,1	-	-	-
Слабо измененные андезито-дацитовые порфириты за пределами месторождения (среднее из трех анализов)	4	7	1	1	1	-	-	0,07

породах месторождения им. XIX партсъезда

Ag	Cd	Sn	Ba	Mn	Cr	Ti	V	Zr	Sr	Bi	Ge	In
80	3	0,3	30	30	-	5	1	-	-	20	-	0,1
1	9	0,1	10	16	0,8	40	1,2	1	-	0,2	0,1	0,1
15	100	0,1	60	10	0,5	100	2	3	10	0,3	0,1	-
0,1	1	0,7	80	8	1,5	200	12	5	13	0,2	0,1	0,03
0,8	1	0,6	90	25	0,5	200	14	3	7	0,2	-	-
1	0,5	0,05	120	60	1	100	2,5	3	5	-	-	-
0,2	-	0,01	18	2	6	87	7	0,4	1,6	0,03	-	-
0,05	-	0,05	36	33	15,2	200	13,2	2,6	8	0,06	-	-
0,02	-	0,07	55	32	7	177	8,7	4	5	-	-	-

делить некоторые основные критерии связи колчеданных руд с поздними субвулканическими интрузиями андезито-дацитовых порфиритов. Эти критерии – пространственная связь, связь во времени и геохимические особенности пород.

Критерии пространственной связи. На каждом из перечисленных месторождений, находящихся в рудном поле месторождения им. XIX партсъезда, колчеданное оруденение ассоциирует с самостоятельными, разобшенными друг от друга субвулканическими интрузивами андезито-дацитовых порфиритов. Как уже отмечалось, колчеданное оруденение наложено на все выделенные субвулканические кислые порфировые породы ранних фаз и развито исключительно в приконтактных частях более поздних секущих тел андезито-дацитовых порфиритов.

Критерии связи во времени. Пространственной ассоциации "субвулканические андезито-дацитовые порфириты – колчеданное оруденение" соответствует также их связь во времени. Почти на одновременное формирование андезито-дацитовых порфиритов и колчеданных руд указывают следующие факты:

а) размещение колчеданных руд контролируется контактами кровли секущих тел андезито-дацитовых порфиритов при отсутствии такого контроля субвулканическими интрузиями кислых пород более ранних фаз;

б) приуроченные к эндоконтакту кровли секущих тел андезито-дацитовых порфиритов сплошные серноколчеданные руды книзу постепенно переходят во вкрапленные руды, а далее – в рассеянную вкрапленность пирита, пропитывающую весь объем указанных тел. При этом андезито-дацитовые порфириты во всем объеме тел претерпели интенсивный гидротермальный метаморфизм; все другие более ранние субвулканические кислые порфировые породы лишены сульфидной минерализации и не изменены;

в) отложение медноколчеданных руд во времени несколько отстает от серноколчеданных; однако развитие медноколчеданных руд в экзоконтакте аликальных частей секущих тел андезито-дацитовых порфиритов и контроль оруденения рассекающими корневыми зонами этих тел разрывными нарушениями свидетельствует не только о пространственном совмещении их, но и о вероятном близком геологическом возрасте.

Геохимические критерии. При формировании субвулканических интрузий кислых порфировых пород имела место общая направленность химической эволюции кислой магмы, заключающаяся в закономерном изменении содержания в них элементов-примесей при переходе от ранних к поздним фазам. Концентрация меди в андезито-дацитовых порфиритах значительно выше, чем в липаритовых и липарито-дацитовых порфирах. На месторождении им. XIX партсъезда в андезито-дацитовых порфиритах содержание меди и серебра в десятки, а ртути в сотни раз выше, чем в более ранних кислых породах. С другой стороны, наблюдается полная аналогия спектра элементов-примесей в субвулканических андезито-дацитовых порфи-

ритах, в сопровождающих их контактово-метасоматических кварц-хлоритовых сланцах и в серноколчеданной руде (табл. 6). Такие элементы, как мышьяк, сурьма, кадмий, германий и индий, характерные для медного колчедана, полиметаллических вкрапленных руд и сопровождающих их околорудных метасоматитов, совсем не обнаружены в серном колчедане, андезито-дацитовых порфиритах и метасоматитах, развившихся в эндоконтактах сложенных ими секущих тел вдали от руд. При этом содержания элементов-примесей в слабо измененных андезито-дацитовых порфиритах, почти такие же, как и кларковые для андезитов, по А.П.Виноградову.

СИБАЙСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Сибайский рудный район в тектоническом отношении расположен в центральной части Гайско-Узункырской структурно-формационной зоны. Все известные на его территории месторождения и рудопроявления колчеданного типа приурочены к вулканогенным породам эйфельской липарито-базальтовой формации Карамалыташской, Узункырской и Сибайской структур; в Бакр-Узякской структуре рудовмещающая формация имеет более сложный состав, и, возможно, несколько более молодой возраст.

Западная граница распространения продуктивных вулканогенных толщ на всем своем протяжении проходит по восточному контакту пород нижнедевонской андезито-базальтовой формации, образовавшейся в режиме островной дуги (Хворова, Ильинская, 1963). Природа контакта остается во многом еще неясной, хотя в западном борту Карамалыташской и южной периклинали Узункырской структур как будто бы намечается фациальная смена пород андезито-базальтовой формации диабазовыми порфиритами эйфельской вулканогенной формации. На широте Карамалыташской структуры граница между формациями фиксируется зоной молодых разрывных нарушений и повышенной трещиноватостью пород, узкой Абзаковской синклиналью. несколько южнее - верхнедевонскими интрузиями основных пород Файзуллинского комплекса (Сопко, Салихов, 1969) и небольшими телами базокварцевых порфиров трахилипаритового облика. Севернее, на широте Бакр-Узякской структуры, она перекрыта флишоидными отложениями Худолазовской мульды. Восточный контакт колчеданосной формации проходит вдоль крупного Кизильского разлома.

Вулканогенные породы с угловым несогласием перекрыты отложениями живетской флишоидной кремнисто-карбонатно-туфогенной и верхнедевонско-нижнетурнейской вулканотерригенной формациями.

В составе эйфельской липарито-базальтовой формации главную роль играют спилиты, вариолиты, диабазы и диабазовые порфириты, дацитовые порфириты, липаритовые и липарито-дацитовые порфиры.

В Карамалыташской и Узункырской структурах основное развитие получили мощные лавовые потоки спилитов с отчетливой по-

душечной отдельностью, диабазов и диабазовых порфиритов, вариолитов, переслаивающихся с кремнистыми алевролитами и яшмами. Значительно меньший объем занимают отмечающиеся местами туфы. В общем, обломочные породы как пирокластического, так и вулканомиктового типа пользуются незначительным распространением (Бобохов, 1965). Все это свидетельствует о накоплении толщи в результате преимущественно трещинных извержений, происходивших в относительно глубоководных условиях. Общая мощность ее составляет примерно 1500 м.

Основанием разреза Сибайской структуры служат диабазовые порфириты, в петрографическом и петрохимическом отношении аналогичные глубоководным вулканитам Карамалыташской антиклинали. Непрерывность вулканитов основного состава между обеими структурами устанавливается под покровом флишеидных отложений скважинами глубокого бурения. Выше диабазовых порфиритов залегают преимущественно базокварцевые дацитовые порфириты и связанные с ними пепловые туфы, переслаивающиеся с кремнистыми алевролитами. В пределах структуры устанавливается три локальных максимума мощностей дацитовых порфиритов, фиксирующих, по мнению Н.А.Перижняк (1971), положение их центров извержения.

Завершает разрез формации мощная (свыше 700 м) толща шлаковых брекчий базальтовых порфиритов и ассоциирующих с ними гиалокластитов, а также спилитов и базальтовых порфиритов, слагающих ее основание. Максимальная мощность толщи отмечается в северной части структуры. Удаленная фация этой толщи, представленная слоистыми вулканомиктовыми брекчиями, конгломератами, песчаниками и алевролитами со знаками ряби и косою слоистостью, образованными в результате переотложения шлаковых брекчий и гиалокластитов, отмечается в верхней части разреза, главным образом восточного крыла Карамалыташской структуры. Ассоциация с вулканомиктовыми образованиями, краснокаменное изменение, нередко наблюдающееся в шлаковых брекчиях, и некоторые другие признаки указывают на мелководные условия извержений.

Разрез рудомещающей формации Бакр-Узякской структуры начинается с толщи спилитов, миндалекаменных диабазовых и базальтовых порфиритов и широко развитых вулканических брекчий основного состава. Толща местами перекрывается кремнекислыми эффузивно-пирокластическими породами, наибольшее развитие получившими в окрестностях Бакр-Узякского месторождения, и тесно ассоциирующимися с ними вулканомиктовыми слоистыми отложениями смешанного состава.

Выше залегает толща пород преимущественно обломочного сложения, состоящая из вулканических брекчий диабазовых порфиритов, отдельных, переслаивающихся с брекчиями горизонтов вулканомиктовых пород смешанного состава и развитыми главным образом в верхних частях разреза толщами потоками андезитовых порфиритов и прослоями их вулканических брекчий. Мощность отдельных потоков андезитовых порфиритов достигает 60 м. Наблюдающееся переслаив-

вание андезитовых порфиритов с вулканогенными породами базальтового состава не позволяет считать, что их формирование происходило в существенно иных геотектонических условиях и что их появление в разрезе знаменует новый тектоно-магматический этап. Вулканогенная формация Бакр-Узякской структуры завершается мощной (до 500 м) толщей вулканических брекчий андезитовых порфиритов и подчиненных им вулканомиктовых пород.

Формирование вулканогенного разреза структуры по ряду признаков происходило в мелководных до субаэральных условиях.

Несколько севернее, в восточном крыле периклинального замыкания Узункырской структуры, среди живетских флишоидных пород располагается небольшая Калкантауская вулканическая постройка, сложенная вулканогенными породами липарито-базальтового ряда. Глубоким бурением в ее пределах установлено фациальное выклинивание бугулыгырских яшм, широко развитых на крыльях периклинального замыкания Узункырской структуры.

Вместе с тем, судя по многочисленным случаям интродуцирования живетских отложений субвулканическими породами, ассоциирующимися с Калкантауской постройкой, время ее формирования можно считать живетским.

По своим петрографическим и петрохимическим характеристикам вулканыты Калкантауской и Бакр-Узякской структур чрезвычайно близки. Если учесть при этом находки живетской фауны Л.С.Либровичем и Ф.И.Ковалевым в известняках, ассоциирующих с рудовмещающими породами Бакр-Узякского месторождения, то время образования вулканогенного разреза Бакр-Узякской структуры также можно относить в значительной мере к живетскому веку.

Таким образом, можно думать, что вулканические процессы в пределах Бакр-Узякской структуры протекали в какой-то мере синхронно с накоплением флишоидных осадков в более западных частях Сибайского рудного района.

Корреляция разрезов эйфельской формации Карамалыташской и Сибайской структур, проведенная на основе литолого-петрографических и структурных исследований, показала, что вулканыты Сибайской вулканотектонической постройки представляют собой более молодые образования (Бобохов, 1965). Следовательно, можно заключить, что наращивание разреза продуктивных вулканогенных толщ Сибайского рудного района происходило главным образом по латерали с запада на восток. В этом же направлении отмечается и постепенное омолаживание возраста вулканытов.

Таким образом, строение разреза колчеданоносной вулканогенной формации Сибайского рудного района отражает последовательную смену во времени состава пород, механизма и палеогеографических условий их извержений. Эта смена выражалась в переходе от глубоководных трещинных излияний лав основного состава в Карамалыташской структуре до извержений центрального типа в субаэральных условиях, при которых накапливались вулканыты андезитового и липаритового состава в Бакр-Узякской структуре.

Субвулканические образования Сибайского рудного района

Субвулканические породы ранней группы, тесно связанные во времени с периодом проявления активной вулканической деятельности, размещаются среди эффузивно-пирокластических пород рудовмещающей формации.

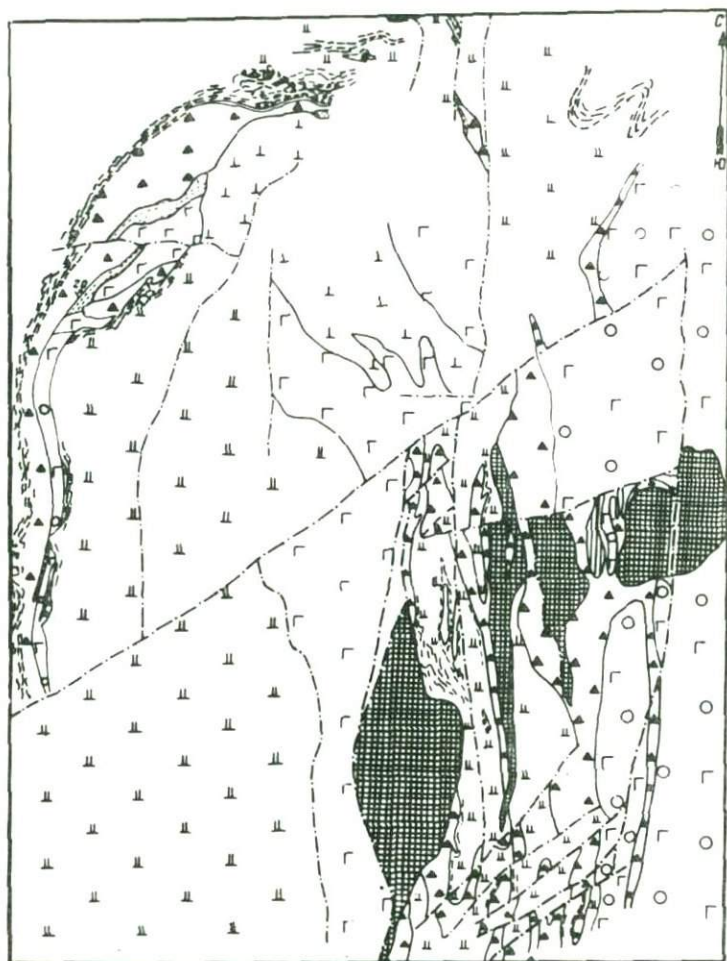
В пределах Карамалыташской и Сибайской структур субвулканические породы этой группы представлены диабазами, диабазовыми и дацитовыми порфиритами. Диабазы и диабазовые порфириты обычно слагают согласные пластовые залежи, нередко соединенные между собой перемычками. Более редко отмечаются небольшие по размерам штокообразные тела диабазов, в плане имеющие изометричную форму. Основными признаками, по которым можно отличить силлы диабазовых порфиритов от эффузивных потоков, являются апофизы в кровле и присутствие ксенолитов вмещающих пород.

Дацитовые порфириты чаще всего образуют маломощные дайкообразные тела. Однако иногда они слагают куполообразные залежи, примером которых может служить купол дацитовых порфиритов, вскрытый северо-западным бортом Сибайского карьера (рис. 19) и приуроченный, по данным Н.А. Перижняк, к центру извержения дацитовых лав.

В Бакр-Узякской структуре, где формация приобретает более дифференцированный состав, приближаясь к последовательному ряду, набор субвулканических пород ранней группы состоит из последовательной гомодромной серии диабазовых порфиритов, андезитовых порфиритов и липаритовых порфиритов.

Поздняя группа субвулканических пород представлена главным образом диабазовыми порфиритами, липаритовыми и липарито-дацитовыми порфирами. К их числу можно отнести некоторые диабазовые порфириты Карамалыташской структуры, характеризующиеся признаками активного воздействия на яшмы бугулыгырского горизонта (Бобохов, 1966). Оно проявилось в образовании апофиз, в дроблении, перекристаллизации и осветлении сургучно-красных яшм, в захвате и частичной ассимиляции расплавом их ксенолитов, что приводило в некоторых случаях к значительному подкислению пород эндоконтактной зоны диабазовых силлов с появлением фенокристаллов кварца.

Наибольший интерес представляют субвулканические образования кремнекислого и кислого состава, так как с ними в пространственной и временной связи находятся руды Сибайского и Бакр-Узякского месторождений, а также ряда рудопоявлений района. Детальное изучение этих образований показало, что они представлены сложно построенными телами пластообразной, дайкообразной и штокообразной формы, сложенными как массивными липаритовыми и липарито-дацитовыми порфирами, так и генетически связанными с ними магматогенными брекчиями (Бобохов, 1968).



ГО 1 / 2 GG 3 || 4 == 5 ~ 6 ▲▲ 7 ■■ 8 - - 9

Рис. 19. Схематизированный геологический план карьера Сибайского месторождения. Составил А.С. Бобохов с использованием материалов И.В. Воронина и В.Г. Шигарева

1 - вулканиты верхней базальтовой толщи; 2 - кремнистые сланцы и яшмы; 3 - диабазовые порфиры; 4 - субвулканические базокварцевые дацитовые порфиры ранней группы; 5 - субвулканические липаритовые и липарито-дацитовые порфиры поздней группы; 6 - флюиальность; 7 - магматогенные брекчии; 8 - рудные тела; 9 - разрывные нарушения

Липаритовые порфиры массивной текстуры, не сопровождающиеся магматогенными брекчиями, в значительном объеме отмечаются главным образом в Карамалыташской структуре, где они слагают мощное (до 100 м) пластовое тело под экраном яшм бугулыгырского горизонта основания флишиоидной формации. Несколько восточнее, у дер. Мукасово, оно подсечено глубокой буровой скважиной под покровом флишиоидных отложений, причем мощность его здесь составляет 300 м.

Сравнительно крупные фенокристаллы липаритовых порфиров представлены кварцем и плагиоклазом (1-5% Ap) и их микрографическими сростками. Большое развитие в составе субвулканических пород получили гомеогенные включения. Структура основной массы сферолитовая.

С воздействием липаритовых порфиров на породы кровли связано появление среди яшм бугулыгырского горизонта и в нижней пачке слоистых, преимущественно кислого состава, обломочных пород живетской формации, метакристаллов кварца и плагиоклаза, конкрециевидных петробластических обособлений и небольших тел, сложенных магматогенными брекчиями.

Поздние липаритовые и липарито-дацитовые порфиры Сибайской структуры основное развитие получили в ее восточном крыле, где они приурочены к зоне разрывных нарушений, представляющих, по мнению Н.А.Перижняк и Л.Г.Паклиной, разлом глубокого заложения и длительного развития. В его пределах порфиры образуют тела преимущественно пластообразной формы с более крутыми, уходящими на глубину корневыми частями. В краевых зонах субвулканических тел широко развиты магматогенные брекчии ликвационного и эксплозивного типов.

Вкрапленники липаритовых и липарито-дацитовых порфиров представлены кварцем и плагиоклазом (1-5% Ap). Очень часто наблюдаются микрографические сростки этих минералов, а также гомеогенные включения типа плагиогранитов. Структура основной массы апосферолитовая, сферолитовая, микрогранобластовая и микролитосферолитовая. Текстура массивная, флюидальная и шаровая.

По особенностям структур и текстур, в меньшей степени по петрохимическому составу, отмечается несколько разновидностей кислых субвулкаников. Судя по нередко наблюдающимся пересечениям этих разновидностей, становление субвулканического комплекса имело многофазный и длительный характер. Внедрение его произошло уже после накопления базальтовых вулканитов верхней толщи, на что, в частности, указывают признаки активного воздействия субвулканических образований как массивной, так и обломочной текстур на брекчии базальтовых порфиритов всяческого бока месторождения.

Аналогичные субвулканические липаритовые и липарито-дацитовые порфиры характерны и для Бакр-Узякской структуры. На размещение их тел значительное влияние оказывали зоны разрывных

нарушений. Поэтому большинство их сконцентрировано в пределах тектонического блока, ограниченного Восточно-Бакр-Узякской и Западно-Бакр-Узякской зонами разрывных нарушений (Бобохов, 1967).

Структура Сибайского рудного района

На современном эрозионном срезе колчеданоносная вулканогенная формация слагает ядра Карамалыташской, Сибайской и Бакр-Узякской вулканических брахиантиклиналей (Иванов и др., 1963). В пределах Карамалыташской структуры основное развитие получили вулканы, образовавшиеся в результате глубоководных трещинных излияний лав основного состава. Лавовые потоки, маломощные горизонты и прослой яшм и кремнистых алевролитов имеют здесь довольно пологое (около 30°) залегание. Крутое залегание до заложеного отмечается лишь в западном крыле структуры, где вулканогенные породы прилегают к зоне разлома, ограничивающего с востока распространение пород андезито-базальтовой формации. В целом вулканогенные породы Карамалыташской структуры залегают в виде пологой, падающей на восток моноклинали, осложненной в северной половине двумя положительными структурами (Бобохов, Вахромеев, 1965).

Сибайская структура представляет собой полигенную вулканическую постройку, превращенную синвулканическими и поствулканическими деформациями в структуру горст-антиклинального типа. На довольно пологом спилито-диабазовом ложе вначале были сформированы вулканические аппараты центрального типа, сложенные преимущественно эффузивами дацитового состава. По данным Н.А.Перижняк (1971), их расположение контролировалось меридиональной зоной магмоподводящих разломов. В северной части структуры, где отмечаются максимальные мощности верхней базальтовой толщи, вероятно, находился крупный шлаковый конус, отчетливо выступавший в рельефе.

Сравнительно пологое (до 30°) залегание вулканогенных пород, характерное для Сибайской структуры в целом, сменяется в зоне, прилегающей к Восточно-Сибайскому взбросу, крутым с углами падения до 70° . Крутые углы падения вулканогенных пород отмечаются и в пределах Бакр-Узякской структуры, занимающей крайнее восточное положение и располагающейся вблизи Кизильского глубинного разлома.

Промежутки между рассмотренными положительными структурами заполнены слоистыми отложениями живетской кремнисто-карбонатно-туфогенной и верхнедевонско-нижнетурнейской вулканотерригенной формаций. Эти породы слагают крупные, с пологими углами падения крыльев Уртазымскую и Худолазовскую мульды. Отмечаемое увеличение мощности осадочных пород в центральных частях этих структур, уменьшение в этом же направлении размеров слагающих их обломков и некоторые другие признаки позволяют

предполагать конседиментационную природу Худолазовской и Уртаймской мульд (Сенченко, 1972).

Наиболее крупные разрывные нарушения Сибайского рудного района – субмеридиональная Восточно-Ирендыкская зона разломов, идущая вдоль контакта между нижнедевонской андезито-базальтовой и эйфельской липарито-базальтовой вулканогенными формациями; Кизильский разлом, ограничивающий с востока распространение пород продуктивной формации; Восточно- и Западно-Сибайские взбросы, соответственно ограничивающие с востока и запада Сибайскую вулканическую структуру; Восточно-Бакр-Узякское разрывное нарушение, по которому среднедевонские вулканогенные породы контактируют с каменноугольными отложениями.

Восточно-Ирендыкская зона разрывных нарушений объединяет серию разломов преимущественно с крутым восточным падением плоскостей сместителей (Файзуллинский, Беяштауский, Гадельшинский сбросы). Амплитуда перемещений по ним – от незначительной до 500–600 м (Вахромеев, Бобохов, 1965).

Восточно-Сибайский и Западно-Сибайский взбросы представляют собой зоны дробления мощностью до 50 м, по которым вулканогенные породы ядра Сибайской структуры испытали перемещение с амплитудой около 500–700 м. По геофизическим данным, оба нарушения имеют крутое залегание. Вполне вероятно, что в связи с вулканической природой Сибайской структуры, величина перемещения блоков по этим нарушениям в какой-то мере преувеличена.

Зона Восточно-Бакр-Узякского разлома состоит из серии субпараллельных разрывных нарушений, по которым вулканогенные породы были надвинуты на породы нижнекаменноугольного возраста. Амплитуда перемещения оценивается примерно в 2 км. Падение зоны крутое, западное ($45-70^{\circ}$). Лишь в районе рудопроявления Каинды-Гул сместитель разрывного нарушения резко выполаживается до 10° . Мощность раздробленных и перетертых пород по отдельным нарушениям достигает местами 50 м.

В западной части Бакр-Узякской структуры отмечается зона субмеридиональных разрывных нарушений, проявившихся в смещении кремнистых сланцев мукасовского горизонта и пород верхнедевонско-нижнетурнейской формации, приуроченных, по геофизическим данным, к гравитационной ступени с крутым западным падением.

Казильский разлом характеризуется западным падением сместителя под углами в $45-70^{\circ}$ на верхних горизонтах и крутым, почти вертикальным на глубине. Амплитуда перемещения по нему составляла не менее 2500 м.

Сибайское медноколчеданное месторождение

Вмещающие породы, структура и руды этого месторождения изучались С.Н.Ивановым (1947, 1959), В.А.Прокиным, В.М.Рудаковым (1959), М.Б.Бородаевской, Н.А.Перижняк (1961; Перижняк,

1971), Н.В.Петровской (1961, 1969), С.Н.Рокачевым (1966), А.С.Бобоховым (1967, 1968, 1971а) и др.

Колчеданные руды этого месторождения, представленные халькопирит-пирит-сфалеритовым типом колчеданной формации, приурочены к комплексу поздних липаритовых и липарито-дацитовых порфиров, секущих восточный склон дацитовой вулканической постройки.

Как уже отмечалось, в состав комплекса входят разновозрастные кислые порфиры, сопровождающиеся магматогенными брекчиями.

Преобладающая масса субвулканических пород кислого состава представляет дорудные образования. Это определяется по замещению колчеданной рудой магматических пород кислого состава, по часто наблюдающимся реликтам их в массивной руде, по интенсивной гидротермальной окolorудной переработке и импрегнации сульфидными минералами. Как показали наблюдения, замещению подвергались в первую очередь обломочные разновидности субвулканических пород — магматогенные брекчии.

Околорудные изменения отмечаются главным образом в породах кислого состава; эффузивно-пирокластические образования основного состава лежачего и висячего боков месторождения затронуты ими в незначительной степени (Петровская, 1961).

Руды Сибайского месторождения представлены в основном пиритом (65-90%), халькопиритом и сфалеритом. Кроме главных рудных минералов присутствуют пирротин и магнетит, образующие локальные скопления. В небольших количествах встречаются мельниковит, галенит, теннантит, арсенопирит, борнит, гринокит, энаргит (Юшко, 1956; Иванов, 1947; Петровская, 1961). По данным Н.В.Петровской, мелкозернистый пирит постоянно сопровождается примесью тонкодисперсного золота.

Рудные залежи образованы сплошными сульфидными рудами, сопровождающимися ореолами вкрапленности, и мелкопрожилковой минерализацией. Залежи имеют грубо линзообразную форму с мощными раздувами и тупыми выклинками; реже наблюдаются секущие жилообразные тела. Наиболее крупные рудные тела представляют собой серию линз, располагающихся друг над другом в комплексе липаритовых и липарито-дацитовых порфиров, а в местах наибольших раздувов сливающихся в единое сложное по форме тело с пластообразными ответвлениями и западным склонением. Пластообразные ответвления по простиранию сменяются серией разобренных линз.

По данным Н.В.Петровской (1961), рудообразование происходило в виде разобренных во времени стадий, характеризующихся определенным составом рудообразующих минералов, и имело в основном гидротермально-метасоматический генезис.

Руды пластообразных ответвлений местами имеют сложное строение и нередко содержат участки развития оолитоподобных образований кварц-гематитового, кварц-хлоритового, кремнистого, реже сфалерит-халькопиритового и пирит-сфалеритового состава, что дало возможность С.А.Рокачеву (1966) и Н.А.Перижняк (1971)

высказать предположение об их вулканогенно-осадочном происхождении.

В составе брекчий преимущественно кислого состава, наблюдающихся главным образом на контакте субвулканических липаритовых порфиров с шлаковыми брекчиями базальтовых порфиров и обнаруживающих по отношению к последним признаки более позднего образования, которые позволяют предполагать для брекчий субвулканическую природу (Бобохов, 1968), широко развиты сульфидные обособления. Наряду с сульфидными обособлениями метасоматического происхождения (Петровская, 1961, 1969) определенную роль среди них играют рудные ксенолиты, свидетельствующие о внутрирудном характере некоторой части субвулканических пород (Бобохов, 1967, 1969).

В локализации колчеданных руд месторождения важную роль играли, помимо строения рудовмещающей формации, разрывные нарушения субмеридионального, северо-западного и субширотного простираний, имеющие дорудное происхождение (Бородаевская, Перижняк, 1961). Основная рудоконтролирующая структура - Центральный меридиональный разлом длительного развития, к зоне которого, как отмечалось, приурочены и тела субвулканических кислых пород.

В Бакр-Узякском рудном поле известен ряд рудопроявлений и месторождение Бакр-Узяк. Колчеданные руды этого месторождения размещаются на контакте субвулканических липаритовых порфиров с вулканогенными породами основного состава в месте сочленения Восточно-Бакр-Узякского разлома и широтной зоны повышенной тектонической проницаемости, контролировавшей становление кислых субвулканических интрузий.

БАЙМАКСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Сведения о геологическом строении и месторождениях старейшего из известных на Южном Урале Баймакского рудного района содержатся в многочисленных отчетах и статьях. Результаты исследований обобщены в коллективной монографии "Колчеданные месторождения Баймакского рудного района", написанной П.Ф.Сопко, М.И.Исмагиловым, И.Б.Серавкиным и Л.Н.Сопко.

Баймакский рудный район характеризуется развитием многочисленных мелких месторождений колчеданной рудной формации, имеющих ярко выраженный полиметаллический уклон. Они локализованы преимущественно в толщах вулканогенных пород предположительно верхнесилурийского возраста, представляющих последовательную базальт-андезито-дацито-липаритовую формацию. С востока отложения дифференцированной формации граничат с вулканогенными образованиями нижнедевонской андезито-базальтовой формации. Контакты между ними большей частью тектонические, местами вулканы андезито-базальтовой формации перекрывают силурийские отложения.

Между названными формациями на отдельных участках, главным образом в южной и юго-восточной частях площади, залегает толща вулканитов промежуточного андезито-дацитового состава, носящих черты гибридности. Они вмещают ряд рудопроявлений и одно месторождение. В центральной части района продуктивные вулканогенные толщи местами перекрыты вулканомиктовыми образованиями нижнедевонско-эйфельского возраста, представляющими совместно с андезито-дацитовыми вулканитами самостоятельную вулканогенно-осадочную формацию, и живетскими (улутауская свита) вулканомиктовыми породами, выполняющими небольшие наложенные мульды, а с запада — граувакками зилаирской свиты, отлагавшимися в более обширных позднегеосинклинальных прогибах.

В современной структуре площадь рассматриваемого района разделяется на три меридиональные структурно-фациальные зоны: Западно-, Центральную и Восточно-Баймакскую; на юге района выделяется субширотный Вишнево-Матраевский блок. Западно- и Центральная-Баймакская зоны, с одной стороны, и Восточно-Баймакская, с другой, резко различаются между собой степенью дислоцированности. Если в первых двух вулканические структурные формы отличаются сравнительно хорошей сохранностью и подверглись в основном блоковым синвулканическим разрывным деформациям и связанной с ними незначительной складчатости, то в последней широко проявились линейные деформации, выраженные расщеплением, смятием и складками субмеридиональной ориентировки. Характер деформированности Восточно-Баймакской зоны объясняется положением ее между двумя крупными разломами: Западно-Ирендыкским, служащим границей Таналыкской и Ирендыкской структурно-формационных зон, и Таналыкским, разделяющим Центральную и Восточно-Баймакскую структурно-фациальные зоны. Необходимо подчеркнуть, что в большинстве своем деформации, проявившиеся в вулканогенных толщах последовательной формации на всей площади ее развития, носят ярко выраженный синвулканический характер.

Внутреннее строение рудовмещающей последовательной формации, накопившейся в результате деятельности вулканов центрального типа, отличается большой сложностью, пестротой петрографического состава вулканитов и их резкой фациальной изменчивостью в латеральном направлении.

Мощность формации, по геофизическим данным, в центральной части района составляет до 1-1,5 км. Нижние части разреза составляет толща эффузивных и пирокластических пород преимущественно основного состава: диабазов, диабазовых, андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов, их туфов, туфовых и вулканических брекчий. В подчиненном количестве встречаются спилиты, вариолиты, маломощные невыдержанные прослои кремнистых туффитов, а также эффузивы и туфы кремнекислого состава. Соотношение эффузивных и пирокластических фаций в целом для толщи близко к 1:1. На локальных, часто довольно обширных по площади участках основные

породы перекрыты эффузивами, туфами и вулканическими брекчиями андезитового, реже андезито-дацитового состава, а также вулканогенно-обломочными образованиями среднего и смешанного состава, представленными пачками лахаровых брекчий с прослоями пирокластических и вулканогенно-осадочных пород. При этом эффузивные и пирокластические породы главным образом слагают локальные положительные структуры, а вулканогенно-обломочные образования заполняют депрессии древнего рельефа. Суммарная мощность вулканитов среднего состава в западной части района достигает 360-370 м.

Рассмотренные вулканогенные образования объединяются в нижнюю толщу, изученная мощность которой составляет 500-700 м.

Верхняя толща формации представлена вулканитами андезито-дацитового, дацитового, в меньшей степени липарито-дацитового и липаритового состава, в общем, последовательно сменяющими друг друга в разрезе. Верхняя толща развита локально, ее мощность изменчива и достигает 500 м. На участках наибольшей мощности толщи, соответствующих положению вулканических центров, кремнекислые вулканиты представлены преимущественно эффузивными и экструзивными фациями; туфы, вулканические брекчии и пласты пород, близких к игнимбрикам, составляют около 15% общего объема кремнекислых образований. На флангах вулканических построек, в депрессиях древнего рельефа накапливались главным образом обломочные фации: туфы, лахаровые брекчии кислого и смешанного состава, туфовые брекчии, сложенные в значительной мере продуктами разрушения вулканических конусов. Эти вулканогенно-обломочные породы, содержащие прослои кремнистых туффигов, тяготеют к верхам разреза рассматриваемой формации.

Субвулканические и интрузивные образования

Баймакский рудный район отличается широким распространением порфировых, реже полнокристаллических интрузивных тел различного состава. В большинстве своем по петрографическим особенностям они близки к вмещающим эффузивам и представляют образования субвулканического уровня глубинности, но встречаются породы, формировавшиеся в гипабиссальных условиях. Подавляющее большинство субвулканических тел так или иначе связано с образованием последовательной формации, о чем свидетельствуют их петрографические, петрохимические особенности и геологическое положение, но по характеру связей с поверхностным вулканизмом они подразделяются на две группы: раннюю и позднюю. В каждой из групп насчитывается несколько фаз внедрения субвулканических тел.

Раннюю группу представляют силлы, штоки, мелкие лакколиты, дайки и экструзивные тела разнообразного - от базальтового до липарито-дацитового - состава, последовательно сопровождавшие накопление вулканогенных толщ. Субвулканические тела диабазов,

диабазовых, андезитов-базальтовых, реже встречающихся андезитовых порфиритов залегают почти исключительно среди отложений нижней толщи, лишь местами прорывая нижние горизонты верхней толщи. Кремнекислые субвулканические образования, представленные главным образом дацитовыми, реже андезитовыми и липаритовыми порфиритами, пронизывают весь разрез дифференцированной формации, концентрируясь преимущественно среди соответствующих по составу пачек вулканогенных пород верхней толщи.

В ряде случаев ранние субвулканические тела липаритово-дацитового состава в контактах сопровождаются магматогенными брекчиями, чаще же они обладают массивными текстурами. В целом рассматриваемые тела мало отличаются от соответствующих по составу эффузивов, имея более свежий облик, несколько лучшую раскристаллизованность и обладая большей однородностью сложения. Минералогические отличия от эффузивов заключаются в более широком развитии в составе вкрапленников, кроме обычного альбита и нередко встречающегося кварца, псевдоморфоз вторичных минералов по роговой обманке.

Количество фаз внедрения и петрографический состав субвулканических тел различных вулканических построек неодинаковы, но общую гомогенную последовательность их внедрения можно считать вполне установленной закономерностью, хотя в ней и наблюдается ряд частных отклонений. Так, последовательность внедрения ранних субвулканических тел в детально изученной Западно-Баймакской зоне следующая: 1) силлы полифировых андезитов-базальтовых порфиритов; 2) силлы, штоки и дайки диабазов и диабазовых порфиритов; 3) мелкие штоки андезитовых порфиритов; 4) силлы базокварцевых и мелкопорфировых кварцевых липаритово-дацитовых порфиритов, сопровождаемые магматогенными брекчиями; 5) дайки, штоки, мелкие лакколиты и экструзии роговообманково-плагиоклазовых и плагиоклазовых дацитовых и липаритово-дацитовых порфиритов.

Позднюю группу субвулканических тел представляют кварц-роговообманково-плагиоклазовые липаритово-дациловые порфиры и кварцпироксен-плагиоклазовые андезитово-дациловые порфириты. Последние тяготеют к области контакта с андезитово-базальтовой формацией и, по-видимому, комагматичны толще эффузивов андезитово-дацилового состава.

Кварц-роговообманково-плагиоклазовые порфиры - наиболее широко распространенные поздние субвулканические образования Баймакского рудного района (рис. 20). Они слагают довольно крупные по площади (до 5-7 км²) тела сложной, в целом пластообразной формы, сочетающей многоярусные силлы с секущими напластование апофизами и перемычками.

Состав пород рассматриваемой группы колеблется от липаритового до дацитового при преобладании липаритово-дациловых разновидностей. В подавляющем большинстве это породы натриевого ряда с



Рис. 20. Структурная схема центральной и южной частей Западно- и Центрально-Баймакской зон. Составил И.Б. Серавкин

а - граувакковые отложения зилаирской свиты ($D_3fm - C_1t_1$);
б - вулканомиктовые отложения улутауской свиты (D_2gv); в - вулканогенно-осадочная формация ($D_1 - D_2e$); г - последовательно-дифференцированная формация; д - поздние субвулканические тела кварцевых липарито-дацитовых порфиров; е - вулканические центры; ж - контуры вулкано-купольных построек базальтового и андезитового вулканизма; з - оси антиклиналей; и - оси синклиналей; к - разрывные нарушения; л - колчеданно-полиметаллические месторождения (1 - Бакр-тау, 2 - Таш-тау, 3 - Абейсаз, 4 - Горная Байкара, 5 - колчеданно-полиметаллическое); м - колчеданно-полиметаллические рудопроявления (6 - Северная сопка, 7 - Западное, 8 - Ново-Байкаринское, 9 - Южно-Байкаринское, 10 - Западно-Байкаринское, 11 - Белая Глинка); н - проявления самородной меди и медной зелени (12 - Бузавльское, 13 - Аргаганское)

небольшим, хотя и повышенным, содержанием калия. Плагиоклазы в них представлены альбитом, реже альбит-олигоклазом. Однако встречаются тела, содержащие в основной массе и во вкрапленниках калиевый полевой шпат.

Характерными петрографическими признаками липарито-дацитовых тел поздней группы являются средне- и крупнопорфировые структуры с большим количеством фенокристаллов кварца, плагиоклаза и роговой обманки, достигающих в поперечнике 0,5 см и в сумме составляющих до 30-40% объема породы, микроаллотриоморфно-зернистые, микрогранитовые и метасферолитовые структуры основной массы, наличие большого количества гомогенных включений полнокристаллических пород и пегматоидных прорастаний альбита кварцем.

Обособленный петрографический тип представляют кварцевые мегафиры липарито-дацитового состава. Они слагают тела наиболее поздней фазы внедрения рассматриваемой группы. Их отличительной петрографической особенностью служит сочетание крупных размеров вкрапленников с тонкой, слабо раскристаллизованной основной массой породы, имеющей обычно метасферолитовую структуру.

Размещение субвулканических тел поздней группы контролируется главным образом синвулканическими элементами структуры (рис.20). Максимальная концентрация их отмечается в полосе северо-северо-восточного простирания, представляющей, по геофизическим данным, отчетливо выраженную область низких значений силы тяжести, которая ограничена гравитационными ступенями, соответствующими, по всей вероятности, расколам глубокого заложения. В этой полосе, протягивающейся от участка Аргаган на юго-юго-западе до г.Баймак на северо-северо-востоке (южная половина полосы изображена на рис.20), сконцентрировано около 3/4 известных субвулканических интрузий поздней группы. В указанной зоне и, что еще более отчетливо прослеживается, вне ее (рис.20) субвулканические тела образуют скопления в пределах древних вулканических построек или по их периферии. В этом случае наблюдаются сложные кольцевые структуры, примерами которых служит Майское рудное поле, рудное поле месторождений Бакр-тау - Абейсаз - Таш-тау (рис. 20) и Уваряжская структура.

В ряде мест субвулканические породы прорывают нижние части разреза нижнедевонских вулканогенно-осадочной (к югу от месторождения Бакр-тау и на Майском месторождении) и андезито-базальтовой формаций (на юго-востоке Юлалинского участка). Таким образом, поздние субвулканические тела в большинстве своем имеют, по-видимому, нижнедевонский возраст. Их надежное установленный верхний возрастной предел ограничивается фаменским ярусом, так как, по данным А.А.Захаровой (1971), в составе конгломератов, залегающих под зилаирской свитой ($D_3fm - C_{1t1}$), и по нашим данным, в составе песчаников зилаирской свиты содержатся многочисленные обломки аналогичных порфировых пород.

Гипабиссальные интрузивные образования, представленные плагиогранитами, диоритами, ассоциирующими с ними плагиогранит-порфирами и кварцевыми диорит-порфиритами, на поверхности современного эрозионного среза имеют незначительное развитие. Известны небольшие массивы этих пород к северо-западу от дер. Богачевки, к юго-западу от дер. Ишмурзино, к востоку от пос. Каратал и ряд мелких штоков и даек в других частях района.

По петрографическим особенностям и химическому составу плагиограниты близки к кислым субвулканическим образованиям, а в ряде случаев между ними имеются и непосредственные переходы. Обломки плагиогранитов были встречены в составе вулканомиктовых нижнедевонско-эйфельских отложений вблизи Майского и Семёновского месторождений, что определяет древний, донижнедевонский возраст этих образований. Он подтверждается и пересечениями плагиогранитов субвулканическими дайками поздней группы (в районе месторождения Кульюрт-тау).

Близость состава различных поколений субвулканических тел с эффузивами последовательной формации, с одной стороны, и с гипабиссальными образованиями, с другой, промежуточные разновидности, общность структурной позиции и проявление в пределах силурийско-нижнедевонского тектоно-магматического этапа позволяют объединить эти образования в вулканоплутонический комплекс (Салихов, Серавкин, 1967; Сопко, Салихов, 1969).

Кроме охарактеризованных субвулканических пород, близ контакта с андезитобазальтовой формацией и внутри нее встречаются связанные с андезитобазальтовым вулканизмом дайки пироксен-плагиоклазовых порфиритов. На площади развития последовательной формации известны также поздние дайки диабазов, прорывающие все магматические образования Баймакского вулканоплутонического комплекса, в том числе и тела кварцевых мегафиров.

Наиболее молодые интрузивные образования района — тела габбро, габбро-диоритов и габбро-диабазов нижнекаменноугольного возраста, прорывающие верхнедевонские отложения в районе Тубинска и к западу от Горной Байкары.

Структура Баймакского рудного района

В дофаменском разрезе Баймакского рудного района выделяется два структурных яруса, различающихся характером и планом деформаций. Нижний ярус охватывает вулканогенные толщи последовательной формации, верхний — вулканогенно-осадочные толщи пород нижнедевонско-эйфельского и живетского возраста. Вулканомиктовые породы залегают на подстилающих отложениях с довольно резкими угловыми и азимутальными несогласиями, выполняя пологие синклинали типа наложенных мульд. Несогласие особенно четко проявляется в Шайняк-тауской мульде, где оно надежно картируется в обнажениях и просматривается на аэрофотоснимках. Это с не-

сомненностью доказывает синвулканический характер проявления деформаций нижнего яруса, происходивших в период активного вулканизма и на заключительных стадиях образования последовательной формации в условиях консолидации района.

В дальнейшем основное внимание будет обращено на рассмотрение силурийских вулкано-тектонических структурных форм, так как они играли главную роль в локализации колчеданного оруденения.

В районе выявлено и в ряде мест детально изучено большое количество вулканических построек центрального типа, имеющих различные размеры, строение и степень сохранности. К числу наиболее крупных и длительно развивавшихся вулкано-тектонических структур относятся постройки Уваряжского, Бакр-тау - Абейсаз - Таш-тауского и Майского рудных полей. Ниже мы рассмотрим Бакр-тау - Абейсаз - Таш-таускую и Майскую постройки, представляющие два основных типа вулкано-тектонических структур, выявленных в Баймакском рудном районе: 1) кальдер обрушения и 2) вулканических брахиантиклиналей.

Бакр-тау - Абейсаз - Таш-тауская вулкано-тектоническая постройка расположена в центральной части района (рис. 21, см. рис. 20). Это сложная, в целом кольцеобразная в плане структура, основание и местами внешнее обрамление которой слагают основные эффузивные породы нижней толщи последовательной формации; диабазы, диабазовые и андезито-базальтовые порфиры, в меньшей мере их туфы, вулканические брекчии и вулканиты андезитового состава. Центральная часть постройки, представляющая, по всей вероятности, кальдеру обрушения, заполнена эффузивными потоками и пирокластическим материалом андезито-дацитового, дацитового и в небольшом количестве липарито-дацитового состава. Обрамление кальдеры имеет сложное строение. В западном и восточном бортах структуры, где соответственно расположены месторождения Бакр-тау и Таш-тау, выявлены локальные вулканические куполы, сложенные основными вулканитами. Они рассечены разрывными нарушениями, наиболее крупные из которых представлены сбросами северо-западного (азимут простирания 320° , падение северо-восточное под углом 50°) и меридионального (азимут простирания $0-10^{\circ}$, падение западное под углом $60-65^{\circ}$) простирания, служившими отдельными элементами кольцевого разлома, по которому произошло проседание центрального блока. Характерно, что сбросы "затухают" за пределами рассматриваемой структуры, тогда как внутри вулканических куполов движения были интенсивными и обусловили формирование мелких складок. На северном и юго-восточном флангах проседание кальдеры не привело к существенным разрывам сплошности пород. На этих участках образовались довольно напряженные складки северо-восточного простирания с падением крыльев до 45° .

Кольцевое строение рассматриваемой структуры ярко подчеркивается размещением поздних субвулканических тел липарито-дацитового состава, внедрившихся в обрамление кальдеры (см. рис. 21).

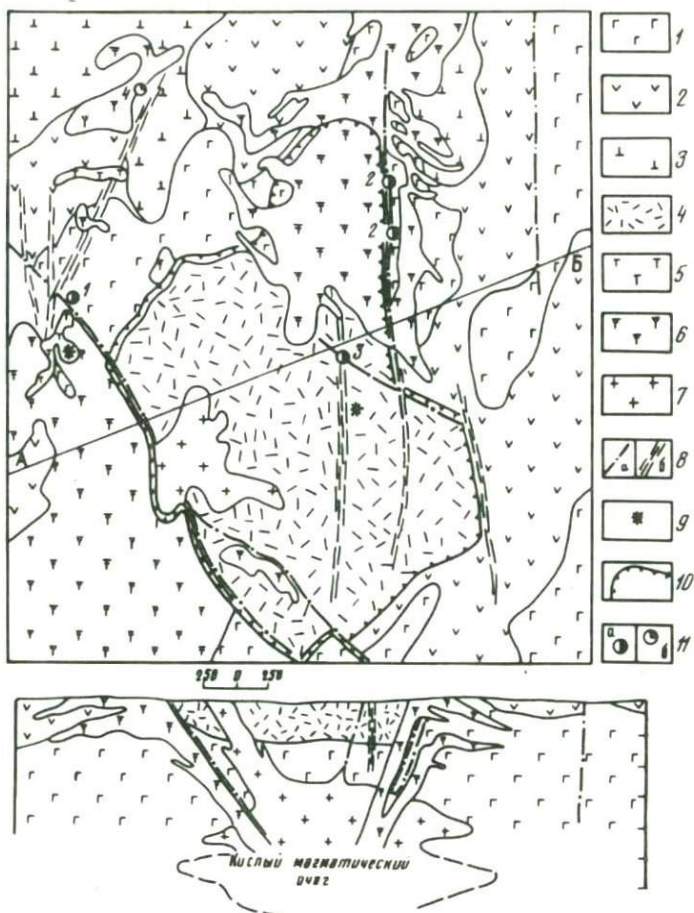


Рис. 21. Схематическая геологическая карта и гипотетический разрез кальдеры Бакр-тау - Абейсаз - Таш-тауского участка. Составил И.Б. Серавкин

1 - основные породы нижней толщи; 2 - средние породы нижней толщи; 3 - кислые породы верхней толщи; 4 - эффузивы, туфы, вулканические брекчи преимущественно дацитового и андезитодацитового состава, заполнившие кальдеру; 5 - ранние субвулканические тела кислого состава; 6 - поздние субвулканические тела кварцевых липарито-дацитовых порфиров; 7 - плагиограниты; 8 - разрывные нарушения (а), зоны рассланцевания (б); 9 - мелкие вулканические аппараты; 10 - контуры кальдеры; 11-а - колчеданно-полиметаллические и сульфидно-баритовые месторождения (1 - Бакр-тау, 2 - Таш-тау, 3 - Абейсаз) и б - сульфидные рудопроявления (4 - Северная сопка)

Примерно в центральной ее части на поверхности обнажен небольшой массив плагиогранитов, а несколько севернее, также во внутренней части депрессии плагиограниты подсечены рядом скважин на глубинах 500–685 м. Гибабиссальные образования фиксируют, судя по всему, положение периферического очага кислой магмы. Реликты мелких аппаратов центрального типа, извергавших продукты кислого состава, выявлены в обрамлении кальдеры на Бакр-тауском и Абейсазовском месторождениях.

В пределах охарактеризованной структуры известны два колчеданно-полиметаллических месторождения (Бакр-тау и Таш-тау), отработанное сульфидно-баритовое месторождение Абейсаз и сульфидное рудопоявление Северная сопка. Все они приурочены к разрывным нарушениям обрамления кальдеры и залегают в контактах основных пород с субвулканическими телами кварцевых липарито-дацитовых порфиров.

Майская вулкано-тектоническая постройка расположена в южной части Центрально-Баймакской зоны (рис. 22). Ее ядро образует эродированный и деформированный вулканический конус, сложенный грубообломочными вулканическими брекчиями и эффузивами основного состава. Залегание потоков периклинальное. Конус имеет асимметричное строение. К северу, востоку, югу и юго-западу его склоны падают под углами $35-40^{\circ}$, а к северо-западу от вершины, в блоке между двумя северо-западными разрывными нарушениями (рис. 22), располагалось лавовое плато (более чем на 1 км от центра основные породы залегают полого, падая к северо-западу под углами $5-10^{\circ}$). На плато также полого залегают туфы кислого состава и вулканогенно-обломочные отложения, представленные лахаровыми брекчиями и другими переотложенными продуктами разрушения конуса, а также туффитами. Последние, видимо, отлагались в озерах, располагавшихся у подножия конуса. На других участках основные породы перекрыты вулканическими брекчиями, туфами и эффузивами преимущественно дацитового состава, которые залегают периклинально, но под более пологими углами сравнительно с залеганием пород конуса (в юго-западном крыле под углами $20-25^{\circ}$, в восточном – $5-10^{\circ}$). В целом размер пирокластических обломков уменьшается в направлении от центра постройки.

По периферии структуры на поздних стадиях ее развития сформировалось несколько мелких вулканических аппаратов, представленных экструзивными и субвулканическими телами липарито-дацитового состава и связанными с ними штоками дацитовых порфиров, которые на флангах окаймляются пирокластическими породами кислого состава. Положение мелких вулканических построек фиксирует кольцевой разлом, впоследствии послуживший путем проникновения субвулканических кварцевых липарито-дацитовых порфиров поздней группы. Кальдера обрушения, однако, в Майской постройке не получила развития. Здесь проявились блоковые деформации по разломам северо-западного и субширотного простирания, обусло-

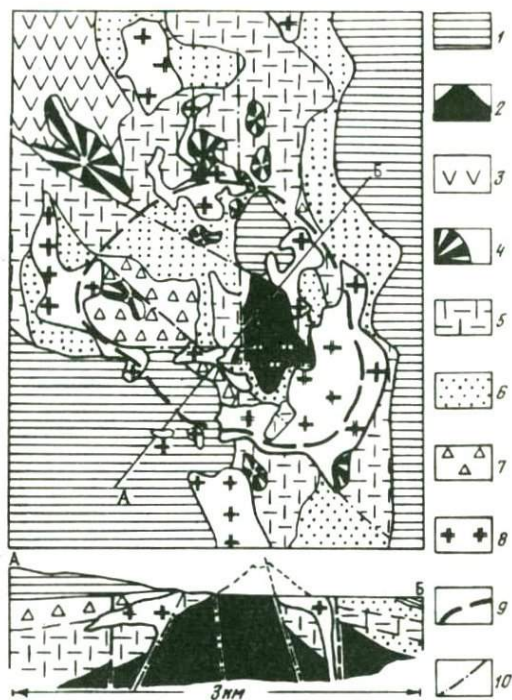


Рис. 22. Схематизированная геологическая карта и разрез Майской вулcano-тектонической постройки. Составил И.Б. Серавкин

1 - осадочно-вулканогенные отложения нижнедевонско-эйфельского возраста; 2 - основные эффузивы, вулканические брекчии и туфы нижней толщи силура, слагающие вулканический конус; 3 - андезитовые эффузивы и туфы нижней толщи силура; 4-7 вулканиды верхней толщи силура: 4 - экструзивные и ранние субвулканические тела липарито-дацитовых порфиров, 5 - эффузивы дацитового состава, 6 - туфы кислого состава, 7 - вулканогенно-обломочные породы смешанного состава: лахаровые брекчии, делювиально-пролювиальные отложения, продукты разрушения конуса, туфы и др.; 8 - поздние субвулканические тела кварцевых липарито-дацитовых порфиров; 9 - границы кальдеры; 10 - разрывные нарушения

вившие общее ступенчатое горст-антиклинальное строение вулcano-тектонической постройки. Указанные разрывные нарушения, по которым установлены сбросы крыльев вулканического купола значительной амплитуды (до 250-300 м), не затрагивают толщу вулканогенно-осадочных пород нижнего девона, перекрывающую юго-западную часть структуры.

К юго-западному крылу вулcano-тектонической постройки приурочено Майское колчеданно-полиметаллическое месторождение; ряд проявлений сульфидной минерализации в зонах гидротермально измененных пород известен в северной части рудного поля.

Несмотря на существенные различия в строении рассмотренных вулcano-тектонических структур, общими для них являются сравнительно крупные размеры, правда, намного меньшие, чем в Гайском, Сибайском и ряде других рудных районов, длительность развития и относительно мощные проявления кислого вулканизма. Анализ истории геологического развития конкретных структур этого типа показывает, что кислый вулканизм в их пределах проявлялся после некоторого перерыва, знаменующего стадию прекращения вулканизма основного и среднего состава, разрушения и деформации базальтовых конусов и начала образования кальдер. В ряде мест перерывы фиксируются прослоями вулcanoгенно-осадочных пород.

Вулканические постройки близкого к рассмотренным строения выявлены и в других частях Баймакского рудного района. Сходство с Бакр-тау - Абейсаз - Таш-тауской структурой обнаруживают Уваряжская и Юлалинская вулcano-тектонические постройки, вмещающие одноименные месторождения. Аналогом Майской структуры является Богачевская вулканическая постройка, вмещающая рудопроявление Белая Глинка. Строение, близкое к Майской вулканической брахиантиклинали, имеет и Тубинская структура, представленная, правда, лишь своим фрагментом - северным и, частично, западным флангами.

Наряду с крупными, длительно формировавшимися постройками в строении последовательной формации участвуют более мелкие вулканические аппараты, обусловившие накопление локально распространенных пачек вулcanoгенных пород. Одни из этих аппаратов служили центрами андезитового вулканизма, завершившегося внедрением экструзивных и субвулканических тел кислого состава, как, например, Горнобайкаринская постройка, другие обусловили накопление толщ кислого состава, представленных на отдельных участках ассоциацией мелких экструзивных куполов с отходящими от них короткими лавовыми потоками. Данные о строении этих вулканических аппаратов опубликованы в книге "Колчеданные месторождения...", 1973; Серавкин, 1970а) и здесь подробнее не рассматриваются.

Небольшие моногенные палеовулканы, сформировавшиеся на склонах крупных вулканических сооружений, как уже отмечалось, выявлены в пределах Майской и Бакр-тау - Абейсаз - Таш-тауской структур. Кроме того, структура вулcanoгенных толщ осложнена многочисленными небольшими шлаковыми куполами, значительное количество которых выявлено П.Ф.Сопко в северной части Западно-Баймакской зоны и на других участках.

Разрывные нарушения нижнего структурного яруса образуют несколько разноориентированных систем. По масштабу и длительности развития среди них выделяются региональные долгоживущие

разломы и более локальные нарушения, не выходящие за пределы последовательной формации.

Наиболее крупным является Таналыкский разлом, имеющий меридиональное простирание и разделяющий Центрально- и Восточно-Баймакскую структурно-фациальные зоны. Судя по геофизическим данным нарушение имеет глубокое заложение и затрагивает фундамент вулканогенных толщ. Разлом заложился к началу накопления дифференцированной формации как фациальный уступ, о чем свидетельствует значительное сокращение мощностей вулканогенных толщ к западу от него. Впоследствии движения по нему возобновились, что привело к срезанию живетских вулканомиктовых отложений Богачевской мульды, приведенных на уровне современной поверхности в соприкосновение с силурийскими отложениями. Отдельные составляющие разлом трещины, вскрытые в обнажениях по левому борту р. Таналык в южной части района, имеют крутое залегание, что может свидетельствовать об общем крутом падении нарушения.

Другое крупное разрывное нарушение, имеющее, подобно Таналыкскому разлому, синвулканическое заложение - Западно-Ирендыкский разлом, отграничивающий с востока Таналыкскую структурно-формационную зону от Ирендыкской зоны. Локальные разрывные нарушения, развитые внутри субмеридиональных структурно-фациальных зон, имеют диагональные (северо-западные и северо-восточные), меридиональные и субширотные простирания. Анализ их соотношений и сопровождающей их мелкой тектоникой трещиноватости (Серавкин, 1970а, 1972 и др.) позволил выяснить последовательность их заложения и движений по ним в период накопления силурийской формации и ее консолидации. Схема развития разрывных нарушений представляется следующей:

1. Заложение разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простираний как следствие сколовых напряжений, возникавших при перемещениях по региональным разломам субмеридионального простирания.

2. Заложение нарушений субмеридионального и субширотного простирания.

3. Сбросовые перемещения главным образом по разломам северо-западного, в меньшей мере субмеридионального простираний и оперяющим их трещинам в результате дифференцированных перемещений блоков фундамента.

4. Частичная консолидация Таналыкского поднятия, формирование субмеридиональных зон смятия, взбросо-сдвиговые перемещения по разрывам северо-западного простирания и приоткрывание трещин северо-восточного направления.

В целом, тектонические движения силурийского этапа носили ярко выраженный блоковый характер. С ними было связано и формирование складок в вулканогенных толщах. Последние в пределах Восточно-Баймакской зоны, представляющей узкую пластину, зажатую между двумя крупными крутопадающими нарушениями, име-

ют преимущественно линейную субмеридиональную ориентировку. Территория, лежащая к западу от Таналыкского разлома и характеризующаяся широким развитием диагональных расколов, напротив, отличается многочисленными разноориентированными мелкими складками главным образом северо-западного и северо-восточного простираний. Складки развиты преимущественно за пределами вулканических центров в расслоенных эффузивно-туфовых пачках пород.

Проявления более поздней тектонической активности, охватывающие отложения нижнего и верхнего структурных ярусов, отличаются иным планом деформаций. К этим проявлениям относится формирование пологого свода Таналыкского поднятия и связанных с ним мелких пологих складок преимущественно меридионального простирания в вулканомиктовых отложениях нижнего и среднего девона, а также в осадочной толще фамена - нижнего турне. К заключительным стадиям позднего этапа деформаций относится образование надвигов, достоверно установленных в Тубинском рудном поле, где пластины силурийских вулканогенных толщ с востока на запад надвинуты на зилаирские отложения. Ограничениями плоскостей отдельных надвигов в южной части Тубинского рудного поля служили крутопадающие нарушения субширотного простирания. Возможно, перемещения надвигового типа в Тубинском рудном поле и в других частях района происходили и раньше, еще в силурийское и ранне- или среднедевонское время. На других рудных полях Баймакского рудного района перемещения по трещинам субширотного простирания обычно оказываются наиболее молодыми и имеют послерудный возраст.

Тектонические деформации поздних этапов осуществлялись в обстановке горизонтального сжатия. В целом, они существенно не изменили структуру района, сформировавшуюся в процессе синвулканических блоковых перемещений и имеющую отчетливо выраженную вулcano-тектоническую природу.

Некоторые особенности типичных месторождений Баймакского рудного района

В районе известно свыше 60 месторождений и рудопроявлений колчеданной рудной формации, представленных телами золотосодержащих пиритовых, колчеданно-полиметаллических и баритовых руд. Обычно в пределах месторождений совмещены руды различных перечисленных типов, но встречаются и обособленные пиритовые либо барит-полиметаллические концентрации. Группы рудных тел (месторождений), в общем мелких размеров, имеют узловое распространение, образуя рудные поля, границы которых, как правило, определяются конкретными вулcano-тектоническими постройками.

Месторождение Бакр-тау расположено в центральной части Баймакского рудного района (см. рис. 21) и приурочено к западному крылу рассмотренной выше кальдеры обрушения. Оно залегает

в деформированной вулканической брахиантиклинали, строение которой рассмотрено в ряде опубликованных работ (Серавкин, 1970б, 1972; Колчеданные месторождения..., 1973).

Основными рудоконтролирующими элементами структуры служат контакт кровли субвулканического тела кварцевых мегафиров и разрывные нарушения, из которых определяющее значение принадлежит зоне Главного разлома, имеющего северо-западное простирание и падение к северо-востоку под углом 50° . Нарушение в современной структуре представлено взбросом с амплитудой около 100 м. Проведенный автором анализ трещиноватости и наблюдения над характером тектонических брекчий, выполняющих зону разлома, свидетельствуют о многократном возобновлении движений вдоль него (Серавкин, 1970б). В первый этап сформировался сброс и система оперяющих трещин, ориентированных круче, чем основной сместитель. Со сбросом было связано образование мелких складок. Затем нарушение контролировало внедрение тела кварцевых мегафиров. Последующие взбросовые тектонические движения второго этапа нарушили уже сплошность субвулканического тела. Оперяющие трещины этого периода среди кварцевых порфиров ориентированы положе основного сместителя. К поздним этапам формирования рудоконтролирующей структуры относятся также зоны субмеридионального расщепления. Они не смещены Главным северо-западным нарушением и пересекают субвулканические породы.

Рудные тела Бакр-тауского месторождения приурочены к трем зонам: западной, восточной и основной.

Отработанное западное рудное тело располагалось в субмеридиональной зоне смятия и расщепления, следующей вдоль контакта кварцевых мегафиров с субвулканическими штоками ранней группы. Оно было представлено серией крутопадающих согласно с расщеплением баритовых жил с вкрапленностью сульфидов и повышенным содержанием золота.

Восточное рудное тело, также отработанное, залегало в зоне Главного разлома, непосредственно в контакте кварцевых липарито-дацитовых порфиров с основными породами всячего бока.

Основные запасы сульфидных руд месторождения залегают на более глубоких горизонтах и выхода на поверхность не имеют. Они приурочены к зоне Главного разлома и оперяющим его трещинам - в местах их сочленения с кровлей позднего субвулканического тела кварцевых липарито-дацитовых порфиров. Непосредственно в зоне Главного разлома залегает серия параллельных линз. Эти рудные тела сложены преимущественно массивным серным и медным колчеданом, реже полиметаллическими прожилково-вкрапленными рудами. По падению они резко выклиниваются на контакте с кварцевыми порфирами. Это объясняется тем, что рассматриваемые рудные тела приурочены к элементам строения разлома, сформировавшимся в первый этап его активности, до внедрения поздних субвулканических пород. Некоторые рудные тела отличаются сложной формой. Одно из них, например, приурочено к крутопадающей

тектонической зоне, пересекающей слоистую пачку туфов и туффи-тов. В висячем боку рудное тело сложено сплошной медноколчеданной рудой. Контакт ее резкий, проходит вдоль маломощной зоны серицитовых сланцев. Параллельно контакту в руде наблюдалась полосчатость. Контакт лежачего бока рудного тела извилистый. Он следует вдоль слоистости деформированных и раздробленных туффи-тов. Сплошные руды в лежачем боку сменяются полосчато-вкрапленными и брекчиевидными текстурными разновидностями.

В трещинах оперения позднего этапа, расположенных в лежачем боку разлома среди кварцевых порфиров, залегают преимущественно полиметаллические руды. Здесь преобладают вкрапленные и полосчатые текстурные типы, в которых маломощные рудные ленты пирит-халькопирит-сфалерит-галенитового состава чередуются с прослоями серицит-хлоритовых сланцев, содержащих густую вкрапленность сульфидов.

Наряду с рудными телами, сформировавшимися в зонах разрывных нарушений, присутствуют линзовидные залежи, согласные со слоистостью. Они приурочены к контакту кварцевых порфиров со слоистым горизонтом. Руды представлены вкрапленностью пирита, халькопирита, сфалерита и галенита в рассланцованных мелкообломочных туфах и туффитах.

Под полиметаллическими рудными телами расположена зона непромышленного штокверкового оруденения. Она представлена метасоматическими жилками сульфидов среди брекчированных и превращенных во вторичные кварциты крупнопорфировых кварцевых липарито-дацитовых порфиров. Основные морфологические типы рудных тел месторождения, таким образом, представлены: 1) жильными телами, секущими напластование, 2) линзовидными метасоматическими залежами, согласными со слоистостью, и 3) штокверковыми зонами.

В целом месторождение характеризуется определенной зональностью. В центральной зоне Главного нарушения преобладают серно- и медноколчеданные тела. Под ними и выше них — по восставанию, в той же зоне Главного разлома распространены преимущественно полиметаллические руды. На западном фланге месторождения располагались сульфидно-баритовые жилы, занимавшие наиболее высокое и наиболее удаленное положение. По данным В.А.Прокина и М.И.Исмагилова, элементы аналогичной зональности отмечаются и в предалах отдельных рудных тел: снизу вверх богатые пиритом минеральные типы руд сменяются халькопирит-сфалеритовыми, халькопирит-галенит-сфалеритовыми и баритовыми разновидностями.

В ореоле околорудного метасоматоза, по данным В.А.Прокина, М.И.Исмагилова и автора, выделяются вторичные кварциты, серицит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые, карбонат-серицит-хлорит-кварцевые, хлоритовые и карбонат-хлоритовые породы. В целом, вторичные кварциты и кварц-серицитовые породы развились за счет субвулканических пород кислого состава. Они залегают в лежачем боку Главного разлома, ниже смежаясь серицит-хлорит-

кварцевыми метасоматическими образованиями. Кварц-хлоритовые и хлоритовые породы выполняют узкие зоны тектонических нарушений и залегают среди основных пород висячего бока Главного разлома. Частично измененные породы образуют ряд зон (в порядке удаления от ореола полного метасоматоза): баритизации, серицитизации, гематитизации, окварцевания. Рассмотренная зональность значительно усложнена блоковым строением месторождения. В ряде случаев автором наблюдались серии аналогичных метасоматических колонок, связанных с несколькими разрывными нарушениями. В общих чертах рудные тела расположены на фланге метасоматических пород, вблизи контакта с частично измененными эффузивами основного состава.

Майское месторождение расположено в южной части Центрально-Баймакской зоны и приурочено к юго-западному крылу рассмотренной выше вулканотектонической постройки. Описание разреза месторождения и его структуры имеется в ранее опубликованных работах (Исмагилов, Серавкин, 1970).

Породы рудовмещающей формации на месторождении прорваны субвулканическим телом кварцевых липарито-дацитовых порфиров сложной формы, характеризующейся сочетанием межпластовых залежей с секущими напластование корневыми частями. Внутри кварцевых порфиров местами заключены крупные блоки вмещающих пород.

Основным элементом структуры месторождения, как и на месторождении Бакр-тау, является Главный разлом, простирающийся в северо-западном направлении по азимуту $310-312^{\circ}$ и падающий к юго-западу под углом 65° . Нарушение представлено зоной брекчирования, сопровождающегося будиначем и интенсивным расщеплением с пльчатостью. Вдоль этого нарушения произошел сброс, полная амплитуда которого составляет около 250-300 м. Главный разлом в висячем крыле сопровождается серией ступенчатых взбросо-сдвигов и сбросо-сдвигов с небольшими амплитудами перемещения.

Детальные исследования позволили выяснить сложную историю формирования рассмотренных структурных элементов (Исмагилов, Серавкин, 1970). В начальные этапы сформировался сброс и оперяющая его серия ступенчатых нарушений. Последние простираются параллельно основному сместителю, но падают несколько круче, под углами от 70 до 85° . Нарушение произошло до отложения пород верхнего структурного яруса, так как оно не прослеживается в нижнедевонско-эйфельских вулканических породах и не смещает их. После отложения пород верхнего структурного яруса и внедрения субвулканического тела кварцевых липарито-дацитовых порфиров произошло подновление древних разломов и на их продолжении внутри субвулканического тела образовались узкие зоны расщепления, а блоки пород между ними подверглись объемному брекчированию. В результате создалась структура с резко неоднородной степенью деформированности разновозрастных магматических образований. Субвулканические кварцевые порфиры в целом

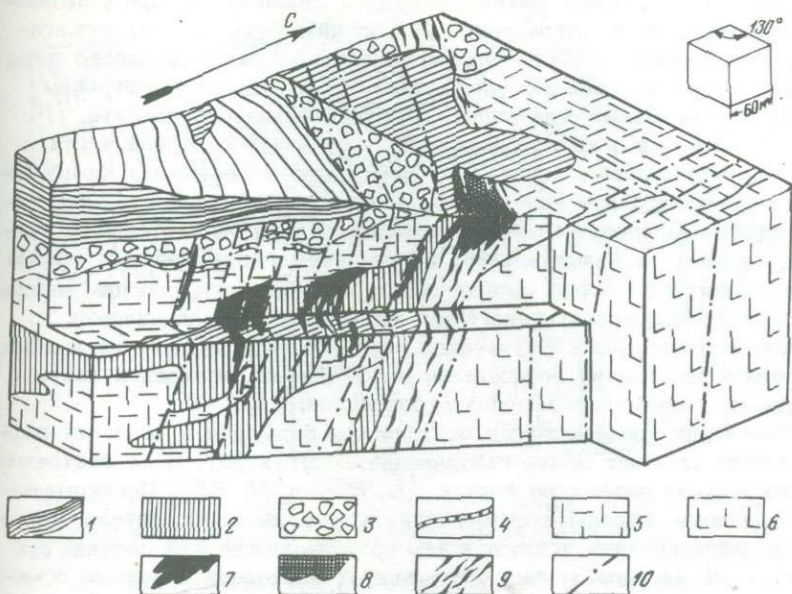


Рис. 23. Блок-диаграмма Майского месторождения. Составил И.Б. Серавкин

1 - осадочно-пирокластические отложения нижнедевонско-эйфельского возраста; 2 - субвулканические тела кварцевых липарито-дацитовых порфиров; 3-6 - отложения последовательно-дифференцированной формации; 3 - вулканические брекчии смешанного состава, 4 - кремнистые туффиты, 5 - эффузивные дацитовые и андезито-дацитовые порфириты, 6 - андезито-базальтовые порфириты; 7 - сульфидные руды; 8 - окисленные руды и бурые железняки; 9 - зона Главного разлома; 10 - операционные разрывные нарушения

значительно слабее раздроблены и рассланцованы, чем вмещающие их эффузивы и туфы.

Руды Майского месторождения расположены в зоне полого залегающего верхнего контакта субвулканического тела. Эта зона на месторождении повсеместно является оруденелой, но рудные тела, оконтуриваемые по данным опробования, приурочены к местам ее пересечения зонами брекчирования и рассланцевания. Насчитывается несколько рудных тел сложной формы, которая определяется сочетанием пологих межпластовых залежей с крутопадающими вдоль тектонических нарушений зонами оруденения (рис. 23). Характерно преобладание прожилково-вкрапленного оруденения над сплошными рудами; главные минералы тех и других - сфалерит, пирит и халькопирит, менее распространены борнит, галенит и блеклая руда.

Ореол окolorудных метасоматически измененных пород, детально изучавшийся М.И.Исмагиловым (Прокин и др., 1968; Исмагилов, Исмагилова, 1970), близок к строению рассмотренного выше ореола Бакр-тауского месторождения, отличаясь более широким развитием бариевых минералов: барита и бариевого цеолита.

Тубинское рудное поле расположено в северной части Восточно-Баймакской зоны. Оно приурочено к северному крылу интенсивно деформированной вулканической постройки и сложено вулканогенными породами последовательной формации, которые с резким угловым и азимутальным несогласием перекрываются толщей вулканомиктовых пород, аналогичных, по-видимому, породам нижнедевонской осадочно-вулканогенной формации, но относившихся до последнего времени к улутауской свите, и залегающими на них без видимого несогласия осадочными отложениями зилаирской свиты с горизонтом кремнистых пород в основании.

Отложения нижней толщи силурийской формации в пределах рудного поля слагают брахиантиклинальную структуру. В ее восточном крыле породы падают на восток под углами $35-55^{\circ}$. Перекрывающая основные породы вулканогенная толща кислого состава интенсивно рассланцована, в связи с чем преобладающие в ее составе субвулканические тела трудно отличимы от эффузивов и раньше обычно не выделялись.

К югу от центра брахиструктуры мощность основных пород и залегающих выше кислых горизонтов значительно сокращается. Установлено также резкое погружение вулканогенных толщ в северном направлении и выклинивание кислых вулканитов. Все это убеждает в том, что рассмотренная брахиструктура имеет первично-вулканическое происхождение.

Вулканомиктовые породы и отложения зилаирской свиты образуют пологую периклиналь с западными, северными и восточными падениями под углами от $5-10$ до 30° . Юго-западная часть площади рассечена разрывным нарушением, по которому породы последовательной формации надвинуты на отложения зилаирской свиты.

В Тубинском рудном поле известно несколько групп рудных тел (месторождений), локализованных в двух субмеридиональных зонах интенсивного рассланцевания. К западной из них приурочены Южное, Среднее и Северное месторождения, а к восточной — месторождения Восточно-Кузнечное, Куртлу-су-тау и Южно-Кузнечная залежь. Южное месторождение было сложено массивными медноколчеданными рудами, Восточно-Кузнечное и Южно-Кузнечное имели полиметаллический состав, остальные месторождения представляли сульфидно-баритовый тип минерализации. Все они в настоящее время отработаны.

Восточно-Кузнечное месторождение, по данным Г.С.Ильясова, В.Н.Зайцева и В.П.Непочатых, состояло из трех параллельно расположенных рудных зон — западной, центральной и восточной, — вмещающих серию разрозненных и соединяющихся рудных линз. Они простирались по азимуту $330-20^{\circ}$, падая на восток под углами $30-50^{\circ}$.

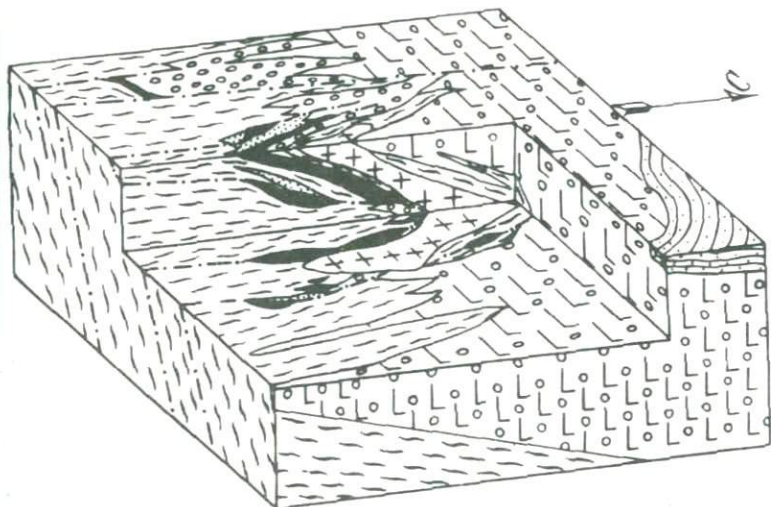


Рис. 24. Блок-диаграмма Восточно-Кузнецкого месторождения. Составил В.П. Непочатых, схематизировал И.Б. Серавкин

1 - субвулканические базокварцевые липарито-дацитовые порфиры; 2 - кварц-серицитовые породы и сланцы; 3 - вторичные кварциты; 4 - туфобрекчии смешанного состава; 5 - туфы диабазовых порфиритов; 6 - вулканомиктовые отложения; 7 - рудные тела; 8 - разрывные нарушения

Рудные тела располагались среди превращенных в кварц-серицитовые сланцы кварцевых липарито-дацитовых порфиров - вблизи контакта с перекрывающими их туфами основного, в меньшей мере, смешанного состава (рис. 24).

Основное значение в локализации оруденения имели зоны рассланцевания, осложненные плейчатостью, и в целом параллельные им разрывные нарушения, простирающиеся по азимуту $330-350^{\circ}$ и имеющие падение на восток под углами $45-60^{\circ}$. Эти элементы в общем совпадают с напластованием пород, но нередко и пересекают его под более крутыми углами.

Рудные тела залегают в большинстве случаев согласно с рассланцеванием, часто располагаясь в контактах субвулканического тела базокварцевых липарито-дацитовых порфиров (рис. 24).

Форма рудных тел линзообразная, с плавным уменьшением мощности от центра линзы, до острого выклинивания по падению и простираению. В частных случаях форма рудных тел более сложная, что связано с секущими рассланцевание разрывными нарушениями, которые также контролировали оруденение. Здесь наблюдались изог-

нутые пластообразные залежи и острые клинообразные апофизы, следующие вдоль плоскостей разрывов. Несогласное по отношению к напластованию и сланцеватости положение занимала центральная часть линзы "Западная", которая была локализована в шве разрывного нарушения, простирающегося по азимуту 50° с падением на юго-восток под углом 85° . Восточная и западная части этой линзы залежали согласно с рассланцеванием и параллельным ему разрывным нарушением (азимут простираения 360° , падение на восток под углом 50°).

Рассмотренные элементы структуры (рассланцевание и трещины) были дорудными, что доказывается отсутствием разрыва сплошности рудных тел на продолжении трещин, ярко выраженным влиянием этих элементов на форму рудных тел и реликтами милонитов и кварц-серицитовых сланцев внутри руды.

На месторождении преобладали сплошные руды с резкими контактами, ограниченными маломощными зонами сланцев с вкрапленностью пирита. Наряду с этим встречались линзы сплошного колчедана, постепенно переходящие в промышленные прожилково-вкрапленные руды, сменяющиеся непромышленной вкрапленностью сульфидов.

Окислительные метасоматические образования представлены вторичными кварцитами, кварц-серицитовыми, кварц-хлоритовыми и кварц-карбонат-хлоритовыми породами. Рудные линзы располагались на фланге метасоматического ореола кварц-серицитовых пород вблизи контакта или непосредственно в контакте с вышележащими частично измененными туфами основного состава (рис. 24).

Закономерности размещения колчеданного оруденения в Баймакском рудном районе, как видно из приведенного материала, определяются совокупностью магматических и структурных факторов. На примере отдельных месторождений и рудных тел отчетливо прослеживается структурный контроль оруденения разрывными нарушениями, контактами субвулканических тел и некоторыми литологическими разновидностями вулканогенных пород. Но узловое размещение месторождений не может быть целиком объяснено ни с позиции контроля оруденения разрывными нарушениями и участками их пересечений, ни с точки зрения рудоконтролирующего значения определенных стратиграфических горизонтов. Основное значение в концентрации рудного вещества, как показывает рассмотренный материал, принадлежит вулcano-тектоническим структурам, сформировавшимся в процессе активного вулканизма и на завершающих его стадиях, ознаменовавшихся внедрением субвулканических тел кислого состава. Выделяется два типа рудоносных вулcano-тектонических структур: 1) кальдеры обрушения и 2) вулканические брахиантиклинали. В тех и других месторождениях локализованы по периферии кольцеобразных в плане построек (либо в обрамлении кальдеры, либо на склоне вулcano-тектонического поднятия) и находятся в тесной пространственной связи с поздними субвулканическими телами кварцевых липарито-дацитовых порфиров, залегающих,

как правило, в эндо- и экзоконтактных зонах их апикальных частей. Поздние субвулканические образования повсеместно являются дорудными, они подвержены интенсивным, хотя в целом и значительно более слабым, чем вмещающие их породы, гидротермально-метасоматическим преобразованиям и вмещают колчеданное оруденение.

По морфоструктурным особенностям рудных тел и их размещению в пределах вулканотектонических построек среди месторождений Баймакского рудного района могут быть выделены два крайних типа, связанных между собой рядом промежуточных разновидностей:

1. Месторождения в линейных зонах расланцевания, представленные преимущественно крутопадающими линзообразными рудными телами (характерны для Восточно-Баймакской зоны - месторождения Тубинской группы, Кульюрт-тау, Ново-Троицкое и Графское, Семеновские месторождения; в меньшей мере, для Центрально-Баймакской зоны - месторождение Таш-тау).

2. Месторождения в апикальных частях пластообразных субвулканических тел, рассеченных крутопадающими разрывными нарушениями, представленные рудными телами сложной формы с пологой кровлей и крутыми корневыми частями (характерны для Западно- и Центрально-Баймакской зон - месторождения Майское, Бакр-тау).

МАКАН-БУРИБАЕВСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

В геологическом строении района основную роль играют силуродевонские вулканогенные формации, приуроченные (с запада на восток) к Вознесенско-Сакмарской, Таналыкской и Ирендыкской структурно-формационным зонам.

Первую из них слагают осадочно-вулканогенные толщи ландовейско-нижнелудловского возраста, относящиеся к фтанит-обломочно-спилит-диабазовой формации. Толщи прорваны многочисленными телами альпинотипных гипербазитов, из которых наиболее крупный Байгускарковский массив, и содержат медно-никелевые и медно-кобальтовые месторождения (Ивановское и Дергамышское). Рудные тела этих месторождений располагаются в контактах вулканогенных пород с серпентинитами и развитыми здесь же небольшими жилкообразными телами габброидов.

Ирендыкская структурно-формационная зона, представленная в рассматриваемом районе своим южным окончанием, занимает его восточную и северо-восточную части. Здесь распространены преимущественно пирокластические толщи пород главным образом андезито-базальтового состава, представляющие слабо дифференцированную андезито-базальтовую формацию. Эти толщи имеют, по сравнению с типичным и относительно однообразным составом андезито-базальтовой формации хребта Ирендык, менее однородное строение, отличаясь значительным развитием среди андезито-базальтовых

вулканитов пачек пирокластических пород и эффузивов андезито-дацитового и дацитового состава, а также утрачивая в значительной мере характерный для ирендыкской формации петрографический облик самих андезито-базальтовых членов: их ярко выраженное порфировое строение и вкрапленники пироксена.

И.С.Анисимов, А.М.Косарев, А.И.Кривцов (Кривцов, и др., 1970) и другие геологи в Ирендыкской структурно-формационной зоне в Макан-Бурибаевском рудном районе выделяют (с севера на юг) несколько субширотных структурно-фациальных блоков более высоких порядков (Майский, или Сукраковский, Подольский и Сагитовский), различающихся составом, мощностями и строением толщ андезито-базальтовой формации. Наиболее дифференцированным составом, меняющимся от андезито-базальтового до дацитового и даже липарито-дацитового, при переслаивании пачек андезито-базальтовых, андезито-дацитовых, дацитовых и липарито-дацитовых вулканогенных пород, обладает рассматриваемая формация в северном блоке, включающем Вишнеvский, Матраевский и Сукраковский участки (Майский блок, по А.И.Кривцову). На этой площади, кроме того, вулканогенные толщи прорваны крупными субвулканическими телами липарито-дацитового состава. В южных блоках мощность формации сокращается, а ее состав становится более однородным, преимущественно андезито-базальтовым, хотя и здесь среди туфов, эффузивов и вулканических брекчий андезито-базальтового состава нередко прослой дацитовых и андезито-дацитовых вулканитов. В верхних горизонтах рассматриваемой формации (в Сагитовском блоке) встречаются линзы известняков с эйфельской фауной, на основании чего возраст формации обычно принимается нижнедевонско-эйфельским.

Между кратко охарактеризованными Вознесенско-Сакмарской и Ирендыкской зонами расположена Таналыкская структурно-формационная зона, сложенная предположительно силурийскими вулканогенными толщами, представляющими в разной мере дифференцированную (базальт-дацито-липаритовую и базальт-андезито-базальт-андезито-дацит - дацито-липаритовую) формацию. Она залегает в двух структурно-формационных зонах второго порядка: Акъяр-Бурибаевской (западной) и Макан-Мамбетовской (восточной), которые будут охарактеризованы подробнее, так как являются главными колчеданосными зонами района.

Естественными границами структурно-формационных зон первого и второго порядков служат разломы глубокого заложения (с запада на восток): Бурибаевский, Макан-Петропавловский и Мамбетовский, имеющие близмеридиональное и северо-западное (Макан-Петропавловский разлом) простираения. Ограничения поперечных блоков менее четки, вдоль их границ лишь местами выявлены разрывные нарушения субширотного и северо-восточного простираений, в большей же мере поперечные блоки выделяются по изменениям фациального, вещественного состава и мощностей определенных вулканогенных толщ и их площадному распространению.

Формации раннегеосинклинального подэтажа на довольно обширных площадях с несогласием перекрыты вулканомиктовыми живетскими и флишоидными фаменско-нижнетурнейскими отложениями, накапливавшимися в позднегеосинклинальных прогибах. Наиболее крупные из них - 1) Переволочанский, выполненный флишоидами зилаирской свиты и разделяющий Вознесенско-Сакмарскую и Тана-лыкскую структурно-формационные зоны; восточная граница распространения зиларийской свиты тектоническая, проходит по Бурибаевскому крутому взбросо-сдвигу, по которому силурийские породы надвинуты на отложения фамена - нижнего турне; 2) Суртанузьякский, также в основном заполненный фаменско-нижнетурнейской флишоидной формацией с залегающим в ее основании горизонтом кремнистых сланцев и, в меньшей мере, подстилающими флишоиды вулканомиктовыми отложениями живетского возраста; 3) Подольский, охватывающий одноименный поперечный блок Ирендыкской структурно-формационной зоны и выполненный живетскими вулканомиктовыми отложениями; 4) Мамбетовский, разделяющий в южной части района Акъяр-Бурибаевскую и Макан-Мамбетовскую структурно-формационные зоны; заполнен отложениями зилаирской свиты, имеет в плане форму клина, обращенного острием к северо-северо-западу и ограниченного с запада Восточно-Акъярским разломом, а с востока - сравнительно пологим Мамбетовским надвигом, по которому с востока на зилаирские отложения надвинуты силурийские породы.

Рассмотренные палеозойские образования на значительной площади района перекрыты рыхлыми мезозой-кайнозойскими отложениями платформенной стадии развития региона (юрскими галечно-песчано-глинистыми, неогеновыми глинистыми и четвертичными суглинистыми), мощность которых в отдельных частях (на севере района) достигает 100-150 м.

АКЪЯР-БУРИБАЕВСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА II ПОРЯДКА

По данным гравиметрических работ (Кривцов и др., 1970), площадь Акъяр-Бурибаевской зоны представляет область повышенных значений поля силы тяжести с постепенным падением его интенсивности в северо-восточном направлении. На этом фоне четко выделяются три изометричных гравитационных максимума и несколько гравитационных ступеней, из которых наиболее протяженные и резко выраженные имеют субмеридиональное простирание, а более локальные - северо-западное, северо-восточное и субширотное. Картина физических полей в общем, а во многих случаях и в деталях, хорошо соответствует данным геологических съемок и тематических работ, проведенных в районе И.С.Анисимовым, Е.Б.Бельте-невой, М.Ш.Биковым, М.Н.Долгим, А.А.Захаровым, А.И. Колтышевой, А.И.Кривцовым, Э.А.Мальковой, В.А.Прокиным, И.И.Черновой и уточненных в северной части зоны нашими исследованиями. По

этим данным площадь зоны слагают преимущественно эффузивы основного состава, главным образом диабазы и спилиты, в верхних горизонтах которых локально развиты кремнекислые вулканогенные породы. Эти толщи образуют контрастную базальт-дацито-липаритовую часть дифференцированной формации, возраст которой нигде надежно не установлен прямыми палеонтологическими находками (не считая косвенных сопоставлений Б.М. Садрисламовым комплексов радиолярий Акъяр-Бурибаевской зоны с радиоляриями фаунистически охарактеризованных пород Вознесенско-Сакмарской зоны, проведенных с большими допущениями) и принимается на основании петрографических сопоставлений и структурного положения формации то нижнесилурийским, то соответствующим концу раннего - началу позднего силура, то нерасчлененным ниже-верхнесилурийским или даже нерасчлененным поздневенлокско-раннеэйфельским (Кривцов и др., 1970). Последняя точка зрения, пожалуй, наиболее соответствует имеющимся фактическим данным (а вернее, их отсутствию), хотя и она не уточняет, а скорее констатирует неясность вопроса.

В северо-восточной части рассматриваемой зоны породы контрастной части дифференцированной формации перекрыты без сколько-нибудь заметного несогласия эффузивно-пирокластической толщей андезито-базальтового состава, относящейся к слабо дифференцированной андезито-базальтовой формации нижнедевонско-эйфельского возраста. Между нею и подстилающими диабазо-спилитовыми образованиями залегает толща вулканогенных пород небольшой мощности, сложенная переслаивающимися пачками плагиоклазовых андезито-базальтовых порфиритов, андезито-дацитовых и дацитовых порфиритов и пирокластических аналогов этих пород. Эта толща и ее соотношения с подстилающими, перекрывающими и расположенными восточнее вулканогенными образованиями имеют большое значение в понимании взаимоотношений контрастного разреза Акъяр-Бурибаевской зоны с разрезом Маган-Мамбетовской зоны, обладающим более дифференцированным составом.

На площади Акъяр-Бурибаевской структурно-формационной зоны известно два медноколчеданных месторождения: Бурибаевское, расположенное в юго-западной части зоны и ныне отработанное, и Юбилейное, приуроченное к северному замыканию зоны и находящееся в стадии завершения его детальной разведки. Оба месторождения представляют типичные объекты колчеданной рудной формации, имеющие простой состав руд, сложенных в основном пиритом, халькопиритом и сфалеритом при ничтожном содержании или отсутствии галенита, блеклой руды и других еще более редких минералов. Кроме месторождений, известно несколько сульфидных проявлений, наиболее значительные из которых - Западное, представляющее западный фланг Юбилейного месторождения, Хворостянское, расположенное в 8-9 км к юго-востоку от того же месторождения, и многочисленная группа рудных подсечений скважинами, пройденными в 2-4 км к северу, востоку и главным образом к югу от

Бурибаевского месторождения. В целом месторождения и рудопроявления образуют два резко обособленных рудных поля в северной и южной частях зоны. В разрезе контрастной части формации выделяются толщи (снизу вверх):

Мощность, м

1) диабазов, диабазовых и базальтовых порфиритов, переслаивающихся в верхней части с подчиненным количеством эффузивных потоков спилитов и вариолитов. . . .

более 700

2) спилитов, вариолитов и ассоциирующихся с ними гиалокластитов с подчиненными эффузивными потоками диабазов и маломощными прослоями кремнистых туффитов и вулканомиктовых пород.

300-500 до 600

В верхней части второй толщи, иногда завершая ее, в других случаях перекрываясь базальтовыми эффузивами, локально залегают эффузивы, в меньшей мере туфы дацитового, реже липарито-дацитового состава и сопровождающие их дайки, штоки и экструзивные куполы кремнекислого состава. Кислые породы образуют несколько вулканических построек центрального типа, расположенных на следующих участках (с севера на юг): 1) Петропавловском (Юбилейное месторождение), 2) Хворостянском (окрестности дер. Хворостянка), 3) Красный Маяк (к востоку от пос. Бурибай), 4) в юго-западных окрестностях пос. Бурибай, где кислые породы образуют, по данным А.И.Кривцова, моноклиральную гряду, образующую, видимо, лишь небольшой фрагмент деформированной вулканической постройки.

Указанные толщи, которые в дальнейшем изложении для краткости будут именоваться "диабазовой" и "спилитовой", судя по их фациальному составу, представляют типичные субмаринные образования, накопившиеся в результате главным образом трещинных излияний, которые, однако, в областях глубинных расколов и высокой концентрации магмоподводящих трещин образовали довольно крупные вулканогенные поднятия куполообразной формы. Им соответствуют упоминавшиеся гравитационные максимумы. Мощности и общий состав диабазовой и спилитовой толщ, а в ряде случаев и отдельных слагающих их пачек, достаточно выдержаны на значительных расстояниях. Лишь в отдельных блоках в составе толщ заметную роль играют специфические типы пород. Так, на Хворостянском участке в объеме спилитовой толщи и особенно в ее верхних стратиграфических горизонтах широко распространены пироксеносодержащие спилиты и пироксеновые базальтовые порфириты с гиалиновой основной массой и крупными (до 1 см) фенокристаллами пироксена. Последние, переслаиваясь с кислыми эффузивами и вулканомиктовыми горизонтами, слагают своеобразную пачку пород контрастного состава.

Субвулканические и гипабиссальные образования

Субвулканические тела в Акъяр–Бурибаевской зоне не пользуются столь широким распространением, как в Баймакском рудном районе или в восточной части рассматриваемого района. Их наиболее высокая концентрация отмечается на трех участках: 1) в восточной части Петропавловского рудного поля и на Хворостянском рудопроявлении, где субвулканические образования в виде даек и пластовых тел локализованы в зоне регионального Макан–Петропавловского разлома; 2) на Самарском участке, представляющем крупное вулканогенное поднятие, пересеченное широкой зоной трещин субширотного простирания, в которых локализованы многочисленные дайки дацитовых порфиритов и диабазов; 3) на Бурибаевском месторождении.

На Юбилейном месторождении, по нашим данным, выявлены субвулканические тела кварцевых липарито–дацитовых порфиритов, обладающих преимущественно среднепорфировыми структурами со сферолитовой основной массой. Тела обладают сложной, преимущественно пластообразной формой и зональным строением, заключающимся в смене снизу вверх и от центра к периферии пород с фенокристаллами кварца – базокварцевыми разновидностями и магматогенными брекчиями. Последние представлены двумя основными разновидностями: автомагматическими и эксплозивными брекчиями, связанными постепенными переходами. Эксплозивные брекчии, слагающие внешние апикальные части субвулканических тел, состоят преимущественно из обломков и линзовидных обособлений кислого флюидального стекла, целиком замещенного серицитом, хлоритом и кварцем и содержащего многочисленные реликты газовых пузырьков и обломки сравнительно свежих кристаллов альбита. Присутствие неизмененного или лишь частично измененного плагиоклаза в пузыристой метасоматической массе весьма характерно и свидетельствует о крайне неравновесных и быстро протекавших процессах метасоматоза в связи с катастрофическим отделением и вскипанием флюидов в кровле субвулканических тел.

Рассмотренные субвулканические тела залегают среди спилитов, вариолитов и дацитовых порфиритов, по-видимому, эффузивной фации – в верхних горизонтах разреза контрастной части формации, местами прорывая вышележащие андезито–базальтовые порфириты.

Более поздними субвулканическими образованиями на Юбилейном месторождении являются дайки дацитовых порфиритов, местами прорывающие охарактеризованные выше силлы липарито–дацитового состава. Дайки имеют, судя по материалам бурения, северо–западное и северо–восточное простирания.

Наиболее полно нами изучены субвулканические образования на Хворостянском участке. Здесь при детальном картировании выявлено несколько поколений субвулканических тел кислого и основного состава, отличающихся петрографическими особенностями, положе-

нием в разрезе, в разновозрастных элементах структуры и (для кислых образований) фоновыми содержаниями меди (табл. 7).

Субвулканические тела липарито-дацитовых порфиров Юбилейного месторождения по составу и своему стратиграфическому положению ближе всего стоят к кварц-плагиоклазовым липарито-дацитовым порфирам второй фазы внедрения на Хворостянском участке, а более поздние дайки дацитовых порфиритов, — по-видимому, к фельзитовидным дайкам III фазы внедрения, т.е. субвулканические образования Юбилейного месторождения представляют относительно раннюю группу тел, тесно связанную с формированием дифференцированной формации.

Субвулканические дайки дацитового и диабазового состава, слагающие субширотный Самарский пояс, как это было выяснено на Хворостянском участке, куда входит северная часть названного пояса, принадлежат наиболее поздним субвулканическим образованиям Актяр-Бурибаевской зоны. К субвулканическим телам поздней группы, хотя и внедрившимся несколько ранее субширотных даек, относятся средние-, крупнопорфировые и мегафировые кварцевые липарито-дацитовые и липаритовые порфиры Хворостянского участка. Аналогичные породы значительно более широко распространены к юго-востоку, в пределах Макан-Мамбетовской зоны.

На Бурибаевском месторождении, по данным А.И.Кривцова, выделяются следующие типы субвулканических пород (в порядке последовательности их внедрения): 1) пироксеновые порфириты базальтового состава, слагающие пластовые тела, в целом залегающие согласно с вмещающими породами; 2) андезитовые порфириты, образующие крупное пластообразное тело в восточной части карьера Бурибаевского месторождения; 3) дацитовые порфириты, слагающие дайки изменчивого (от северо-западного до северо-восточного) простирания.

Интрузивные образования гипабиссальной фации довольно широко развиты в Актяр-Бурибаевской зоне. Некрупные массивы, жилеобразные тела и дайки габбро-диабазов, габбро-диоритов, диоритов и ассоциирующихся с ними плагиогранитов известны к югу от Бурибаевского месторождения, в центре и в западном крыле Самарского вулканогенного поднятия и на юго-западных флангах Петропавловского рудного поля. Все они расположены в широкой зоне Бурибаевского разлома, тяготея к его основной, западной ветви и к ядрам вулканогенных поднятий.

По материалам исследований А.И.Кривцова (Кривцова и др., 1970), В.А.Прокина, М.Н.Долгого и других и нашим данным, габброиды, по-видимому, неоднократно внедрялись в течение раннегеосинклиальной и позднегеосинклиальной стадий развития Магнитогорского прогиба. Тела ранней группы, представленные главным образом габбро-диабазами, развитыми в ядрах Самарского и Бурибаевского поднятий, а также в зоне Бурибаевского разлома на одноименном месторождении и к югу от него, залегают среди основных пород контрастной части формации, пересечены субвулканичес-

Таблица 7

Основные геологические, петрографические и некоторые геохимические участка

Фаза внедрения	Петрографический состав	Характер микроструктур (в кислых породах)
I	Плагноклазовые и роговообманково-плагноклазовые дацитовые порфиры	Микролитовые
II	Роговообманково-плагноклазовые, мелкопорфировые кварц-плагноклазовые и плагноклазовые липарито-дацитовые порфиры	Микроаллотриоморфно-зернистая, микрогранитная, сферолитовая (в кварцевых порфирах)
III	Фельзитовидные липарито-дацитовые порфиры, андезито-дацитовые порфиры Плагноклазовые андезито-базальтовые порфиры	Микропойкилитовые
IV	Средне-, крупнопорфировые и мегапорфировые липарито-дацитовые и липаритовые порфиры	Сферолитовые
V	Плагноклазовые и роговообманково-плагноклазовые дацитовые порфиры Диабазы, диабазовые порфиры	Микролитовые

кими дайками порфиров и местами затронуты околорудными гидротермальными преобразованиями. Интрузивные тела позднегеосинклинальной стадии, включающие диориты, габбро-диориты, габбро-диабазы и ассоциирующиеся с габброидами кварцевые диориты и плагнограниты, тяготеют к поздним трещинам длительно формировавшегося Бурибаевского разлома, прорывают отложения зилаирской свиты ($D_3fm - C_{1t1}$), имея, таким образом, нижнекаменноугольный возраст.

Структура Акъяр-Бурибаевской зоны

В рассматриваемой зоне в целом вулканогенные породы залегают под углами $10-15^\circ$ к север-востоку. Общее моноклиальное залегание толщ в западной части зоны значительно осложнено субмеридионально ориентированной цепью вулканических брахиантиклиналей, в ядрах которых обнажены вулканиты диабазовой толщи, а

особенности разновозрастных субвулканических образований Хворостянского

Стратиграфический диапазон распространения	Структурное положение	Форма залегания	Фоновое содержание меди в п. 10 ⁻³ %
Диабазовая и спилитовая толщи контрастной формации	Дайки в трещинах, азимут простирания 305-315°, штоки вблизи кислых вулканических центров	Дайки, штоки	1,8
Андезито-базальто-андезито-дацитовая толща, залегающая на спилитовой толще контрастной формации	Дайки в трещинах, азимут простирания 320-330°	Силлы, местами переходящие в дайки, штоки (кварцевых порфиров)	2,8
Преимущественно андезито-базальто-андезито-дацитовая толща, местами вышележащая андезито-базальтовая толща (D ₁ - D _{2e})	В трещинах, азимут простирания 320-330° и 40-50°	Дайки	3,0
Все вулканогенные толщи	В трещинах, азимут простирания 320-330° и 355-5°	Дайки, тела сложной формы, штоки	4,0
"	В трещинах, азимут простирания 70-110°	Ветвящиеся дайки	6,7

крылья слагают эффузивы спилито-вариолитового состава. С севера на юг - это Петропавловское, Самарское, Бурибаевское и Акъярское вулканогенные поднятия. Их площади на уровне современной палеозойской поверхности занимают соответственно от 6 до 30 км², а площади оснований на уровне максимальной изученности на глубину (около 500 м) - в 2-3 раза больше. Северное из них, Петропавловское вулканогенное поднятие, представлено лишь своей восточной частью, так как его западное крыло срезано Бурибаевским разломом. Строение восточного склона поднятия изучено нами достаточно детально по данным многочисленных скважин, увязанным в одном из профилей с результатами сейсмических работ. Поверхность пород диабазовой толщи падает к востоку и северо-востоку под углами 35-40°, на расстоянии около 1 км выполаживается и приобретает горизонтальное залегание, осложненное мелкими валобразными структурными формами. Эффузивные потоки спилитов, вариолитов

и прослой гиадокластитов вышележащей толщи залегают в целом более полого, чем поверхность диабазов, притыкаясь к склону вулканогенного поднятия.

По данным М.Н.Долгого и А.И.Кривцова, Самарская и Бурибаевская структуры имеют асимметричное строение, обусловленное более крутым залеганием пород в западных крыльях по сравнению с восточными. Так, в западном крыле Бурибаевской структуры, вблизи Бурибаевского разлома, породы падают в среднем под углами от 40 до 60°, тогда как в восточном крыле они залегают под углами около 30°, приобретая более пологие залегания вверх по разрезу.

Изложенные данные убеждают в том, что рассмотренные брахи-антиклинальные структуры представляют довольно крупные базальтовые вулканические конусы, эродированные и значительно деформированные в процессе последующих тектонических напряжений. В частности, более крутые залегания пород на их западных склонах связаны, по всей вероятности, с взбросовыми движениями по Бурибаевскому разлому.

Залегание спилито-вариолитовой толщи на большей части площади рассматриваемой зоны характеризуется, в целом, спокойными пластообразными формами, обусловленными трещинным типом изверженной базальтовой лавы. Однако в верхних стратиграфических горизонтах толщи, вблизи северо-восточной границы Акъяр-Бурибаевской зоны широко распространены куполовидные постройки спилит-вариолит-гиадокластитового состава. Слагающие их породы в большинстве своем представлены шлаковыми разностями.

Базальтовые шлаковые куполы выявлены на Юбилейном месторождении и к юго-востоку от него, на Хворостянском участке. Они расположены в пределах мобильной зоны Макан-Петропавловского разлома, где образуют обособленные группы (Юбилейное месторождение) или гряды северо-западного простирания (Хворостянский участок). Диаметры основания шлаковых куполов, имеющих в плане изометричные очертания, составляют 800-1200 м, углы падения склонов - от 20 до 40°. Вышележащие эффузивно-пирокластические пачки залегают обычно значительно положе, местами почти горизонтально, заполняя впадины древнего рельефа и, таким образом, нивелируя его. Отмеченные структурные соотношения в совокупности с наблюдениями над характерным фациальным составом пород, слагающих эти куполовидные формы, не оставляют сомнения в их первично-вулканическом происхождении, хотя эти формы и осложнены более поздними складчатыми и разрывными деформациями.

Накопление кремнекислых вулкаников было обусловлено уже исключительно вулканизмом центрального типа, о чем достаточно убедительно свидетельствует локальное развитие кислых пород. Небольшие вулканические постройки кремнекислого состава возникали в зонах крупных разломов и контролировались главным образом разрывными нарушениями северо-северо-западного простирания. В северной части Акъяр-Бурибаевской зоны выявлено и закартиро-

вано несколько таких аппаратов. В общем, для них характерен преимущественно дацитовый состав эффузивных потоков, залегающих полого-периклинально относительно жерловых зон, заполненных экструзивными или субвулканическими телами дацитового и липарито-дацитового состава, небольшое развитие туфов кислого состава в пределах построек, смена кислых эффузивов туфами смешанного (базальтового и дацитового) состава и вулканомиктовыми горизонтами по латерали от центра к периферии построек, концентрация в пределах построек субвулканических тел.

Основными разрывными нарушениями на рассматриваемой территории, как отмечалось, являются Бурибаевский и Макан-Петропавловский разломы. Эти разломы, а в ряде случаев и образующие их отдельные зоны смятия и крупные трещины, отчетливо выражаются в физических полях: в поле силы тяжести - гравитационными ступенями, изгибами изоаномал ("деформациями" поля) и цепочками вытянутых локальных аномалий, а в магнитном поле - в некоторых случаях также закономерным положением магнитометрических аномалий.

Бурибаевский разлом, по материалам В.А.Прокина, М.Н.Долгого, А.А.Захарова, М.Ш.Бикова и нашим данным, представлен простирающейся по азимуту 348-350 до 360° широкой (около 2,5 км) зоной интенсивного смятия, дробления и расщепления пород, в пределах которой отмечаются параллельные друг другу и зоне в целом разрывные нарушения. Наиболее протяженное и крупное из них - разрывное нарушение, служащее западным ограничением зоны разлома, линия которого обычно и показывается на геологических картах. Оно имеет крутое восточное падение под углами 70-75° и является плоскостью сместителя, по которому восточное крыло относительно приподнято. Амплитуда взброса составляет около 500 м. В северной части зоны по скважинам достоверно установлено надвигание по этому нарушению пород контрастной части формации на зилаирские отложения. Указанное разрывное нарушение, как и зона Бурибаевского разлома в целом, вмещает многочисленные разновозрастные субвулканические дайки и интрузивные тела, при этом ранние дайки дацитовых порфиритов интенсивно раздроблены, а наиболее поздние интрузивные тела габбро-плагиогранитного комплекса почти не затронуты катаклизмом.

В гравитационном поле зона разлома фиксируется резким перепадом интенсивности силы тяжести. Примерно на широте в 8 км к югу от Юбилейного месторождения от основной зоны разлома, по данным М.Ш.Бикова, отходит восточная ветвь нарушения, следующая к югу параллельно основной зоне и выраженная в пределах Бурибай-Акъярского участка Восточно-Бурибаевским разломом. Между этими разрывными нарушениями регионального масштаба развиты многочисленные локальные разрывы субширотного (в пределах Самарского вулканогенного поднятия) и северо-западного (в пределах Бурибаевского вулканогенного поднятия) простираний. Диагональные трещины, судя по элементам их залегания (азимут про-

стирания $310-315^{\circ}$, падение к северо-востоку под углами $60-65^{\circ}$ являются опережающими, они возникали в результате разрядки сколовых напряжений при движениях по субмеридиональным разломам. Субширотные трещины отражают, по-видимому, положение регионального поперечного раскола в фундаменте прогиба, прослеживающегося через весь район и за его пределами, но наиболее интенсивно проявившегося в блоке между крупными субмеридиональными нарушениями.

Формирование Бурибаевского разлома было длительным, о чем свидетельствует приуроченность к нему диабазовых вулканогенных поднятий и разновозрастных субвулканических и интрузивных образований. Кроме того, по материалам А.И.Кривцова, на Бурибаевском месторождении можно выделить по крайней мере два этапа развития субмеридиональных нарушений: формирование зон расслабления с крутым западным падением и образование разрывных нарушений с крутым восточным падением, по которым произошли взбросы (или, по В.А.Прокину, взбросо-сдвиги).

Таким образом, Бурибаевский разлом, заложившись на ранних стадиях накопления дифференцированной формации и служивший каналом инициального магматизма, впоследствии неоднократно подновлялся, в том числе и в позднегеосинклиналиную стадию развития региона.

Макан-Петропавловский разлом, образующий северо-восточную границу рассматриваемой зоны, представляет разрывное нарушение иного типа. Его строение детально изучено И.Б.Серавкиным на Хворостянском участке. Зона разлома, простирающаяся в целом по азимуту $315-320^{\circ}$, имеет ширину $2-2,5$ км. В ее пределах развиты главным образом трещины северо-западного, северо-северо-западного и северо-восточного простираний, в большинстве своем залеченные разновозрастными субвулканическими дайками. На основании их пересечений, изучения отдельных разрывных нарушений и анализа диаграмм мелкой тектонической трещиноватости была выведена последовательность проявления различных систем разрывных нарушений (от древних к молодым): 1) зоны смятия и сколовых трещин, местами не выходящие за пределы нижних горизонтов спилитовой толщи – азимут простирания $305-315^{\circ}$; 2) сколовые трещины – азимут простирания $45-50^{\circ}$; 3) трещины скола – азимут простирания $320-330^{\circ}$, местами до $335-340^{\circ}$; 4) трещины отрыва субширотного простирания – азимут простирания $70-115^{\circ}$.

Таким образом, в длительной истории формирования зоны Макан-Петропавловского разлома выявляется несколько этапов. Вначале он контролировал размещение спилитовых куполов, ряды которых расположены по азимуту $305-315^{\circ}$. К этому же этапу относятся заложение разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простираний. На более поздних этапах при несколько изменившемся плане деформаций (повороте главной оси напряжений по часовой стрелке на $15-20^{\circ}$) образовывались сколовые зоны се-

веро-северо-западного простирания с крутыми северо-восточными падениями, послужившие затем путями проникновения кислых расплавов, сформировавших мелкие вулканические аппараты и многочисленные дайки поздних фаз внедрения. В современной структуре зона Макан-Петропавловского разлома имеет отчетливо выраженное кулисообразное строение, обусловленное наиболее резко выраженными разрывными нарушениями северо-северо-западного простирания. По некоторым из них (Главный разлом Юбилейного месторождения, Маканский разлом) произошли сбросы с амплитудой порядка 200-300 до 500 м. Строение разлома, кроме того, осложнено поперечными нарушениями северо-восточного простирания, обуславливающими ступенчатую структуру, образовавшуюся в связи с опусканием отдельных блоков на стадии активного вулканизма и более поздними сбросовыми перемещениями. Субширотные трещины, являющиеся частью широкого регионального пояса трещиноватости, как отмечалось, оказываются наиболее молодыми, хотя их заложение происходило в ряде случаев на ранних этапах вулканизма.

Вулканические структурные формы в ряде мест значительно осложнены складками небольших размеров. Складчатость имеет отчетливо выраженный приразломный характер. Вблизи разрывных нарушений даже в сравнительно однородных, массивных эффузивах образовались довольно напряженные складки, но наиболее смяты расслоенные пачки эффузивов с прослоями вулканогенно-осадочных пород. Оси складок обычно простираются параллельно наиболее хорошо выраженным разрывным нарушениям. Например, в Хворостянском участке преобладающие простирания складок - северо-западные и северо-восточные.

Описание месторождений Акъяр-Бурибаевской зоны

Юбилейное медноколчеданное месторождение расположено в северной части района на восточном склоне Петропавловского вулканогенного поднятия, пересеченного зоной Макан-Петропавловского разлома. Разведку месторождения проводили Г.К.Долматов, М.Н.Долгий, В.В.Воробьев, Ф.Н.Рянский, Е.В.Попов и др. (Воробьев, Какаулин, 1972), а тематические работы осуществлялись А.И.Кривцовым с большим коллективом авторов (1970, 1973), Ф.Н.Рянским (1970), И.Б.Серавкиным (1971), П.В.Аржавитиным, М.Ю.Аржавитиной, Г.Н.Пшеничным и др.

По нашим данным в геологическом разрезе рудного поля принимают участие следующие пачки пород (снизу вверх):

	Мощность, м
1) диабазы, диабазовые и пироксеновые гиаобазальтовые порфириды	400
2) переслаивающиеся диабазы и спилиты	150-250
3) шаровые спилиты, вариолиты и гиа- локластиты	200-400

	Мощность, м
4) дацитовые порфириды и их туфы . .	от 0 до 100
5) диабазы и спилиты с подчиненными потоками плагиоклазовых андезито-базальтовых порфиритов и прослоями туфов кислого состава	от 20 до 100
6) плагиоклазовые андезито-базальтовые порфириды с прослоями туфов основного и кислого состава и небольшими потоками дацитовых порфиритов	
7) туфы и вулканические брекчии пироксен-плагиоклазовых андезито-базальтовых порфиритов с прослоями туфитов . .	190-220

Породы пачек 1-5 образуют контрастную часть дифференцированной формации, плагиоклазовые андезито-базальтовые порфириды (пачка 6) - стратиграфические и петрографические аналоги пород, значительно более широко распространенных в соседней к юго-востоку Макан-Мамбетовской зоне и представляющих более дифференцированную часть той же формации, а туфы и вулканические брекчии пироксен-плагиоклазовых порфиритов (пачка 7) образуют нижнедевонскую андезито-базальтовую формацию. Как видно из приведенного разреза, переходы между дифференцированной базальт-липаритовой и слабо дифференцированной андезито-базальтовой формациями постепенные, что подчеркивается не только залеганием между ними пачки плагиоклазовых андезито-базальтовых порфиритов, но и появлением отдельных эффузивных потоков этих пород в верхах разреза спилитовой толщи.

В структуре рудного поля большую роль играют разрывные нарушения северо-западного и северо-восточного простираний, обуславливающие его блоковое строение (рис. 25). К одному из поперечных блоков, характеризующемуся общим увеличением мощности пачки пород спилито-вариолитового состава, приурочены рудные тела Юбилейного месторождения, залегающие в верхней части разреза контрастной части формации.

На Юбилейном месторождении спилиты, вариолиты и ассоциирующие с ними гиалокластиты образуют вулканическую постройку, состоящую из двух рядом расположенных шлаковых куполов (рис. 26, 27). Южный из них выходит своей апикальной частью на палеозойскую поверхность, а северный, имеющий меньшие размеры, погребен под эффузивно-осадочно-пирокластической толщей андезито-базальтового состава. Интересно, что над северным шлаковым куполом подошва вышележащих отложений образует изометричную в плане депрессию, внутри которой эффузивные потоки, пласты пирокластического материала и разделяющие их горизонты туфитов залегают практически горизонтально. Депрессия, по-видимому, представляет небольшую древнюю кальдеру.

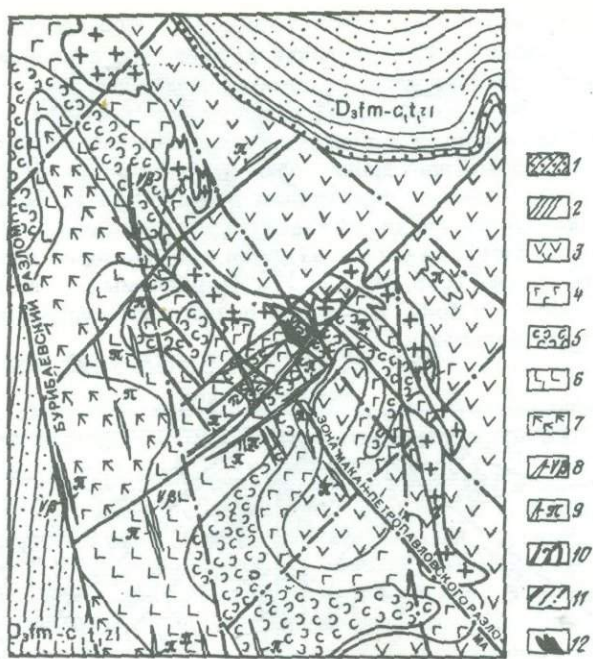


Рис. 25. Схематизированная геологическая карта палеозойской поверхности Петропавловского рудного поля. Составил И.Б. Серавкин

- 1 - флишеидные отложения зилаирской свиты ($D_3fm - C_1 t_1 z_1$);
- 2 - горизонт кремнистых сланцев в основании зилаирской свиты;
- 3 - пирокластические и эффузивные образования андезито-базальтовой формации и подстилающая их толща плагиоклазовых андезитобазальтовых порфиров; 4 - пачка верхних диабазов и спилитов;
- 5 - рудомещающая пачка шаровых спилитов, вариолитов и гиалокластитов; 6 - пачка переслаивания диабазов и спилитов; 7 - пачка нижних диабазов, диабазовых и гиалобазальтовых порфиров;
- 8-10 - интрузивные, субвулканические и жильные образования: 8 - дайки габбро-диабазов габбро-плагиогранитного комплекса ($\nu\beta$), 9 - дайки дацитовых порфиров (π), 10 - субвулканические тела липарито-дацитового состава (γ); 11 - разломы установленные и предполагаемые; 12 - рудные тела Юбилейного месторождения

Вулканическая постройка расчленена на серию мелких блоков разрывными нарушениями различной ориентировки, основным из которых является Главный разлом, простирающийся в северо-северо-западном направлении и падающий под углом $70-80^\circ$ к северо-востоку. По нему установлено перемещение типа сброса с вертикальной амплитудой в среднем около 120 м. Нарушения северо-восточного простирания, из которых наиболее крупные Южный и Центральный

разломы, ограничивающие, соответственно, с юго-востока и северо-запада рудоносный блок, обусловили ступенчатое строение месторождения в поперечном плане с общим понижением малоамплитудных ступеней в северо-западном направлении (рис. 27). Кроме того, существенную роль в структуре месторождения играют пологопадающие разрывные нарушения (азимут простирания $300-310^{\circ}$, падение к северо-востоку под углами $30-45^{\circ}$), в восточном крыле южного вулканического купола частично совпадающие с напластованием и на месторождении образующие два примерно параллельных структурных уровня (рис. 26, 27, I и II разломы), а на западном его фланге широкую зону, к которой приурочены сульфидные линзы Западного рудопроявления.



Рис. 26. Поперечный геологический разрез через Юбилейное месторождение. Составили И.Б.Серавкин, Ф.Н.Рянский, А.Т. Хусаинов

Условные обозначения см. на рис. 25

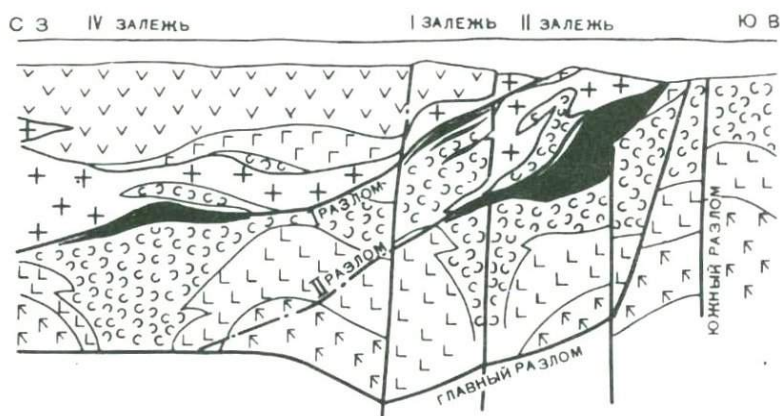


Рис. 27. Продольный геологический разрез I-I через Юбилейное месторождение. Составил И.Б.Серавкин

Условные обозначения см. на рис. 25

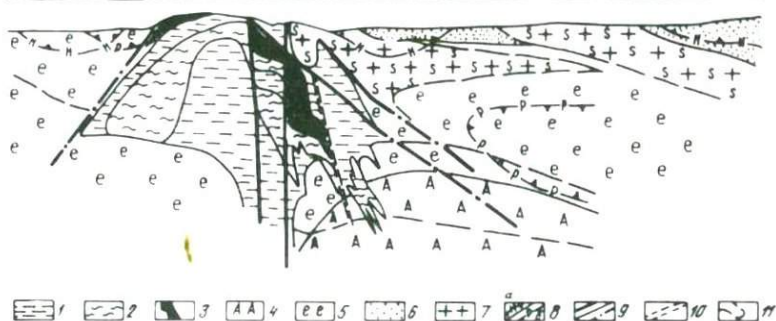


Рис. 28. Геологический разрез через Юбилейное месторождение (с показом метаморфизма). Составил И.Б. Серавкин

1 - хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты; 2 - хлорит-кварцевые метасоматиты; 3 - сульфидные руды; 4-6 - фаши регионального метаморфизма: 4 - эпидот-актинолитовая ступень зеленокаменной фаши, 5 - хлорит-эпидотовая ступень зеленокаменной фаши, 6 - пренит-пумпеллиитовая фашия; 7 - частично серицитизированные субвулканические тела липарито-дацитового состава; 8 - границы распространения минералов, связанных с околорудным метасоматозом: а - гематита, б - пумпеллиита; 9 - разломы: а - установленные, б - предполагаемые; 10 - зоны рассланцевания; 11 - контакты субвулканических тел и эффузивных пачек

Рассмотренные разрывные нарушения, значительно осложнив строение шлаковых куполов, в принципе все же не изменили их первично вулканических форм. Эти нарушения имели древнее заложение, так как деформировали главным образом толщи пород дифференцированной формации; в вышележащих отложениях они либо не прослеживаются, либо фиксируются в виде безамплитудных трещин. По древним разрывным нарушениям внедрились субвулканические тела кварцевых липарито-дацитовых порфиров, локализовавшиеся в форме сложнопостроенных силлов преимущественно в кровле шлаковых куполов (см. рис.26, 27). На детали морфологии субвулканических тел основное влияние оказали поперечные разрывные нарушения, обусловив тупые выклинивания и резкие увеличения мощности силлов. Такой представляется структура месторождения к началу процессов рудообразования. На месторождении выявлено четыре рудных тела, три из которых (Первая, Вторая и Третья рудные залежи) приурочены к южному куполу вулканической постройки, а Четвертая рудная залежь - к северному ее куполу (рис.28, см. рис.26, 27). Первая, Третья и Четвертая рудные залежи в целом облекают кровлю шлаковых куполов, имея пластообразную форму, а наиболее крупная Вторая рудная залежь располагается внутри южного купола и име-

ет секущее положение по отношению к напластованию вмещающих пород. Все рудные тела приурочены к нижним экзоконтактам субвулканических силлов и располагаются преимущественно среди брекчированных спилитов, вариолитов и гялокластитов и, частично, туфов и эффузивов дацитового состава, а также в небольшой мере среди слоистых вулканомиктовых горизонтов, перекрывающих вулканическую постройку (верхние линзы Первой рудной залежи).

Форма и условия залегания Второй рудной залежи (рис. 28, см. рис. 27) определяются сочетанием разрывных нарушений северо-западного направления, круто- и пологопадающих к северо-востоку, с пологими, почти горизонтальными элементами напластования эффузивной толщи. Основное рудоконтролирующее значение имел крутопадающий Главный разлом, вдоль отдельных трещин которого ориентированы рудные контакты рудного тела; кровля рудной залежи следует по пологому разлому (II разлом); определившему также положение подошвы субвулканического силла, а резкие уступы лежачего бока рудной залежи совпадают с элементами напластования. По простиранию рудное тело, имеющее общее северо-западное склонение, испытывает значительные раздувы мощности, обусловленные поперечными ступенями.

Состав руд Юбилейного месторождения сравнительно прост. Они сложены преимущественно пиритом, халькопиритом и сфалеритом, при ничтожных содержаниях галенита, блеклой руды, пирротина. Нерудные минералы представлены кварцем, карбонатом, хлоритом и серицитом. По минеральному составу выделяются пиритовые, халькопирит-пиритовые и сфалерит-халькопирит-пиритовые типы руд, размещающиеся в отдельных рудных телах и в целом по месторождению снизу вверх, в общем, в указанном порядке, хотя четкой зональности не наблюдается. Общие структурно-текстурные особенности руд, по данным В.Е.Арефьевой, — унаследованность рудой различных текстурных рисунков вмещающих пород (брекчий спилитов, мидалекаменных текстур эффузивов, вариолитовых структур, а также слоистости туффов), преобладание тонкозернистых структур при наличии метакolloидных и реликтовых колломорфных образований, повсеместное распространение пористости. Все это убеждает в метасоматическом происхождении руд и наряду с другими приводимыми здесь фактами не позволяет согласиться с появившимся в последнее время мнением некоторых геологов (А.А.Малахов, Е.В.Попов и др.), рассматривающих Юбилейное месторождение в качестве эксгальционно-осадочного.

Форма гидротермально-метасоматического ореола Юбилейного месторождения в общем соответствует грибообразному строению вулканической постройки (рис. 28). Рудные тела, как это типично вообще для колчеданных месторождений, расположены во внешней части ореола полных метасоматитов. Их кровлей служат частично измененные породы, чаще всего — субвулканические липарито-дацитовые порфиры. Эта картина в юго-восточной части вулканической постройки местами осложнена этажным размещением оруденения,

в связи с чем в кровле Второй рудной залежи (нижний этаж) залегают подрудные метасоматиты Первой залежи. Характерной особенностью состава метасоматического ореола Юбилейного месторождения является небольшое развитие серицита (мощные зоны выщелачивания, сложенные серицито-кварцевыми породами, здесь не вскрыты). Отмечаются лишь узкие полосы серицито-кварцевых пород, обычно следующие вдоль разрывных нарушений и являющиеся центральными частями частных метасоматических колонок.

Типовая зональность месторождения выглядит следующим образом. От центра к периферии и снизу вверх выделяются:

А - полные метасоматиты (без плагиоклазов), образующие зоны:

- 1) серицит-кварцевых и серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов,
- 2) хлорит-кварцевых и существенно хлоритовых метасоматитов,
- 3) сульфидных руд;

Б - частично гидротермально измененные породы (с плагиоклазами), слагающие зоны: 4) эпидотизации и интенсивных хлоритокварцевых изменений, 5) гематитизации, карбонатизации и слабых хлоритокварцевых изменений, 6) серицитизации.

Указанная зональность развилась на фоне регионально метаморфизованных пород, среди которых снизу вверх прослеживаются:

- 1) эпидот-актинолитовая ступень зеленокаменной фации, 2) хлорит-эпидотовая ступень зеленокаменной фации, 3) пренит-пумпеллитовая фация. Метасоматический ореол расположен в зоне хлорит-эпидотовой ступени регионального метаморфизма. Поэтому граница зоны околорудной эпидотизации обычно расплывчата.

* * *

Приведенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Юбилейное месторождение - гидротермально-метасоматическое образование, сформировавшееся на склоне базальтового вулкана, осложненного шлаковыми спилитовыми куполами и более молодой вулканической постройкой, представленной главным образом липарито-дацитовыми субвулканическими телами ранней группы, сопровождавшимися небольшим объемом эффузивов и туфов дацитового состава. Гидротермальные изменения и оруденение наложены на субвулканические тела, с которыми оруденение находится в тесных пространственных и возрастных соотношениях.

2. Размещение оруденения в пределах вулканической постройки определялось совокупностью литолого-структурных факторов. Большое значение имели синвулканические разрывные нарушения, обусловившие блоковое строение рудного поля. Дорудные разломы северо-северо-западного простирания, служившие путями проникновения кислых расплавов и впоследствии гидротермальных растворов, являлись рудоконтролирующими; разломы северо-восточного направления играли экранирующую роль в размещении кислых субвулканических тел, гидротермальных проявлений и оруденения. Важным литолого-структурным фактором контроля оруденения служили шла-

ковые куполы, сложенные благоприятными для замещения рудой пористыми породами.

3. Существенные различия в характере и степени гидротермальных изменений вмещающих пород в лежащем и висячем боках рудных тел объясняются закономерным выпадением сульфидов преимущественно на фланге ореола полных метасоматитов, т.е. на фронте нейтрализации гидротермальных растворов.

Бурибаевское медноколчеданное месторождение расположено в западном крыле одноименного вулканогенного поднятия, где приурочено к блоку пород спилитовой толщи, интенсивно раздробленному разноориентированными разрывными нарушениями зоны Бурибаевского разлома. Месторождение изучалось В.А.Прокиным (1969), рядом других геологов и наиболее детально А.И.Кривцовым, по чьим данным и приводится его описание.

Рудное поле месторождения разделено наиболее крупным разрывным нарушением зоны Бурибаевского разлома на западную и восточную части, существенно отличающиеся по геологическому строению. В восточной части развиты подушечные спилиты с прослоями вариолитов, их лавовых брекчий и гиалокластитов. К западу от разрывного нарушения, меняющего в районе месторождения простирание с северо-северо-западного на меридиональное и представленного взбросом или взбросо-сдвигом с плоскостью сместителя, падающей к востоку под углом $70-85^{\circ}$, залегает толща кремнистых сланцев, туффитов и туфов кислого состава, завершающая здесь контрастную часть разреза дифференцированной формации.

Месторождение залегало в восточном, относительно приподнятом крыле взброса, в настоящее время оно отработано.

Главную роль в локализации сульфидных руд, заместивших сравнительно однородные породы основного состава, играли зоны рассланцевания и разрывные нарушения. Основная из них - Центральная зона рассланцевания и разрывных нарушений, простирающихся в субмеридиональном направлении, - расширяется к северу и имеет крутое западное падение. Кроме того, распространены разрывные нарушения северо-северо-западного и северо-западного простирания, оперяющие Бурибайский разлом, межслоевые нарушения, полого падающие к западу, и субширотные трещины. Межплатовые нарушения были местами локализации субвулканических тел андезитового состава, наиболее крупное из которых залегает в лежащем боку основной рудной залежи. Трещины северо-западного и субширотного простираний заполнены более поздними дайками кислого состава, разделяющими месторождение на три субширотных блока. Наиболее молодые из субвулканических образований - дайки диабазов - внедрялись по различным трещинам, главным образом субмеридионального направления. Интрузивные тела габбро-диабазов залегают в зоне Бурибаевского разлома.

Форма рудных тел, из которых основное - Южная линза, - отличалась сложными очертаниями, обусловленными сочетанием пологих

межпластовых нарушений с крутопадающими субмеридиональными и северо-северо-западными зонами расланцевания и разрывных нарушений. Ограниченные этими разрывными нарушениями блоки основных пород оказались интенсивно раздробленными и впоследствии были замещены рудой, внутри которой местами наблюдались останцы спилитов. Дайки кислого состава, залегающие внутри рудных тел и имеющие более свежий облик, чем рудовмещающие спилиты, тем не менее, по А.И.Кривцову, являются дорудными образованиями, так как подверглись околорудным гидротермальным изменениям и частично замещены рудой.

Бурибаевское месторождение — одно из немногих на Южном Урале колчеданных месторождений, где пространственная связь оруденения с кислыми породами четко не устанавливается, хотя и здесь имеется довольно много субвулканических образований среднего и кислого состава. Следует, однако, иметь в виду, что месторождение выходило на палеозойскую поверхность и кремнекислые породы, имеющиеся в западном, опущенном блоке рудного поля, на месторождении могли быть эродированы. Если представить эрозию Юбилейного месторождения более глубокой, то мы получим картину, весьма близкую к Бурибаевскому месторождению.

МАКАН-МАМБЕТОВСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА II ПОРЯДКА

Изучением геологического строения и месторождений этой территории, систематическое опоскование которой началось в 1950–1951 гг., занимались И.В. Ленных, М.С. Недождин, Н.И. Шкатов, В.А. Прокин, В.И. Гордица, В.И. Макаров, В.И. Кривулько, Вал.И. Макаров, В.В. Воробьев, И.С. Анисимов, А.И. Кривцов и другие геологи. Данные поисково-разведочных, поисково-съёмочных, геофизических, геохимических и тематических работ, проведенных Переволочанской ГРЭ и другими организациями, обобщены в отчетах (И.С. Анисимов и др.; А.И. Кривцов и др.).

Зону слагают вулканогенные породы дифференцированной формации и перекрывающие ее местами нижнедевонские образования. Породы дифференцированной формации пересечены серией разрывных нарушений преобладающего северо-северо-западного простирания, вмещающих многочисленные субвулканические тела различного, преимущественно кислого состава, так что вся зона в целом представляет протяженный дайковый пояс. Здесь выявлено пять месторождений, состоящих из групп мелких рудных тел медноколчеданного, медно-цинково-колчеданного и колчеданно-полиметаллического состава, и около 20 рудопроявлений. Все промышленные месторождения — Маканское, Южно-Маканское, Октябрьское и Ташкулинское, рассматриваемые в последнее время геологами Переволочанской ГРЭ в качестве одной из залежей Октябрьского месторождения, —

скоцентрированы в пределах Маканского рудного поля, расположенного в северной части зоны. Другую группу рудных проявлений, приуроченную к южной части зоны, образуют незначительное по запасам металла Мамбетовское месторождение и многочисленные рудопроявления к северу и югу от него.

Нижние части разреза Макан-Мамбетовской зоны слагают породы спилитовой толщи, обнажающиеся в ее западной части и пересеченные отдельными скважинами на глубинах 390-660 до 1100 м в центральной части территории. Выше залегает толща плагиоклазовых андезито-базальтовых порфиритов, в меньшей мере их пирокластических аналогов, общей мощностью 250-300 до 650 м. Переходы между базальтовой (спилитовой) и андезито-базальтовой толщами постепенные. На андезито-базальтовых порфиритах, их туфах и вулканических брекчиях локально залегает толща вулканитов пестрого состава суммарной мощностью до 400 м, представленная в нижних частях преимущественно пирокластическими породами, в меньшей мере эффузивами андезито-дацитового, андезитового и смешанного составов, а в верхних частях - эффузивными дацитовыми порфиритами с прослоями туфов, туффитов и вулканомиктовых пород, а также пачками эффузивных и пирокластических пород андезито-базальтового и смешанного состава.

Эти вулканогенные образования геологами Переволочанской ГРЭ И.С. Анисимовым и А.И. Кривцовым подразделяются на существенно пирокластическую андезитовую (либо андезито-дацитовую) и дацитовую толщ. По нашим наблюдениям и данным геологов Переволочанской экспедиции в объеме пород, относимых к андезитовой толще, преобладают породы андезито-дацитового состава, главным образом стекловатые обломочные разновидности, близкие к игнибритам и подверженные интенсивным аутометасоматическим изменениям. Они связаны часто постепенными переходами с массивными миндалекаменными эффузивами андезито-дацитового и дацитового состава, имеющими нередко перлитовидную отдельность. Вопрос о собственно андезитовых порфиритах и их объеме остается неясным, так как относимые к ним породы, как правило, интенсивно изменены и судить об их первичном составе трудно. Широко распространенные в Маканском и Мамбетовском рудных полях кислые эффузивы обладают всеми признаками излившихся образований - плитчато-скорлуповатыми, местами шаровыми текстурами, лавовыми брекчиями в кровле эффузивных потоков и корочек закалки с поверхностями растрескивания; зональным распределением гематитизации, тяготеющим к контактам потоков; преимущественно мелкопорфировыми структурами. По составу среди них преобладают липарито-дацитовые, петрографические разновидности, нередко с мелкими фенокристаллами кварца.

Выделение андезитовой и дацитовой толщ в их региональном объеме нам представляется нецелесообразным в связи с неясностью вопроса об объеме андезитовых образований, узко локальным развитием андезито-дацитовых и липарито-дацитовых пачек пород,

а также наличием среди кислых эффузивов туфов и вулканических брекчий андезито-базальтового состава. Поэтому в пределах Макан-Мамбетовской зоны нами выделяется две толщи (снизу вверх): спилито-андезито-базальтовая и андезито-дацит - дацито-липаритовая. Верхняя толща образует локальные накопления в пределах трех участков (с севера на юг): в Маканском рудном поле, на участке ГЗК и в районе Мамбетовского месторождения и на Сагитовском участке.

Рассмотренные вулканогенные образования представляют верхнюю часть дифференцированной силурийской формации Макан-Бурибаевского рудного района, обладающую, безусловно, большим набором последовательных дифференциатов, чем вулканогенные толщи Акъяр-Бурибаевской зоны. Однако отнесение их к самостоятельной последовательной формации требует дополнительных исследований. В целом, толщи Макан-Мамбетовской зоны занимают по составу промежуточное положение между вулканогенными комплексами Баймакского рудного района и Акъяр-Бурибаевской зоны.

Структурные соотношения вулканогенных толщ Макан-Мамбетовской зоны с контрастной частью дифференцированной формации в Акъяр-Бурибаевской зоне становятся ясными на примере Хворостянского участка. Здесь, по нашим данным, в составе силурийской формации выделяются (снизу вверх) следующие толщи вулканогенных пород: 1) диабазовая, 2) спилито-вариолитовая, 3) контрастная базальт-дацито-липаритовая и 4) андезито-базальто-андезито-дацитовая. Последняя по составу является полным аналогом средней части разреза Макан-Мамбетовской зоны, но имеет, по сравнению с последней, сокращенную мощность, в среднем от 100 до 200 м. Далее к северо-западу мощность этой толщи еще уменьшается, а кремнекислые породы в ее составе почти исчезают (см. пачку плагиоклазовых андезито-базальтовых порфиритов в разрезе Юбилейного месторождения, стр. 118).

На Хворостянском участке установлено, что андезито-базальто-андезито-дацитовая толща, частично перекрывает образования контрастной части формации, фациально замещает верхние ее горизонты (базальт-дацито-липаритовая толща), выклиниваясь к западу и увеличиваясь в мощности к юго-востоку.

Таким образом, вулканизм дифференцированной формации в Акъяр-Бурибаевской зоне завершился деятельностью вулканов, извергавших кремнекислые продукты, а в соседней к востоку зоне продолжалось накопление вулканогенных пород более дифференцированного состава.

Времени формирования контрастных пачек пород западной зоны соответствовало в восточной зоне образование пород андезито-базальтового и частично андезито-дацитового состава.

На территории Макан-Мамбетовской зоны породы дифференцированной формации в северной и восточной ее частях перекрыты толщей туфов и вулканических брекчий пироксен-плагиоклазовых порфиритов, относящейся к андезито-базальтовой формации.

Субвулканические и интрузивные образования

Субвулканические залежи и интрузивные тела гипабиссального облика пользуются в Макан-Мамбетовской зоне широким развитием. Наиболее распространены дайки и силлы липарито-дацитового состава, локализованные в зоне Макан-Петропавловского разлома. Максимальные концентрации они образуют на участках распространения кислых эффузивов. Меньше, но достаточно широко известны субвулканические тела и дайки диабазов, порфиритов андезито-базальтового, андезитового и андезито-дацитового состава и интрузивные тела габбро-диоритов и габбро-диабазов.

По данным И.С. Анисимова и А.И. Кривцова, субвулканические и интрузивные породы внедрялись в следующей последовательности: 1) ранние плагиоклазовые андезитовые и андезито-базальтовые порфириты, 2) ранние габбро-диабазы и габбро-диориты, 3) ранние диабазы и диабазовые порфириты, 4) плагиоклазовые, кварц-плагиоклазовые дацитовые и андезито-дацитовые порфириты, 5) поздние диабазы и диабазовые порфириты, 6) плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые и кварц-роговообманково-плагиоклазовые дацитовые порфириты, 7) поздние плагиоклазовые андезито-базальтовые порфириты, 8) липарито-дацитовые и липаритовые порфиры, 9) пироксен-плагиоклазовые андезито-базальтовые порфириты, 10) поздние габбро-диабазы и габбро-порфириты.

Неоднократное проявление петрографически близких субвулканических пород связано, по-видимому, с параллельно-последовательным развитием нескольких периферических очагов с различным составом магмы, образовавшихся в мобильной зоне, которую представляет большая часть рассматриваемой площади. По данным упомянутых исследователей и нашим наблюдениям, значительная часть указанных выше субвулканических пород (поколения 1-5 в приведенной схеме) тесно связана с формированием соответствующих им по составу эффузивов, залегает в толщах близкого состава и не выходит за пределы дифференцированной формации, т.е. представляет, по принятой в настоящей работе схеме, группу ранних субвулканических тел. Отметим, что, по нашим данным, кислые субвулканические тела ранней группы представлены не только дацитовыми порфиритами, как это считали И.С. Анисимов, А.И. Кривцов и другие исследователи, но довольно часто и липарито-дацитовыми разностями.

Широко распространенные кислые субвулканические тела, представленные преимущественно средне- и крупнопорфировыми кварцевыми дацитовыми, липарито-дацитовыми и липаритовыми порфирами, а также дайки плагиоклазовых андезито-базальтовых порфиритов (поколения 6-8 в приведенной схеме), прорывающие нижнедевонскую толщу, но петрохимически и петрографически близкие к дифференцированной формации, составляют группу поздних субвулканических образований. Этой же группе принадлежат, вероятно, и относительно древние гипабиссальные тела габбро-диоритов и габбро-

диабазов. Об этом свидетельствует наблюдавшаяся автором в глубоких скважинах, пройденных на Маканском рудном поле, постепенная смена (по вертикали сверху вниз) крупнопорфировых кварцевых дацитовых и липарито-дацитовых порфиров лейкократовыми габбро-диоритами и полнокристаллическими габбро-диоритами. Кварцевые дацитовые и липарито-дацитовые порфиры содержат, кроме того, многочисленные гомеогенные включения габбро-диоритов.

Пироксен-плагиоклазовые андезито-базальтовые порфириты комагматичны андезито-базальтовой формации, а поздние габбро-диориты и габбро-порфириты, встречающиеся в западной части зоны и на Мамбетовском месторождении, представляют нижнекаменноугольные образования.

Структура Макан-Мамбетовской зоны

По данным Е.Б. Бельтеновой, М.Е. Вавилова, И.И. Черновой и других, площадь Макан-Мамбетовской зоны характеризуется весьма неоднородными магнитным и гравитационным полями. В поле силы тяжести выделяются гравиметрические ступени северо-северо-западного, субмеридионального, субширотного и северо-восточного простираний, соответствующие разрывным нарушениям, ограничивающим зону с западо-юго-запада и востока (Макан-Петропавловский и восточный Мамбетовский разломы) и расчленяющим ее на более мелкие продольные и поперечные блоки. Мощность развитых в зоне вулканогенных толщ, по данным Е.Б. Бельтеновой, невелика и несколько превышает 1,5 км. Неглубокое залегание легких масс фундамента вулканогенных образований сближает глубинное строение Макан-Мамбетовской зоны с центральной частью Баймакского рудного района. При общей дифференцированности гравиметрического поля в пределах поперечных блоков на карте локальных аномалий с радиусом осреднения 1,0 км примерно по центральной оси зоны выделяется цепочка положительных аномалий силы тяжести северо-северо-западного простирания, которым соответствуют небольшие вулканогенные поднятия, образованные породами основного состава. Наиболее крупное из них — к юго-востоку от Маканского рудного поля — выходит на палеозойскую поверхность, другие перекрыты более молодыми вулканитами кремнекислого и промежуточного состава.

Развитые в северной части зоны кислые породы образуют сложные по внутреннему строению небольшие вулканические постройки, характерная особенность которых, как отмечает А.И. Кривцов (Кривцов, Шепелев, 1970, 1973) и как это выяснено нами на Хворостянской участке, — заполнение кислыми вулканитами депрессий древнего рельефа, где впоследствии образовались куполообразные формы. В итоге структуры этого типа приобретают в разрезе би-клинальные очертания. Несколько таких построек выявлено А.И. Кривцовым, И.С. Анисимовым, М.Ш. Биковым и др. (1970) в Макан-

ском рудном поле, где в совокупности они образуют довольно крупную вулкано-тектоническую структуру, ниже рассматривающуюся нами в качестве кальдеры обрушения.

В целом, в структурном отношении Макан-Мамбетовская полоса представляет собой центральную и южную части региональной зоны сколов (зоны Макан-Петропавловского разлома), в пределах которой вулканогенные породы, осложненные первично-вулканическими структурными формами, в общем залегают полого-моноклиально, падая на северо-восток под углами 10-15°. Северная часть этой зоны была рассмотрена при характеристике Юбилейного месторождения. Основная форма тектонической структуры зоны - кулисообразно размещенные синвулканические разрывные нарушения, большей частью заполненные субвулканическими образованиями. На ранних этапах эта ослабленная зона контролировала местоположение центров базальтового, затем андезито-базальтового и кислого вулканизма, а после его прекращения - образование сколов, внедрение субвулканических тел и циркуляцию гидротермальных растворов.

Месторождения Маканского рудного поля

Маканское рудное поле представляет собой депрессию, цоколем которой служат породы нижней базальт-андезито-базальтовой толщи. Депрессия выполнена пирокластическими и эффузивными породами верхней толщи дифференцированной формации. В основании они представлены туфами и игнимбритовидными витрокластическими породами андезито-дацитового состава с прослоями массивных андезито-дацитовых порфиритов, обладающих обычно миндалекаменными текстурами и перлитовидным сложением основной массы. Выше залегает серия эффузивных потоков дацитового и липарито-дацитового состава, переслаивающихся с линзами и горизонтами слоистых вулканомиктовых пород и кремнистых туффов, а также с прослоями вулканических брекчий и туфов андезито-базальтового и смешанного (андезито-базальтового и дацитового) состава. В западной части структуры породы дифференцированной формации перекрыты вулканическими брекчиями и туфами андезито-базальтового состава (рис. 29).

Депрессия Маканского рудного поля рассечена разрывными нарушениями северо-северо-западного, северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений. Наиболее распространены нарушения северо-северо-западного простирания с крутыми северо-восточными падениями, из которых самое крупное - Маканский разлом - служит юго-западным ограничением структуры. Разрывные нарушения северо-восточного и субширотного простираний обрамляют структуру с северо-запада и юго-востока (рис. 29).

По рассмотренным разрывным нарушениям внедрились многочисленные разновозрастные субвулканические породы, из которых наиболее распространены кварцевые липарито-дацитовые порфиры

поздней группы, занимающие более одной трети, а местами - половину всего объема заполняющих депрессию отложений (рис. 29, 30, 31). Они имеют весьма сложную форму, обусловленную сочетанием многоярусных межпластовых силлов, локализованных в расчлененных пачках эффузивных и вулканогенно-осадочных пород с крутопадающими, часто довольно мощными (до 100-150 м) дайками, внедрившимися по разрывным нарушениям.

Уже при беглом анализе геологической карты, составленной Вал. И. Макаровым (рис. 29), обращает на себя внимание общее кольцевое строение Маканского рудного поля, подчеркивающееся: 1) развитием на изометричной площади отложений верхней толщи, 2) концентрацией субвулканических тел в пределах почти правильного кольца, 3) тупыми выклиниваниями на границах кольца протягивающихся в северо-северо-западном направлении субвулканических даек, 4) дугообразными формами некоторых ограничивающих структуру разрывных нарушений и 5) изменением простирания, либо выклиниванием ряда разрывных нарушений на границе кольцеобразной структуры. Эти и приведенные ниже факты позволяют интерпретировать депрессию Маканского рудного поля как древнюю кальдеру обрушения.

О рельефе основания кальдеры дают представление продольный и поперечный геологические разрезы (рис. 30). Юго-западным ее обрамлением служит Маканский разлом, по которому в районе Первой залежи Маканского месторождения отмечено опускание основных пород восточного блока приблизительно на 500 м. Характерно, что к юго-востоку и северо-западу за пределами кольцевой структуры по этому же разлому значительных перемещений не отмечается. Это, несомненно, свидетельствует о значительном проседании лишь рассматриваемого локального блока. Северо-западной границей кальдеры служит разрывное нарушение общего северо-восточного простирания, по которому породы юго-восточного блока опущены примерно на 300 м. В северо-восточных и юго-восточных границах кальдеры, которые также обрамлены разрывными нарушениями, значительных амплитуд перемещения пород не отмечается. Здесь поверхность основных пород образует довольно крутые склоны, падающие к центру структуры под углами 30-40°. В центральной части ложе кальдеры имеет полого-волнистую поверхность (резкое воздымание основных пород в районе Первой залежи Маканского месторождения, показанное на рис. 30 разреза А-Б, обусловлено положением плоскости разреза вблизи границы кальдеры).

Заполняющая депрессию стратифицированная толща пород в целом залегает почти горизонтально, "притыкаясь" к границам кальдеры. Пологое залегание толщи осложнено упомянутыми выше небольшими биклиналильными первично-вулканическими формами и мелкой складчатостью, развившейся главным образом вблизи разрывных нарушений.

В Маканском рудном поле выявлено большое количество рудных тел, по традиции группируемых в месторождения, и ряд непромыш-

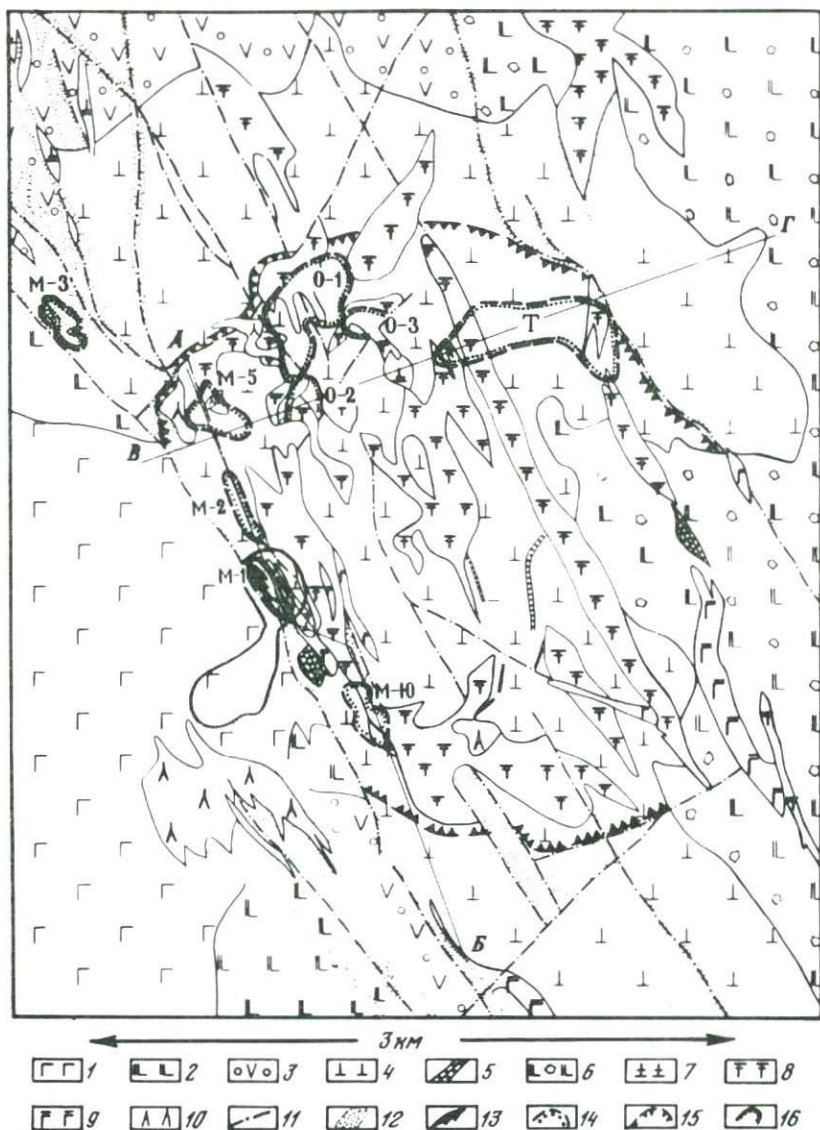


Рис.29. Геологическая карта Маканского рудного поля. Составил Вал. И. Макаров, схематизировал И.Б. Серавкин

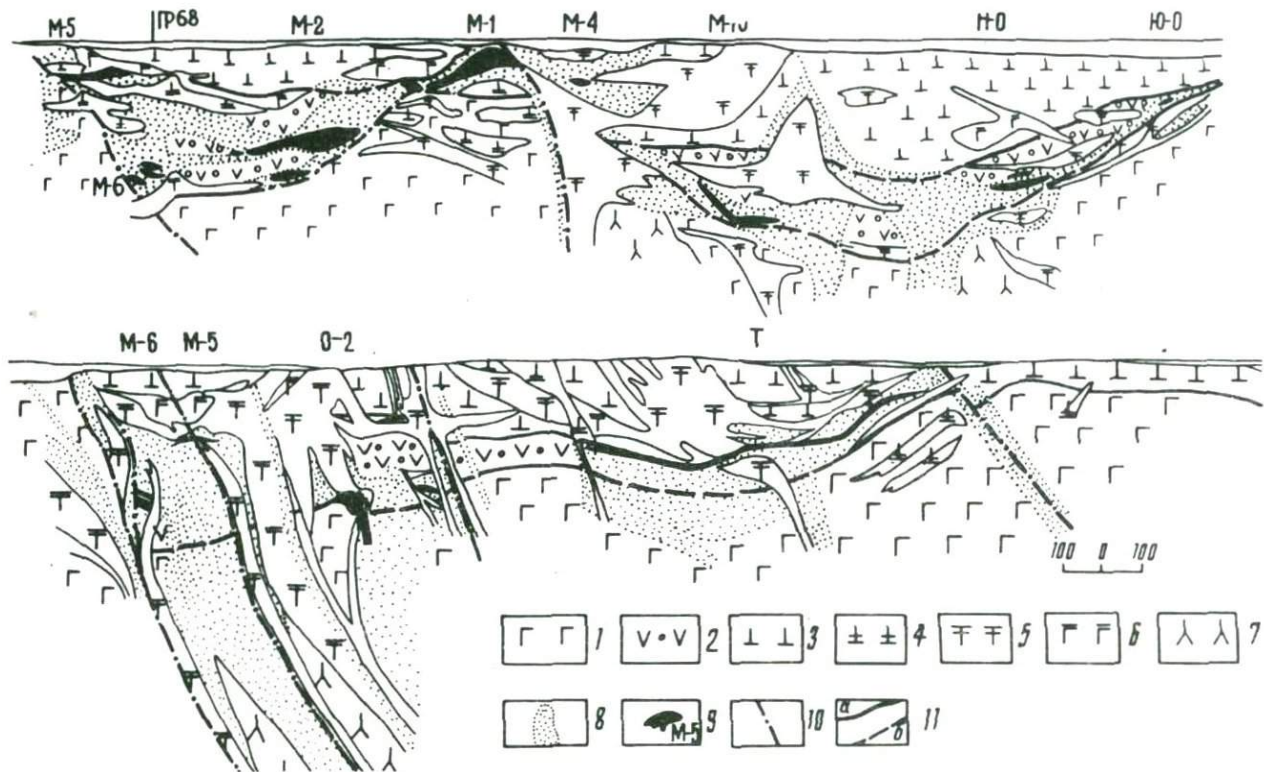
1,2 - нижняя толща дифференцированной формации: 1 - диабазы и спилиты, 2 - плагиоклазовые андезито-базальтовые порфириды; 3-5 - верхняя толща дифференцированной формации: 3 - туфоподобные и игнимбритовидные витрокластические породы андезито-дацитового состава с потоками андезито-дацитовых порфиритов, 4 - да-

Рис. 29 (продолжение подписи)

щитовые и липарито-дацитовые порфиры, переслаивающиеся с горизонтами вулканических пород, туфитами, туфами андезито-базальтового и смешанного состава, 5 - туфиты и вулканические породы; 6 - туфы, вулканические и лавовые брекчии пироксен-плагноклазовых андезито-базальтовых порфиритов; 7 - ранние субвулканические тела дацитового и липарито-дацитового состава; 8 - поздние субвулканические тела кварцевых липарито-дацитовых порфиритов; 9 - субвулканические диабазы; 10 - габбро-диориты и габбро-диабазы; 11 - разрывные нарушения; 12 - метасоматиты; 13 - рудные тела; 14 - проекция рудных тел на поверхность: М-1, 2, 3, 5 - Первая, Вторая, Третья, Пятая рудные залежи Маканского месторождения; М-Ю - Южно-Маканское месторождение; О-1, 2, 3 - Первая, Вторая, Третья рудные залежи Октябрьского месторождения; Т - Ташкулинское месторождение; 15 - граница кальдеры; 16 - контур Маканского карьера

ленных рудопроявлений. Это - шесть рудных залежей Маканского месторождения, три рудные залежи Октябрьского месторождения, Ташкулинское и Южно-Маканское месторождения, рудопроявления Новое, Южное и др. Основные рудные тела и их проекции на поверхность показаны на рис. 29, 30. Предыдущими исследователями изучены морфология рудных тел, их структурное положение и выявлен ряд закономерностей размещения рудных залежей. До последнего времени основное значение в локализации оруденения Маканского рудного поля придавалось разрывным нарушениям в сочетании с экранирующими пачками вулканических пород. Действительно, роль обоих факторов в локализации отдельных рудных тел проявляется достаточно ярко и вряд ли может вызывать возражения. Однако пространственное размещение совокупности рудных концентраций в Маканском рудном поле ранее не рассматривалось, во всяком случае в фондовой и опубликованной литературе упоминаний об этом нет.

Между тем, как видно на приведенных графических материалах (см. рис. 29, 30), практически все известные промышленные рудные тела и некоторые рудопроявления Маканского рудного поля размещаются полукольцом вдоль внутренней границы кальдеры. За ее пределами в зоне Маканского разлома выявлено несколько небольших рудопроявлений (Третья рудная залежь Маканского месторождения и др.). В разрезе максимальные гидротермальные изменения и оруденение сконцентрированы в небольшом интервале, представляющем нижние горизонты пород верхней толщи, сложенные главным образом игнимбритовидными и туфоподобными образованиями с прослоями туфитов. Таким образом, в масштабах рудного поля оруденение контролируется границами кальдеры и поверхностью основных пород, слагающих ее обрамление и основание.



Маканское месторождение состоит из шести рудных залежей; из них Первая в настоящее время отработана, а Третья и Четвертая не представляют промышленного интереса. Все рудные залежи, за исключением Третьей, располагаются в пределах кальдеры, в зоне Маканского разлома. Месторождение изучалось В.И.Кривулько, Р.А. Фаткуллиным, Вал.И.Макаровым, И.С.Анисимовым, В.А.Прокиным, А.И.Кривцовым, по чьим данным и дается его описание.

Первая рудная залежь была приурочена к зоне основного сместителя Маканского разлома, по которому произошло проседание внутреннего блока кальдеры. Разлом здесь представлен сближенными зонами расланцевания северо-северо-западного простирания с крутым падением к северо-востоку и пронизан многочисленными дайками дацитовых, липарито-дацитовых порфиров и диабазов, а также в нижней части интрузивным телом габбро-диабазов. Рудное тело сложной линзообразной формы располагалось согласно с крутопадающим расланцеванием, простираясь по азимуту $330-340^{\circ}$ с падением на северо-восток под углом $60-70^{\circ}$ и общим северным склонением. Кровля рудного тела ограничивалась смятым в мелкие складки горизонтом туффитов.

Вторая рудная залежь, расположенная в соседней к северо-востоку зоне расланцевания Маканского разлома, имеет сходную с Первой залежью форму и занимает аналогичное структурное положение. Ее крутопадающая вдоль зоны расланцевания нижняя часть приурочена к контакту основных эффузивов с габбро-диабазами, которые метасоматически изменены и частично вмещают орудене-

Рис. 30. Геологические разрезы через Маканское рудное поле. Составил Вал.И. Макаров, схематизировал И.Б. Серавкин (линии разрезов показаны на рис. 29, сверху разрез по линии АБ, внизу - ВГ)

1 - диабазы, спилиты и андезито-базальтовые порфириты нижней толщи дифференцированной формации; 2 - андезито-дацитовые витрокластические и эффузивные породы верхней толщи дифференцированной формации; 3 - дацитовые и липарито-дацитовые порфириты с прослоями туффитов, вулканомиктовых пород и туфов андезито-базальтового и смешанного состава; 4 - субвулканические дацитовые и липарито-дацитовые порфиры ранней группы; 5 - субвулканические кварцевые липарито-дацитовые порфиры поздней группы; 6 - субвулканические диабазы; 7 - габбро-диориты и габбро-диабазы; 8 - метасоматиты; 9 - рудные тела; М-1, 2, 4, 5, 6 - Первая, Вторая, Четвертая, Пятая и Шестая рудные залежи Маканского месторождения; М-Ю - Южно-Маканское месторождение; Т - Ташкулинское месторождение; О-2 - Вторая рудная залежь Октябрьского месторождения; 10 - разрывные нарушения; 11 - границы между толщами и породами кислого и промежуточного состава внутри верхней толщи; а - установленные, б - предполагаемые

ние. Кровля рудного тела, образуя раздуть, залегает полого, согласно с лежащими выше туффитами и перекрывающими их туфами и эффузивами кислого состава. В целом, рудное тело приурочено к крутопадающей тектонической пластине, ограниченной с висячего и лежачего боков зонами рассланцевания и дайками кварцевых липарито-дацитовых порфиров.

Пятая рудная залежь расположена вблизи северо-западной границы кальдеры. Имеет пластообразную форму и залегает близгоризонтально между двумя силами кварцевых липарито-дацитовых порфиров, прорывающих верхнюю толщу дифференцированной формации вблизи контакта с подстилающими основными породами.

Шестая рудная залежь, состоящая из трех рудных тел, расположена под Пятой залежью на глубине около 300 м. Она приурочена к клиновидному тектоническому блоку, образованному одной из трещин зоны Маканского разлома с крутым северо-восточным падением и оперяющей его трещиной с крутым юго-западным падением. Блок ограничен дайками габбро-диоритов, липарито-дацитовых, липаритовых порфиров и диабазовых порфиритов. Рудные тела залегают среди превращенных в метасоматиты андезитобазальтовых порфиритов под экранами туффитов.

Октябрьское месторождение изучалось в процессе разведки В.В. Воробьевым, Вал.И. Макаровым и другими геологами Переволочанской ГРЭ. Тематические работы проводились А.И. Кривцовым и др. Месторождение состоит из трех основных рудных залежей и мелких рудных тел. Они расположены вблизи северного обрамления кальдеры, на южных склонах небольшой пологой куполообразной структуры (биклиальной вулканической постройки, по А.И. Кривцову) и имеют общее южное склонение, согласное с залеганием осадочно-вулканогенной толщи и пронизывающих ее субвулканических силлов. Основные рудные залежи приурочены к трем структурным уровням, кулисообразно сменяя друг друга по простиранию. Первая залежь, залегающая севернее других, занимает средний структурный уровень, Вторая расположена южнее и ниже Первой, а Третья - юго-восточнее и выше Первой.

Наиболее крупные по запасам металлов Первая и Вторая рудные залежи (рис. 31) имеют сложную, в целом пластообразную форму, осложненную раздувами и крутопадающими апофизами, отходящими со стороны лежачего бока. Кровли рудных залежей залегают полого, местами - непосредственно в подошве липарито-дацитовых субвулканических силлов, в других местах - в лежачем боку пачек туффитов, в третьих - на некотором удалении от нижнего контакта субвулканических силлов, будучи отделенными от них хлорит-серицит-кварцевыми метасоматитами, развившимися по пирокластическим породам. Нижние крутопадающие части рудных тел залегают согласно с зонами интенсивного рассланцевания северо-северо-западного простирания с крутым северо-восточным падением. По данным А.И. Кривцова, в рудах верхних частей залежей наблюдается пологая полосчатость, наследующая слоистую текстуру туффи-

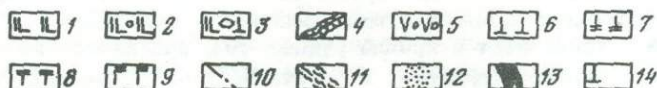
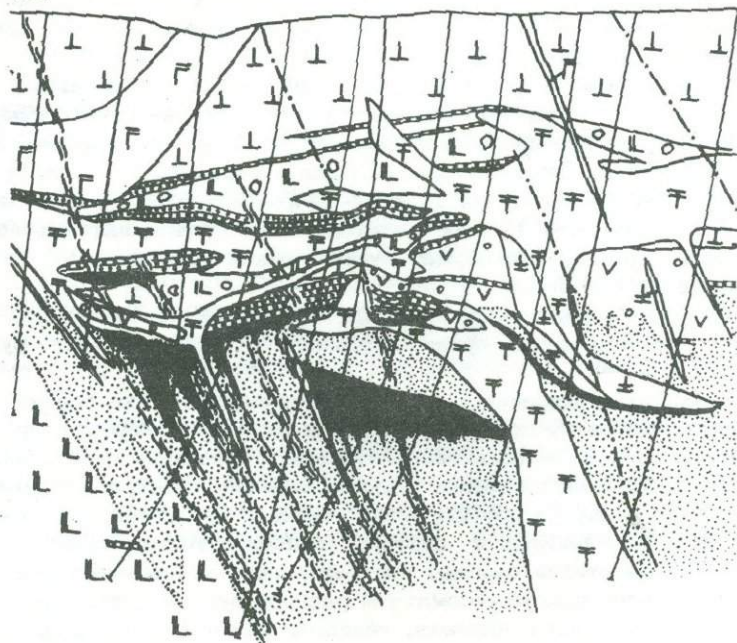


Рис. 31. Геологический разрез через Первую (выше, слева) и Вторую рудные залежи Октябрьского месторождения. Составил Вал.И. Макаров, схематизировал И.Б. Серавкин

1 - плагиоклазовые андезито-базальтовые порфириты; 2 - туфы и вулканические брекчии андезито-базальтового состава; 3 - туфы и вулканические брекчии смешанного (андезито-базальтового+дацитового) состава; 4 - туффиты и вулканомиктовые породы; 5 - витрокластические туфоподобные и игнимбриотовидные породы андезито-дацитового состава; 6 - эффузивы дацитового и липарито-дацитового состава; 7 - субвулканические дацитовые и липарито-дацитовые порфиры ранней группы; 8 - субвулканические кварцевые липарито-дацитовые порфиры поздней группы; 9 - субвулканические диабазы; 10 - разрывные нарушения; 11 - зоны рассланцевания; 12 - метасоматиты; 13 - рудные тела; 14 - скважины

тов, а в рудах нижних частей залежей отмечаются крутые текстурные элементы, обусловленные замещением рудными минералами сланцеватых метасоматитов. Рудные залежи, таким образом, имеют метасоматическую природу.

Третья рудная залежь месторождения, имея пластообразную форму, залегает в верхнем экзоконтакте субвулканического силла кварцевых липарито-дацитовых порфиров. Рудное тело представлено, в отличие от Первой и Второй рудных залежей, имеющих преимущественно сфалерит-халькопирит-пиритовый состав, барит-галенит-сфалеритовыми рудами с повышенными содержаниями золота и серебра. Кровлей его служат вулканические брекчии андезито-базальтового состава.

На месторождении сформировался мощный метасоматический ореол, расположенный преимущественно в лежащем боку рудных тел.

Изменениями охвачены в основном витрокластические породы андезито-дацитового состава; вдоль зон рассланцевания и разрывных нарушений, а также в эндоконтактах субвулканических силлов кислого состава интенсивным гидротермальным преобразованиям подверглись и другие породы, в том числе и субвулканические кварцевые липарито-дациловые порфиры поздней группы. Основной объем метасоматитов слагают серицит-хлорит-кварцевые породы, а серицит-кварцевые метасоматиты распространены узкими полосами вдоль зон рассланцевания, главным образом в подрудной толще, но по отдельным зонам проникают и в надрудную толщу. Кроме того, серицит-кварцевые метасоматиты в ряде случаев залегают в виде узких лент в кровле рудных тел, развиваясь по эффузивным породам, туффитам и местами по субвулканическим липарито-дацитовым порфирам.

Существенно более интенсивная рассланцованность подрудной толщи, которую представляют главным образом основные эффузивы цоколя кальдеры, по сравнению с тектонической нарушенностью надрудных отложений вполне понятна и объясняется теми деформациями, которые сопровождали формирование кальдеры.

Ташкулинское месторождение, расположенное в северо-восточной части рудного поля, представлено пластообразным телом прожилково-вкрапленных барит-полиметаллических руд. Рудное тело залегает среди метасоматитов, развившихся по витрокластическим андезито-дацитовым и кислым пирокластическим породам, на северо-восточном склоне кальдеры. В кровле, на небольшом удалении от руды, а местами и в ее лежащем боку залегают протяженные силлы кварцевых липарито-дацитовых порфиров поздней группы.

Южно-Маканское месторождение, разведку которого проводили Вал. И. Макаров, В. В. Воробьев и другие геологи, расположено к юго-юго-востоку от Первой залежи Маканского месторождения. Оно представлено линзообразным рудным телом, простирающимся в северо-северо-западном направлении и имеющим пологое

восточное падение и южное склонение, обусловленное рельефом подстилающих основных пород. На некотором удалении от кровли рудного тела параллельно ему залегает мощный субвулканический силл кварцевых липарито-дацитовых порфиров. Руды пиритового, халькопирит-пиритового, халькопирит-сфалерит-пиритового и полиметаллического состава залегают среди метасоматитов, образовавшихся за счет пород андезито-дацитового и андезито-базальтового состава.

Как видно из приведенного материала, основные закономерности структурно-магматического контроля колчеданного оруденения в Маканском рудном поле сводятся к следующему:

1. Общее пространственное размещение оруденения контролируется границами кольцеобразной вулкано-тектонической постройки - кальдеры проседания, ставшей местом мощного проявления кислого магматизма, осуществлявшегося в эффузивных и субвулканических фациях.

2. Положение отдельных рудных тел и их форма контролировались совокупностью литолого-структурных факторов, из которых главная роль принадлежала разрывным нарушениям северо-северо-западного простирания, контактам субвулканических тел кислого состава и горизонтам туффов, образующим структурные экраны.

* * *

Суммируя данные по Макан-Бурибаевскому рудному району, представляется целесообразным выделить основные типы вулканотектонических структур, обусловивших узловое размещение колчеданного оруденения.

В Акъяр-Бурибаевской структурно-формационной зоне колчеданные месторождения приурочены к склонам крупных базальтовых палеовулканов, осложненных синвулканическими разрывными нарушениями (Бурибаевское месторождение) и более молодыми, сравнительно мелкими вулкано-купольными постройками спилитового состава, а также аппаратами кремнекислого вулканизма (Юбилейное месторождение).

Для Макан-Мамбетовской зоны характерны более мощные проявления кислого вулканизма и общий более дифференцированный состав вулканогенных пород. Важное рудоконтролирующее значение здесь имели структуры типа кальдер обрушения, к которым был приурочен кислый вулканизм и интенсивная гидротермальная деятельность.

В обеих зонах колчеданное рудообразование было тесно пространственно и во времени связано с субвулканическими телами кислого состава ранней либо поздней возрастных групп, формируясь на заключительных стадиях образования конкретных вулканотектонических структур.

Соотношения субвулканических кислых пород с колчеданным оруденением в Баймакском и Макан-Бурибаевском рудных районах

На юге башкирской части западного крыла Магнитогорского прогиба, в Баймакском и Макан-Бурибаевском рудных районах пространственная и возрастная связь колчеданного оруденения с кислыми субвулканическими породами прослеживается достаточно отчетливо. В общем виде можно считать установленной пространственную приуроченность отдельных месторождений и их групп к участкам концентрации кислых субвулканических тел, т.е. к длительно развивавшимся вулканотектоническим постройкам, претерпевшим деформацию, выразившуюся в кальдерообразовании, формировании горстантиклиналей или иных блоковых структур.

Колчеданные рудные тела большей части месторождений Баймакского рудного района залегают в верхних экзо- и эндоконтактных зонах субвулканических тел поздней группы, представленных кварцевыми липарито-дацитовыми порфирами. Месторождения обычно локализованы в местах выклинивания (по простиранию) крупных субвулканических интрузий, где приурочены к их небольшим межпластовым или секущим напластование апофизам либо отдельным лакколитообразным телам (месторождения Горная Байкара, Бакр-тау, Майское, Восточно-Кузнецкое и др.). Верхние рудные залежи или части сложных рудных тел обычно расположены среди пород кровли субвулканического тела, тогда как нижерасположенные рудные тела или нижние части рудных залежей сложной формы образованы преимущественно прожилково-вкрапленными, сланцеватыми и штокверковыми рудами и залегают внутри субвулканических пород, превращенных, как правило, в массивные, а местами рассланцованные или брекчированные метасоматиты серицит-кварцевого и хлорит-серицит-кварцевого состава.

Другая часть месторождений Баймакского рудного района, также обнаруживая тесную пространственную связь с кислыми субвулканическими телами поздней группы, занимает по отношению к ним иную структурную позицию. Рудные тела этих месторождений, располагаясь в интенсивно рассланцованных и превращенных в метасоматиты эффузивных и пирокластических породах, залегают вблизи лежачего бока субвулканических даек (некоторые рудные тела месторождений Семеновской группы, Таш-тау и др.). При этом обычно субвулканические породы оказываются затронутыми гидротермальными изменениями, но значительно меньше, чем вмещающие породы, и оруденения не содержат, за исключением вкрапленности сульфидов в локальных зонах рассланцевания и тектонического брекчирования. Это, по-видимому, объясняется положением субвулканических пород на фланге формирувавшегося ореола околорудного метасоматоза, в зоне частичных метасоматических изменений.

Таким образом, в Баймакском рудном районе колчеданно-полиметаллическое оруденение наложено на поздние субвулканические

тела липарито-дацитового состава, завершавшие формирование последовательной формации. Процессы рудообразования протекали после внедрения субвулканических тел поздней группы, во всяком случае большей их части, и после рассланцевания и дробления субвулканических пород. Указанные деформации субвулканических тел проявлялись, видимо, вскоре после внедрения тел и, частично, при их застывании, так как в ряде случаев установлено отсутствие зон рассланцевания и дробления в вышележащих отложениях.

Колчеданные месторождения Макан-Бурибаевского рудного района также обнаруживают тесную пространственную связь с субвулканическими породами кислого состава, но здесь она имеет более сложные формы.

На Юбилейном месторождении основные рудные залежи отчетливо приурочены к нижним экзоконтактам субвулканических силлов, сложенных кварцевыми липарито-дацитовыми порфирами. Последние вблизи рудных тел подверглись серицитизации, а местами содержат вкрапленность и прожилки пирита, халькопирита и сфалерита. Отдельные рудные линзы в верхних горизонтах месторождения залегают среди превращенных в метасоматиты автомагматических брекчий, образовавшихся в контактах субвулканических тел. Субвулканические породы Юбилейного месторождения, представляющие, таким образом, предрудные образования, в общей схеме развития дифференцированной формации относятся к ранней группе субвулканических образований. Они завершали контрастную серию пород этой формации. Прямых соотношений более поздних кремнекислых даек с колчеданными рудами на Юбилейном месторождении не наблюдалось, но косвенные данные свидетельствуют о том, что развитые здесь дайки дацитовых порфиритов являются внутрирудными и формировались после основной медноколчеданной стадии оруденения. Эти косвенные данные сводятся к тому, что дайки дацитовых порфиритов слабо изменены и содержат в контактах минералы поздней стадии рудного процесса - жилки клейофана, халькопирита и пирита в ассоциации с крупночешуйчатым серицитом.

На Бурибаевском месторождении - единственном объекте, где кремнекислые субвулканические тела не получили широкого развития, - дайки кварцевых липарито-дацитовых порфиритов и базокварцевых дацитовых порфиритов, по данным А.И.Кривцова, являются предрудными образованиями.

Месторождения Маканской группы пространственно теснейшим образом связаны с кремнекислыми субвулканическими образованиями, которые в рудном поле составляют более трети объема всех пород. По отношению к субвулканическим телам рудные залежи в пространстве занимают различное положение. Условно можно выделить четыре основных варианта соотношений: 1) рудные тела пластообразной формы залегают в нижних экзоконтактах субвулканических силлов, непосредственно примыкая к ним или отделяясь залегающими в кровле рудных тел горизонтами туффитов, либо метасоматитами (Первая и Вторая залежи Октябрьского месторожде-

ния, Ташкулинское и Южно-Маканское месторождения, Пятая залежь Маканского месторождения); 2) руды располагаются среди гидротермально измененных эффузивных и пирокластических пород, в кровле и подошве ограничиваясь оближенными субвулканическими силлами; такое положение занимают отдельные части перечисленных выше рудных залежей, где они часто увеличиваются в мощности и приобретают сложную форму; 3) крутопадающие или изометричные рудные тела сложной формы залегают в зонах разрывных нарушений и ограничены со стороны висячего и лежащего боков крутопадающими субвулканическими дайками непосредственно контактирующими с рудой или чаще отделенными от нее зонами метасоматитов (Первая, Вторая и Шестая залежи Маканского месторождения); 4) пластообразные тела прожилково-вкрапленных полиметаллических руд залегают в верхних экзоконтактах субвулканических силлов (Третья залежь Октябрьского месторождения).

Возрастные соотношения рудной минерализации с различными поколениями кислых субвулканических тел в Маканском рудном поле надежно не установлены. Дацитовые и липарито-дацитовые субвулканические тела ранней группы подверглись окolorудным гидротермальным изменениям практически в той же мере, что и эффузивные и пирокластические породы. Местами они содержат минерализацию основной медноколчеданной стадии оруденения и, следовательно, без сомнения являются дорудными образованиями. Наиболее широко распространенные кварцевые липарито-дацитовые порфиры поздней группы, образующие силлы в сочетании с крутопадающими дайками, в меньшей мере затронуты гидротермальными изменениями, хотя и они в контактах, особенно вблизи руды, обычно серицитизированы и содержат вкрапленность и прожилки минералов поздней стадии рудообразования. На этом основании И.С. Анисимов, А.И. Кривцов и геологи Переволочанской ГРЭ считают поздние субвулканические тела кислого состава внутрирудными образованиями, внедрившимися после медноколчеданной, но до полиметаллической стадии рудного процесса. Следует, однако, учитывать, что в большинстве своем поздние липарито-дацитовые субвулканические породы, залегая в кровле рудных тел, расположены в зоне частичных метасоматических изменений и, таким образом, могут быть и прерудными образованиями. Этот вопрос требует детальных исследований, но в любом варианте тесную пространственную и возрастную связь оруденения Маканского рудного поля с кислыми субвулканическими телами можно считать твердо обоснованной.

Близость времени формирования оруденения и внедрения субвулканических тел кислого состава, завершающих становление конкретных тектоно-магматических структур, в определенной мере подтверждается геохимическими данными. Для Центрально- и Западно-Баймакской зон в целом и для Хворостянского участка в Макан-Бурибаевском рудном районе на основании спектральных анализов были определены фоновые содержания меди в различных по составу и фациальной принадлежности вулканогенных породах (табл. 8).

Таблица 8

Распределение меди в различных литолого-фациальных типах пород Баймакского вулcano-плутонического комплекса (Серавкин, Хусаинов, 1972)

Тип пород	Количество анализов	Фоновое содержание (округленное), в $\cdot 10^{-3}\%$	Кларки соответствующих типов пород (Виноградов, 1962)		
Поздние субвулканические кварцевые липарито-дацитовые порфиры	65	6	Для пород кислого состава (граниты, гранодиориты и др.)	0,002	
Эффузивные, пирокластические и ранние субвулканические породы	Липаритовые и липарито-дацитовые порфиры	46	3		
	Дацитовые порфиры	135	5	Для пород среднего состава (диориты, андезиты)	0,0035
	Андезито-дацитовые порфиры	64	5		
	Андезитовые порфиры	150	10		
	Андезито-базальтовые порфиры	25	20	Для основных пород (базальты, габбро и др.)	0,010

Как следует из табл. 8, фоновые (модальные) содержания меди в неизмененных (не затронутых процессами окислительного метасоматоза) породах кремнекислого состава значительно ниже, чем в породах основного состава. Это в определенной мере подтверждает известные представления о глубинном (подкоровом), а не внутрикоровом, источнике меди колчеданных месторождений, полученные на основе изотопного и общего металлогенического анализа (Смирнов, 1968). Вместе с тем, содержания меди в субвулканических породах закономерно возрастают от ранних к более поздним фазам их внедрения (см. табл. 7), достигая максимальных величин в наиболее поздних кислых субвулканических породах. Это во всяком случае свидетельствует о повышении роли главного рудообразующего элемента в поздние стадии развития конкретных рудно-магматических систем.

Суммируя материал по Баймакскому и Макан-Бурибаевскому рудным районам, можно констатировать, что процессы рудообразования парагенетически тесно связаны с формированием ранних липарито-дацитовых субвулканических тел, завершавших контрастную часть дифференцированной формации, и поздних субвулканических тел липарито-дацитового состава, внедрившихся на заключительных этапах становления всей формации.

СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КИСЛОГО СОСТАВА И ИХ РОЛЬ В РАЗМЕЩЕНИИ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Как видно из изложенного выше, колчеданное оруденение во всех рассмотренных рудных районах башкирской части Магнитогорского мегасинклинория пространственно и по времени своего образования наиболее тесно связано с субвулканическими комплексами, сопровождаемыми раннегеосинклинальные дифференцированные вулканогенные формации. В этих субвулканических комплексах главная роль принадлежит порфировым породам ультракислого, кислого и умереннокислого состава. Поэтому определенный интерес представляет специальное рассмотрение геологических, минералого-петрографических и петрохимических особенностей кислых субвулканических пород, а также их взаимоотношений с колчеданными рудами.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КИСЛОГО СОСТАВА

Субвулканические порфировые породы, по составу отвечающие липаритовым, липарито-дацитовым порфирам, дацитовым и андезито-дацитовым порфиритам, являются составной частью субвулканических комплексов, парагенетически связанных с дифференцированными вулканогенными формациями силурийского и среднедевонского возраста. В соответствии с этим кислые субвулканические порфировые породы образуют два крупных возрастных ряда: силурийско-нижнедевонский, распространенный к западу от хр. Ирэндик, и среднедевонский, проявившийся главным образом в структурно-формационных зонах, расположенных восточнее хр. Ирэндик.

В этих рядах выделяются группы ранних субвулканических пород, тесно ассоциирующихся с эффузивно-пирокластическими образованиями, и поздних, не имеющих эффузивных и пирокластических аналогов. Некоторые поздние субвулканические тела прорывают вулканогенные породы более молодых формаций и флишоидные вулканогенно-осадочные и осадочные отложения, захороняющие вулканические постройки (Баймакский, Сибайский, Верхнеуральский и Учалинский рудные районы).

Размещение тел кислых субвулканических пород контролировалось более или менее протяженными сколовыми зонами глубокого заложения, имеющими главным образом синвулканический характер,

на что указывает приуроченность к ним отдельных вулканических аппаратов и разновозрастных субвулканических пород различного состава. Простираение таких зон может быть различным. Примером зон субмеридионального простираения являются Сибайская и Бакр-Узякская зоны в Сибайском рудном районе и Учалинская в Учалинском рудном районе; диагональные зоны представлены Петропавловско-Хворостянской зоной северо-западного простираения в Макан-Бурибаевском рудном районе и Аргаган-Баймакской зоной северо-восточного простираения Баймакского рудного района. Широтные зоны отмечаются на Самарском участке в Макан-Бурибаевском рудном районе и, по данным Р.Г. Язевой (1969), в Александринском рудном поле (Сарыкамышская и Александринская зоны консолидации тел поздних липаритовых порфиров).

Значительное влияние на размещение, условия залегания и форму субвулканических тел оказывали вулканические постройки, а также синвулканические складчатые и дизъюнктивные структурные элементы, к числу которых относятся кольцевые структуры Майского рудного поля, месторождений Бакр-тау, Абейсаз, Таш-тау, крупная кальдерообразная структура Маканского рудного поля и т.д. В пределах вулканических сооружений субвулканические породы размещаются либо в поверхностях наслоения, иногда осложненных межпластовыми срывами с образованием пластообразных залежей, либо в трещинах и местах их пересечения в виде дайко- и штокообразных тел.

Становление порфировых пород кислого состава фиксировало собой более или менее устойчивую смену нисходящих, главным образом тектонических движений, преобладающими и прогрессивно усиливавшимися восходящими движениями. Особенно отчетливая связь порфировых комплексов с обстановкой поднятий проявлялась на заключительных этапах вулканических циклов. Кислые магматические породы этой группы нередко тесно ассоциируют с флишoidными вулканомиктовыми отложениями; здесь же часто отмечаются рифогенные известняки (Червяковский, 1966б; Бородаевская, Кривцов, Курбанов, Ширай, 1970).

Глубина формирования субвулканических кислых порфировых пород, видимо, изменялась в течение геологического развития отдельных структурно-формационных зон. Если для субвулканических тел ранних групп в ряде мест, к числу которых относятся месторождения Учалинское, Сибайское, им. XIX партсъезда, устанавливается близповерхностная глубина застывания, то для субвулканических образований более поздних групп, если судить по реставрации мощностей пород кровли, наиболее характерны значительно большие глубины. Нередко отмечающиеся в составе обломочной субфации субвулканических пород обломки плагиигранитов (Учалинское, Культюрт-тауское, Майское, Тубинское и некоторые другие месторождения), а также установленные переходы между субвулканическими дацитовыми порфиритами и плагиигранит-порфирами Баймакского рудного района (П.Ф. Сопко, Л.Н. Сопко, 1971) указывают на существование гипабиссальной фации.

Наблюдается определенная зависимость форм и условий залегания субвулканических тел от структурных особенностей отдельных участков, от состава порфировых пород, который в значительной мере определял степень вязкости расплавов и в меньшей степени от глубины их формирования. Так, для хорошо проявленных зон разрывных нарушений наиболее характерны дайко- и штокообразные секущие тела различных размеров (см. рис. 5, 29). В ассоциации с вулканическими постройками центрального типа, примером которых являются рудные поля Майского, Бакр-тауского и некоторых других месторождений, нередко отмечаются кольцевые дайки (см. рис. 22). Пластовые тела формируются под экраном кремнистых и эффузивных пород.

Для плагиоклазовых и роговообманково-плагиоклазовых дацитовых порфиритов, для базокварцевых с вкрапленниками плагиоклаза и фельзитовидных липаритовых и липарито-дацитовых порфиров в общем наиболее характерны дайки и штоки. Иногда такие субвулканические тела связаны с экструзивными телами, которые в свою очередь переходят в эффузивные и пирокластические породы.

Крупные штокообразные, этмолитообразные и в меньшей мере пластовые тела слагают крупнопорфировые кварцевые андезито-дацитовые порфириты, а также мегафировые липарито-дацитовые порфиры и дацитовые порфириты (см. рис. 5). Для липаритовых порфиров и кварцевых дацитовых порфиритов, тесно ассоциирующихся с магматогенными брекчиями ликвационного и эксплозивного генезиса, наиболее характерны крупные, сложно построенные силлы и нередко штокообразные тела с мощными пластообразными апофизами (см. рис. 7, 8, 27).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КИСЛОГО СОСТАВА

Как уже отмечалось, субвулканические кислые порфировые породы, парагенетически связанные с дифференцированными вулканогенными формациями, представлены липаритовыми и липарито-дацитовыми порфирами, дацитовыми и андезито-дацитовыми порфиритами. Наиболее полные наборы субвулканических пород характерны для последовательно дифференцированных базальт-андезито-дацито-липаритовых формаций как силурийского, так и среднедевонского возраста. Особенно широкое развитие субвулканических пород отмечается в Баймакском, Учалинском и Верхнеуральском рудных районах, что, видимо, объясняется сходным тектоническим режимом их развития.

В большинстве исследованных рудных районов в целом отмечается более основной состав субвулканических пород ранней группы, которые представлены главным образом дацитовыми, иногда даже андезито-дацитовыми порфиритами, в меньшей степени липарито-дацитовыми порфирами. В случае широкого развития разнообразных

субвулканических пород ранней группы, как это, например, имеет место в Учалинском рудном районе, более основным составом отличаются породы наиболее ранних фаз.

Породы поздних групп во всех рудных районах, как правило, представлены значительно полнее. В их состав входят плагиоклазовые, кварцево-плагиоклазовые липаритовые порфиры, кварцево-плагиоклазовые, плагиоклазовые и кварц-роговообманково (пироксеново)-плагиоклазовые (нередко с калиевым полевым шпатом и биотитом) липарито-дацитовые порфиры, дацитовые и андезито-дацитовые порфириты. Вместе с субвулканическими породами ранних групп они обычно образуют гомодромные ряды.

Исключение в этом отношении составляют лишь субвулканические породы Верхнеуральского рудного района, где, по данным К.А.Уразаева, наблюдается последовательное формирование липаритовых, липарито-дацитовых порфиров и андезито-дацитовых порфиритов.

Главные минералы-вкрапленники кислых субвулканических пород - кварц и плагиоклаз, достигающие в мегафировых разновидностях 10-15 мм. Более подробная характеристика этих породообразующих минералов будет дана в следующем разделе, посвященном их типоморфным особенностям.

Плагиоклаз представлен таблитчатыми и удлинненно-призматическими зернами альбита и альбит-олигоклаза (1-14% An). Для мегафировых дацитовых и андезито-дацитовых порфиритов, в значительно меньшей степени для липаритовых порфиров (Александринское рудное поле) характерной особенностью является присутствие двух, реже нескольких генераций плагиоклаза, одна из которых представлена широкотаблитчатым, отчетливо зональным и как правило интенсивно сосюритизированным андезином (30-45% An). Кристаллы кварца часто имеют бипирамидальную форму, характерную для высокотемпературной модификации (Шубников, 1940). Очень часто отмечаются микрографические срастания его с плагиоклазом.

Судя по ряду признаков, кристаллизация кварца происходила как в интрателлурическую стадию, так и в близповерхностных условиях в процессе застывания субвулканической породы. На внутрикамерный тип кристаллизации указывают изменение размеров фенокристаллов по мере приближения к контакту с вмещающими породами, пересечение гранями фенокристалла элементов витрофировой и пузырьистой структуры с частичным захватом их во время его роста (Бобохов, Родичева, 1970), развитие крупных микропегматитовых сростков вокруг газовых лузьярков, закономерное изменение содержания элементов-примесей в кварце из разных частей субвулканического тела и вследствие этого изменение температуры инверсии, а также параметров термолюминесценции, о чем подробнее будет сказано ниже. Признаки интрателлурического роста заключаются в одинаковом размере вкрапленников во всем объеме субвулканического тела, в наличии коррозионных бухт, хотя последние представляют гетерогенные образования и иногда связаны с скелетным ростом кристалла кварца.

В настоящее время трудно классифицировать субвулканические породы по времени кристаллизации вкрапленников кварца, тем более, что в одном субвулканическом теле иногда наблюдаются фенокристаллы обоих типов.

Для поздних липарито-дацитовых порфиров и особенно для поздних дацитовых и андезито-дацитовых порфиритов, наряду с фенокристаллами кварца и плагиоклаза, характерны вкрапленники клинопироксена ($c N_g = 48^0$; $2V = +58$), роговой обманки, изредка калиевого полевого шпата и биотита.

Структурные и текстурные особенности кислых субвулканических пород весьма разнообразны. В липаритовых порфирах отмечаются витрофировая, сферолитовая, эмульсионная, микролито-сферолитовая, аксиолитовая и пепловидная структуры основной массы. Для базокварцевых, фельзитовидных липаритовых и липарито-дацитовых порфиров обычны сферолитовая, микролито-сферолитовая, микролитовая и фельзитовая структуры; менее развита эмульсионная структура. В дацитовых порфиритах проявляются микролитовые, микропойкилитовые, микролито-фельзитовые структуры. Для андезито-дацитовых порфиритов наиболее характерны криптокристаллическая, микролитовая и редко микролито-сферолитовая структуры. Очень широким развитием, особенно в зонах и участках гидротермального изменения пород, пользуются структуры перекристаллизации — микрогранобластовая и аллотриоморфнозернистая, нередко весьма напоминающие благодаря сравнительно крупным, изометричным бластическим зернам кварца апосферолитовую структуру. Наиболее распространены массивная, эвтакситовая, флюидальная, шаровая и пузыристая текстуры. Последние характерны для приконтактных зон субвулканических тел.

Широко развиты среди субвулканических пород рассматриваемой территории разности, сопровождающиеся автомагматическими, ликвидационными, взрывными магматогенными брекчиями и брекчиевидными породами замещения (Бобохов, 1968, 1969), которые либо облекают их тела в виде чехла, либо образуют самостоятельные, обособленные залежи. По минеральному и химическому составу субвулканические породы этой группы соответствуют кварцево-плагиоклазовым дацитовым порфиритам (Учалинское и Маканское рудные поля), но чаще всего липаритовым и липарито-дацитовым порфирам. По отношению к активной вулканической деятельности полифациальные субвулканические образования представляют собой раннюю группу (Макан-Мамбетовское рудное поле, Баймакский и Учалинский рудные районы) или образовались в начальные фазы формирования пород поздней группы (Акъяр-Бурибаевская зона, Баймакский, Сибайский, Учалинский и Верхнеуральский рудные районы). На месторождениях Сибайского, Учалинского и Верхнеуральского рудных районов отмечается несколько поколений субвулканических пород, сопровождающихся магматогенными брекчиями.

Для таких субвулканических образований характерны специфические структуры (сферолитовая, аксиолитовая, пепловидная, эмуль-

сионная) и текстуры (флюидальная, эвтаксовая, атаксовая, иг- нимбритовидная, шаровая и пузыристая). Обычно в субвулканических телах, сложенных породами этого типа, отмечается закономерная смена структур и текстур, отражающая развитие в магматической колонке процессов, в основе которых лежат явления ликвации и перераспределения газовой фазы (Бобохов, 1968, 1969).

Отмеченные структурно-текстурные особенности указывают на значительное содержание в исходных расплавах летучих компонентов. По произведенным для субвулканических липаритовых порфиров Сибайского месторождения расчетам содержание летучих в составе магматогенных брекчий в момент их внедрения составляло около 12% при содержании их в массивных субвулканических породах около 2,5%.

Значительный интерес представляют также порфиновые породы, по составу отвечающие липаритовым и липарито-дацитовым порфирам и дацитовым порфиритам, содержащие обильные и крупные фенокристаллы кварца и вследствие чего получившие название мегафиров (П.Ф. Сопко, Л.Н. Сопко, 1971). По времени своего формирования они являются одними из наиболее поздних субвулканических пород для всех исследованных рудных районов. Кроме крупных фенокристаллов кварца, они содержат меньшие по размерам вкрапленники плагиоклаза, пироксена, роговой обманки, реже биотита и калиевого полевого шпата. Нередко калиевый полевой шпат отмечается только в составе основной массы, где он, по данным И.С. Анисимова, А.И. Кривцова и П.В. Аржавитина, находится в тонких сростаниях с кварцем и плагиоклазом. Отличительная особенность рассматриваемых пород — весьма тонкозернистая основная масса, в отдельных разновидностях представленная криптокристаллической, сферолитовой, микролито-сферолитовой, микролитовой и фельзитовой структурами. Это, по мнению П.Ф. Сопко и Л.Н. Сопко (1971), служит доказательством того, что в момент кристаллизации исходные расплавы этих пород были в значительной мере лишены летучих компонентов.

Заслуживают особого рассмотрения кварц-роговообманково-(пироксеново)-плагиоклазовые андезито-дацитовые порфириты, распространенные в Баймакском, Учалинском и Верхнеуральском рудных районах. По времени образования и некоторым структурным особенностям они близки к мегафирмам, с которыми иногда их связывают постепенные переходы. В Баймакском рудном районе андезито-дацитовые порфириты размещаются главным образом в зоне контакта силурийской базальт-андезито-дацито-липаритовой и нижнедевонской андезито-базальтовой формаций. Порфириты здесь имеют явные черты гибридности, заключающиеся в неравновесности минеральных ассоциаций, неоднородности строения (одни участки субвулканических тел имеют андезитовую структуру основной массы, другие — микролито-сферолитовую) и некоторых других особенностях, что, по предположению П.Ф. Сопко и Л.Н. Сопко (1971), обусловлено смешиванием расплавов среднего и кислого составов.

Гибридный облик имеют андезито-дацитовые порфириды и в Учалинском рудном районе, где в их составе отмечается характерный для гибридных пород акцессорный магнетит, обогащенный титаном (Бурикова, 1972), обилие ксенолитов и неравномерное распределение вкрапленников. Г.Б. Мельникова и Г.Ф. Червяковский (1973), учитывая данные химических анализов и геологическое положение субвулканических тел, отнесли субвулканические андезито-дацитовые порфириды к комагматам эффузивных андезитовых порфиритов. Аналогичная связь с живецкими эффузивными андезитовыми порфиридами предполагается и для кварцевых андезито-дацитовых порфиритов Александринского рудного поля (Язева, 1969).

Таким образом, на основании рассмотренных выше геолого-петрографических особенностей кислых субвулканических пород можно заключить, что последние образуют два возрастных ряда, сформированных в течение раннегеосинклинальной стадии развития Магнитогорского прогиба, один из которых парагенетически связан с силурийскими, а другой со среднедевонскими дифференцированными формациями.

Для каждого из этих возрастных рядов эволюция составов исходных расплавов, условий их формирования и консолидации происходила в общем сходным путем, заключавшемся в гомодромной в целом направленности развития, вероятно, связанной с нарастающей к концу тектоно-магматических этапов общей стабилизацией структурно-формационных зон (Бородаевская, Кривцов, 1971). К начальным этапам формирования рядов обычно приурочены вулканические породы, исходные расплавы которых содержали в момент кристаллизации повышенное содержание летучих. Конечные этапы характеризовались внедрением обедненных летучими расплавов и образованием пород гибридного облика. Эта тенденция для Магнитогорского мегасинклиниория впервые была отмечена П.Ф. Сопко и Л.Н. Сопко (1971).

Тесная связь колчеданного оруденения с кислыми субвулканическими породами обуславливает необходимость расчленения их и выяснения условий образования более тонкими методами, в частности, путем изучения типоморфных особенностей породообразующих минералов.

НЕКОТОРЫЕ ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

В последние годы благодаря успехам физики твердого тела выяснилось, что целый ряд оптических (показатель преломления, поглощение в видимой, ультрафиолетовой и инфракрасной областях спектра, ориентировка оптической индикатрисы, явления двупреломления и др.), структурных (параметры элементарной ячейки, упорядоченность), электрических, люминесцентных, механических (твердость, хрупкость) и некоторых других особенностей минералов находятся

в причинной зависимости от физико-химических условий их кристаллизации. Эта зависимость вызвана тем, что перечисленные свойства минералов, называемые типоморфными, связаны с дефектностью кристаллической решетки, а характер и количество различного рода дефектов обусловлены химизмом среды кристаллизации, давлением, температурой и скоростью кристаллизации (Ван Бюрен, 1962). Был проведен значительный объем экспериментальных работ, в результате которых удалось увязать некоторые типоморфные особенности минералов с условиями их кристаллизации. Поэтому, изучая типоморфные свойства породообразующих минералов и опираясь при этом на результаты экспериментальных работ (особенно с синтезированными минералами), можно получать информацию петрогенетического характера. Нами изучались типоморфные особенности главных породообразующих минералов кислых субвулканических пород — кварца и плагиоклаза.

Плагиоклаз

Многочисленные, проведенные различными исследователями определения состава плагиоклаза, образующего вкрапленники в кислых порфировых породах силурийского и среднедевонского возраста, показали почти исключительную принадлежность его наиболее кислым разновидностям — альбиту и реже альбит-олигоклазу. Более основной плагиоклаз, представленный зональным андезитом, наблюдается, как отмечалось выше, только в составе поздних дацитовых и андезито-дацитовых порфиритов. Кислый состав плагиоклазов из вкрапленников аналогичных пород отмечается и во многих других районах развития колчеданосных вулканогенных формаций как в Советском Союзе, так и зарубежных странах. Несмотря на то, что большинством петрографов альбит в таких породах считается метаморфическим минералом, многие вопросы его происхождения до сих пор остаются неясными и продолжают дискутироваться (Елисеев, 1938; Чумаков, 1940; Дзоценидзе, 1948; Коржинский, 1960; Иванов, 1961; Русинов, 1965; Заридзе, 1968 и др.).

Нами изучались плагиоклазы главным образом из кислых субвулканических пород Учалинского рудного района. Были определены показатели преломления в иммерсионных жидкостях по методу кольцевого экранирования Ю.А. Черкасова, состав — методом Кеннеди-Татарского (Kennedy, 1947; Татарский, 1956), использующим данные определения показателей преломления, методом определения координат двойниковой оси и нормали к двойниковому шву на столике Федорова с последующим нанесением на диаграммы А.С. Марфунина (1962), Г. Каадена (Трегер, 1958), В.В. Никитина (Соболев, 1954), угол оптических осей, законы двойникования и условная степень упорядоченности ионов Al^{+3} и Si^{+4} в кремнекислородных тетраэдрах плагиоклазов по диаграмме А.С. Марфунина (1962).

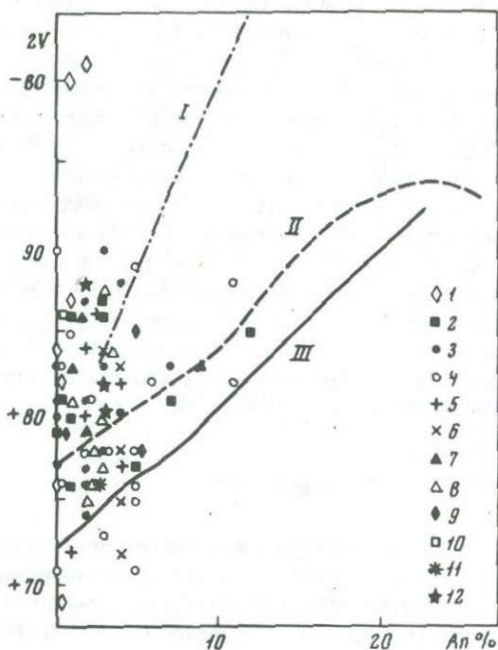


Рис. 32. Диаграмма зависимости угла оптических осей высокотемпературных и низкотемпературных плагиоклазов от состава (по А.С. Марфунину, 1962)

1 - дацитовые порфиры; 2 - базокварцевые липаритовые порфиры южной части Учалинского рудного поля; 3 - кварцевые липаритовые порфиры южной части Учалинского рудного поля; 4 - базокварцевые липаритовые порфиры; 5 - липарито-дацитовые порфиры; 6 - липарито-дацитовые порфиры Курпалинского рудопроявления; 7 - мегафировые дацитовые и андезито-дацитовые порфиры; 8 - липаритовые порфиры горы Бугульгыр; 9 - липаритовые порфиры из окрестностей дер. Сайтаково; 10 - дацитовый порфирит из обломка вулканомиктовой породы верхнего живета; 11 - липаритовый порфир из верхнедевонских конгломератов; 12 - плагиогранит-порфир Ахуновского массива. Вариационные кривые: I - высокотемпературных плагиоклазов, II-III - низкотемпературных плагиоклазов

Кроме того, степень упорядоченности была вычислена по значениям угловых расстояний $2\theta(131) - 2\theta(\bar{1}\bar{3}1)$ и $2\theta(1\bar{3}2) - 2\theta(\bar{1}31)$, являющихся наиболее чувствительными к изменениям структурного состояния плагиоклазов (Borkowska, 1967). Угловые расстояния рассчитывались с помощью компаратора по рентгенограммам, полученным порошковым методом в камере РКУ-114 (вре-

мя экспозиции 12 часов, FeK-излучение, впоследствии пересчитанное на SiK-излучение. Аналитик Н.И. Сандреева).

Была изучена также для всех разновидностей субвулканических пород Учалинского рудного района естественная термоллюминесценция (ЕТЛ) и радиотермоллюминесценция (РТЛ) при температурах выше 20°С. Описание установки и методика работы будут приведены несколько ниже при рассмотрении термоллюминесценции кварца.

Все изученные плагиоклазы относятся к кислым разновидностям (0 – 14% An). Угол оптических осей у подавляющего большинства плагиоклазов положительный, равный 70–90°. Исключение составляют лишь несколько зерен из наиболее ранних кварцево-плагиоклазовых дацитовых порфиритов, в которых угол оптических осей оказался отрицательным и равным 78–80°.

Наиболее широко распространенными законами двойникования оказались карлсбадский, альбитовый, альбит-карлсбадский; значительно реже отмечались такие законы, как манебахский, манебах-эстерельский, периклиновый. Какой-либо связи законов двойникования с определенными типами субвулканических пород не установлено.

Судя по диаграмме "угол оптических осей – состав плагиоклаза" (рис. 32), плагиоклазы всех разновидностей кислых субвулканических пород обладают как неупорядоченной, так и высокоупорядоченной оптикой. Однако, если сравнить относительное количество плагиоклазов с неупорядоченной оптикой, то обнаруживается определенная тенденция к повышению степени упорядоченности в плагиоклазах более поздних фаз формирования субвулканических пород. Исключение представляют плагиоклазы второй генерации мегафировых дацитовых и андезито-дацитовых порфиритов, среди которых относительное количество кристаллов с высокотемпературной оптикой составляет 1,0.

Относительное количество плагиоклазов с неупорядоченной оптикой

Кварцево-плагиоклазовые дацитовые порфириты	5,0
Базокварцевые липаритовые порфириты южной части рудного поля	1,5
Кварцевые липаритовые порфиры южной части рудного поля	1,3
Базокварцевые липаритовые порфиры	0,4
Липарито-дацитовые порфиры	0,5
Липарито-дацитовые порфиры рудопроявления Курпалы	0,25
Мегафировые кварцевые дацитовые и андезито-дацитовые порфириты (плагиоклаз второй генерации)	1,0

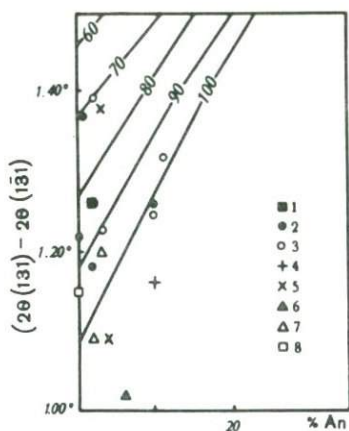


Рис. 33. Диаграмма "состав-степень упорядоченности" по результатам замеров угловых расстояний $2\theta(131) - 2\theta(1\bar{3}1)$ в плагиоклазах (по Д.В. Slemmons, 1962)

1 - базокварцевые липаритовые порфиры южной части Учалинского рудного поля; 2 - кварцевые липаритовые порфиры южной части Учалинского рудного поля; 3 - базокварцевые липаритовые порфиры; 4 - липарито-дацитовые порфиры; 5 - липарито-дацитовые порфиры Курпалинского рудопроявления;

6 - мегафировые дацитовые и андезито-дацитовые порфириты; 7 - липаритовые порфиры горы Бугульгыр; 8 - дацитовый порфирит из обломка вулканомиктовой породы верхнего живета

Примерно такая же картина вырисовывается и на диаграмме "состав - угловые расстояния $2\theta(131) - 2\theta(1\bar{3}1)$ ", изображенной на рис. 33. Наименее упорядоченными и в этом случае являются плагиоклазы из наиболее ранних субвулканических пород - базокварцевых липаритовых и кварцевых липаритовых порфиров.

Естественная термоллюминесценция из всех разновидностей субвулканических пород характеризуется двумя максимумами с $T_{m1} = 465-470^\circ\text{K}$ и $T_{m2} = 573^\circ\text{K}$ с отношением $I_{m1}/I_{m2} = 1$ (рис. 34). Наибольшая интенсивность свечения наблюдалась лишь у плагиоклазов из кварцевых липаритовых порфиров южной части рудного поля (рис. 34, кривая 1). Кривые радиотермоллюминесценции тех же проб обнаруживают совпадение температуры свечения высокотемпературного пика. Низкотемпературный пик несколько сместился в сторону более низких температур ($T_m = 420^\circ\text{K}$). Кроме того, появился дополнительный пик при $T_m = 340^\circ\text{K}$.

Заслуживает внимания значительно бóльшая интенсивность высокотемпературного пика ($T_m = 573^\circ\text{K}$) на кривой радиотермоллюминесценции по сравнению с естественной термоллюминесценцией; см. кривые 5 (ЕТЛ) и 7 (РТЛ) на рис. 34.

Как известно из теории термоллюминесценции (Адирович, 1951; Лушик, 1955), интенсивность свечения отдельных пиков находится в прямой зависимости от количества запасенных электронов на локальных энергетических уровнях, соответствующих этим пикам.

В свою очередь, количество запасенных электронов зависит от емкости энергетической ловушки, т.е. от количества дефектов определенного типа, от интенсивности жесткого излучения, приводящего к переводу электронов из валентной зоны в зону проводимости, откуда они впоследствии попадают в энергетические ловушки, и от продолжительности воздействия на кристалл жесткого излучения, т.е. практически от геологического возраста кристалла. Значительно большая интенсивность РТЛ указывает на то, что естественное радиоактивное излучение не полностью заполнило электронами локальную энергетическую ловушку с $T_m = 573^\circ\text{K}$. Незначительное количество запасенных на этом локальном уровне электронов могло быть связано с опустошением его в результате какого-то термического воздействия. Однако в кварце из этих же субвулканических пород в том же температурном интервале, как будет показано ниже, отмечаются значительно большие интенсивности термовысвечивания и в абсолютном значении и в относительной интенсивности РТЛ. Кстати сказать, и в кварце, и в альбите ТЛ связана с кремнекислородными тетраэдрами, в которых часть Si замещена Al, на что, в частности, указывает поразительное сходство температурных интервалов отдельных максимумов.

Обращает на себя внимание и постоянство значения интенсивности ЕТЛ, отмечающееся во всех разновидностях субвулканических пород Учалинского рудного поля.

Отмеченные особенности ТЛ альбитов можно объяснить их вторичной природой, связанной с замещением первичных плагиоклазов после окончательной консолидации субвулканических тел.

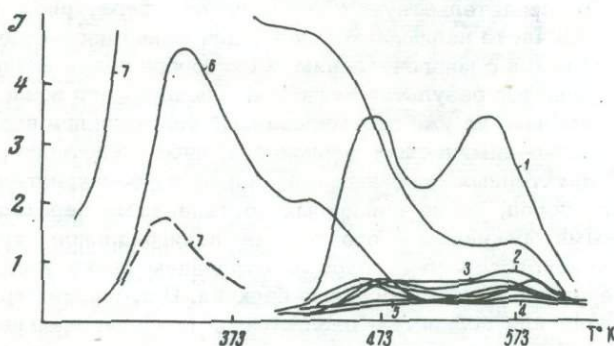


Рис. 34. Кривые естественной и радиотермолюминесценции плагиоклазов

ЕТЛ: 1 — липаритовые порфиры южной части рудного поля; 2, 3 — базокварцевые липаритовые порфиры; 4 — мегафировые дацитовые порфириты; 5 — липарито-дацитовые порфиры. РТЛ: 6 — мегафировые дацитовые порфириты; 7 — липарито-дацитовые порфиры

Вместе с тем вряд ли случайна большая разупорядоченность плагиоклазов из наиболее ранних субвулканических пород, формирование которых происходило по геологическим данным на сравнительно небольших глубинах. Установленное последовательное увеличение упорядоченности альбита в субвулканических породах в зависимости от глубины их консолидации хорошо согласуется с существующими представлениями о влиянии на ход упорядочения глубины образования магматических тел и связанной с этим скорости охлаждения (Марфунин, 1962). Несоответствие между неодинаковой упорядоченностью и вторичной природой альбитов в этом случае можно объяснить так называемой молекулярной памятью, заключающейся в сохранении некоторых особенностей, отражающих первичное состояние (Таттл, Боуэн, 1952).

Кварц

Кварц один из самых распространенных минералов порфировых выделений в субвулканических породах кислого состава. Размеры его кристаллов, составляющие в среднем 1–2 мм, вполне допускают исследование его типоморфных особенностей. Были исследованы морфологические особенности кварца, расплавные и газовой-жидкие включения, элементы-примеси, температура инверсионного перехода, микротвердость и термолюминесценция.

Некоторые морфологические особенности кварца

Обычная кристаллографическая форма кварца из фенокристаллов субвулканических пород – гексагональная бипирамида, что, по А.В. Шубникову (1940), свидетельствует о его высокотемпературном генезисе. Однако очень часто наблюдается более или менее изометричная форма вкрапленников с многочисленными бухтообразными впадинами. Такая форма является результатом либо корродирующего воздействия остаточного расплава на уже сформированный кристалл при нарушении между ними физико-химического равновесия, либо скелетного роста.

Одна из характерных особенностей кварца из фенокристаллов субвулканических пород, тесно связанных постепенными переходами с магматогенными брекчиями – его сотовое полигональное строение. Количество фенокристаллов с сотовым строением резко увеличивается в зоне перехода в магматогенные брекчии. В последних кристаллы кварца частично или полностью раздроблены по полигональным трещинкам и отдельные обычно пятигранные фрагменты их как бы растащены вдоль флюиальности.

Морфологически сотовая структура кварцевых фенокристаллов совершенно идентична сотовому высокотемпературному кварцу, испытывавшему $\alpha \rightarrow \beta$ -превращение при быстром падении давления (Долгов, 1955). Вероятно, образование сотового кварца в субвулканических породах было связано с резким падением давления в момент прорыва магматогенных брекчий в верхние горизонты.

В кварце всех исследованных разновидностей субвулканических пород отмечается обилие твердых и газовой-жидких включений. Как правило, газовой-жидкие включения располагаются в виде зон, пересекающих фенокристалл, и относятся к явно вторичным образованиям, сформированным в результате залечивания микротрещинок в кварце (Ермаков, 1950).

Твердые включения сложены стеклообразным, иногда частично раскристаллизованным веществом черной, темно-бурой, зеленоватой или светлой окраски. Видимые газовые пузырьки в них отмечаются довольно редко. По морфологическим особенностям выделяются два типа твердых включений. Включения первого типа имеют негативную правильную огранку в виде гексагональной бипирамиды. Несколько реже встречаются включения с изометричной формой. И те, и другие отмечаются главным образом в центральных частях фенокристаллов. Судя по нередко наблюдающемуся концентрически зональному или спиралеобразному расположению включений, в общем параллельному очертаниям кристалла-хозяина, они представляют собой первичные включения капелек маточного расплава. Сравнительно крупные размеры их (0,01–0,8 мм) не дают основания думать, что на их состав существенно влияли адсорбционные свойства поверхности растущего кристалла.

Включения другого типа отличаются удлиненной, каплеобразной формой. Они наблюдаются в периферических зонах кристаллов, часто ориентированы радиально и нередко обнаруживают связь с основной массой порфириров. Их образование происходило, видимо, позже консервации включений первого типа. По классификации Н.П. Ермакова они относятся к мнимовторичным включениям.

Плавление твердой фазы первичных расплавных включений из фенокристаллов кварца липаритовых порфириров Карамалыташской структуры происходило при температуре $830 \pm 30^\circ\text{C}$ и сопровождалось появлением газового пузырька. Гомогенизация наблюдалась при температуре 1150–1170°C.

Таким образом, температурный интервал кристаллизации кварца составляет 370°C . Это объясняет правильную негативную огранку включений, появляющуюся лишь в том случае, когда расплав после полной его изоляции достаточно долгое время сохраняет активность и способность к переформированию полости включения (Бакуменко, 1970). При плавлении некоторых включений были обнаружены две несмешивающиеся жидкие фазы, граница между которыми исчезала при температуре 880–900°C.

Как выяснилось, вариации состава первичных включений в фенокристаллах кварца, определявшегося с помощью лазерного микроанализатора LMA-1, в объеме одного субвулканического тела сравнительно невелики (Бобохов, Авзянов, Воронин и др., 1974). Это дает возможность применить расплавные включения для расчленения и корреляции кислых субвулканических пород по составу и некото-

рым геохимическим особенностям их исходных расплавов, а также выяснить характер эволюции этих расплавов во времени.

Было установлено, что наиболее информативными компонентами при определении состава включений лазерным микроанализатором являются Al, Mg, Ca, Ti, Fe, Cu. Сопоставление состава включений из последовательно формировавшихся субвулканических пород силурийско-нижнедевонского и среднедевонского возрастных рядов показало, что изменение этих компонентов носит закономерный циклический характер. В каждом из возрастных рядов отмечается сходное поведение петрогенных элементов во включениях: начальные и конечные фазы характеризуются максимальными содержаниями Al, Ti и минимальными Fe, Mg, промежуточные фазы — минимальными содержаниями Al, Ti и максимальными Fe, Mg.

Содержание меди в расплавных включениях увеличивается к конечным фазам силурийско-нижнедевонского возрастного ряда субвулканических пород. Максимальная же концентрация меди во включениях из пород среднедевонского ряда отмечается главным образом в начальных и промежуточных фазах, после чего появляется тенденция к ее уменьшению.

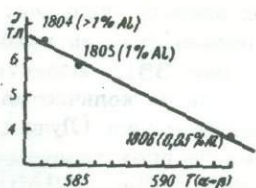
Элементы-примеси в кварце

Определение Al, Ti, Ca, Fe, Mg, Cu, Zn, Ni, Mn, Sr, Ag, Li, Rb, Cs производилось полуколичественным спектральным анализом, Na и K — методом пламенной фотометрии. Результаты определения показали, что содержание элементов-примесей в фенокристаллах кварца из субвулканических пород Магнитогорского мегасинклинория в целом не отличается от приводимых в литературе данных (в %): K (0—0,06), Na (сл. — 0,07), Li (0,0008—0,002), Rb (0,0001—0,002), Cs (0—0,0001), Al (<0,001 — > 1,0), Ti (0,002—0,04), Ca (<0,01 — 0,2), Fe (0,05—0,3), Mg (<0,1—0,2), Mn (<0,001—0,003), Sr (0,0002—0,0005), Cu (0,0003—0,03).

Из исследованных субвулканических пород обособляются мегафировые и крупнопорфировые кварцево-плагиоклазовые липаритовые порфиры Карамалыташской вулканотектонической структуры, в кварце которых на порядок ниже содержание Al и Ti. Содержание K и Na примерно одинаковое, с незначительным преобладанием Na. Субвулканические породы Учалинского и Вехнеуральского рудных районов отличаются малым содержанием щелочей. Количество меди во всех исследованных разновидностях примерно одинаково.

Видимо, относительная близость условий формирования субвулканических пород вызывает отличия, которые не улавливаются, в общем, малочувствительным спектральным анализом. С другой стороны, значительное количество примесей, определяемое с помощью этого метода, так же как и метода пламенной фотометрии, входило в состав неструктурной фазы и включений. На это, в частности, указывает отмечаемое в некоторых кварцах содержание алюминия, превышающее 1%.

Рис. 35. Зависимость температуры $\alpha-\beta$ превращения кварца от интенсивности радио-термолюминесценции пика $T_m = 573^\circ\text{K}$



Вместе с тем количество примесей, определенное с помощью спектрального анализа, в некоторых случаях правильно отображает порядок содержания их в кристаллической решетке кварца (рис. 35).

Температура $\alpha\rightleftharpoons\beta$ превращения кварца

М.Л. Кейтом и О.Ф. Таттлом (1954) было установлено значительное влияние температуры кристаллизации синтетического кварца на температуру его $\alpha\rightleftharpoons\beta$ превращения. М.Л. Кейт (Keith, 1950), исследовавший температуру точки инверсии в природных образцах кварца, пришел к выводу о возможности использования этого параметра в качестве геологического термометра. Действительно, И.В. Булдаков и Ф.Г. Гаврюченков (1972) показали, что с увеличением скорости роста почти функционально уменьшается температура $\alpha\rightleftharpoons\beta$ превращения.

Температура точки инверсии кварца закономерно связана с содержанием структурной примеси Al, Ge, Na, Li (Кейт, Таттл, 1954; Ноздрина, 1960; Булдаков, Гаврюченков, 1972). Температура снижается при увеличении количества ионов Na^{+1} , Li^{+1} и Al^{+3} , в то время как примесь Ge пропорционально повышает ее.

Определение температуры $\alpha\rightleftharpoons\beta$ превращения кварца из субвулканических пород проводилось методом термического анализа на установке "Дериватограф" системы Эрдеи, Паулик. Нагрев осуществлялся со скоростью $5^\circ/\text{мин}$.

Была определена температура точки полиморфного превращения кварца из проб субвулканических кварцево-плагноклазовых дацитовых порфиритов Учалинского месторождения. Проба 1806 взята в 1,5 м от контакта субвулканического тела со слоистыми вулканомиктовыми породами, пробы 1805 и 1804 соответственно в 20 и 30 м от него. Температура $\alpha\rightleftharpoons\beta$ превращения кварца пробы 1806 равна 594°C , пробы 1805 — 585°C , пробы 1804 — 583°C .

Понижение температуры точки полиморфного превращения в направлении к центральной части субвулканической залежи хорошо согласуется с общепринятыми представлениями о значительно меньшей температуре и скорости кристаллизации породообразующих минералов в эндоконтактной зоне интрузивных тел вследствие интенсивного теплообмена с вмещающими породами. На то, что это понижение температуры точки инверсии имеет закономерную связь с содержанием структурной примеси в кварце, также находящимся в почти функциональной зависимости от скорости роста и температуры кри-

таллизации, указывает корреляция ее с интенсивностью радиотермомлюминесценции наиболее высокотемпературного пика с $T_m = 573^\circ \text{K}$ (см.рис. 35). Известно, что интенсивность ТЛ зависит в первую очередь от количества дефектов, образующих локальные энергетические уровни (Лущик, 1955), которые в этом температурном интервале представлены в кварце структурной примесью (Батрак, 1958; Medlin, 1963). До некоторой степени подтверждает это положение и увеличение количества примеси алюминия в кварце, определенное спектральным анализом (см.рис. 35).

Температура точки полиморфного превращения в кварце из субвулканических кварц-пироксен-плаггиоклазовых андезито-дацитовых порфиритов из зоны контакта силурийской базальт-андезито-дацитолипаритовой и нижнедевонской андезито-базальтовой формации Баймакского рудного района составляет 575°C . Основываясь на результатах экспериментальных работ (Keith, 1950; Кейт, Таттл, 1954; Булдаков, Гаврюченков, 1972), можно предположить, что температуры при их кристаллизации были несколько выше по сравнению с дацитовыми порфиритами Учалинского месторождения.

Микротвердость кварца

Микротвердость кристаллов природного кварца изучалась Е.В.Шинзерлинг (1948), Е.Е. Костылевой (1964), А.В. Громовым, В.П.Новиковым, В.И. Свешниковой, Ф.П. Мельниковым (1971), Л.Н. Хетчиковым, И.Л. Комовым, Б.А. Дороговиным (1971). По данным этих исследователей, основные факторы, влияющие на величину микротвердости кварца, — содержание примесей в кристаллической решетке минерала и температура его кристаллизации.

Нами была определена микротвердость вкрапленников кварца в 25 полированных шлифах, изготовленных из образцов, которые были отобраны как в естественных обнажениях порфировых пород, так и из керна буровых скважин. Исследованные шлифы характеризуют субвулканические липаритовые порфиры Сибайского месторождения, мегафировые липаритовые порфиры горы Бугулыгыр, липаритовые порфиры Высоковольного рудопоявления, дацитовые порфириты Учалинского месторождения, липарито-дацитовые порфиры горы Кок-Баш, мегафировые дацитовые порфириты Учалинского рудного поля.

В результате исследования обнаружено, что кварц из фенокристаллов всех разновидностей субвулканических пород характеризуется очень слабой анизотропией первого рода (размеры диагоналей отличаются на 0,1–0,3 мм) и анизотропией второго рода (Лебедева, 1963), равной 1,1–1,3. Так как анизотропия второго рода достаточно велика, к тому же ориентировка исследуемого кварца в полированных шлифах была различной для определения наиболее вероятного для данного образца значения микротвердости, использовался метод построения вариационных кривых. Два максимума на кривой и определяют наиболее вероятные значения микротвердости.

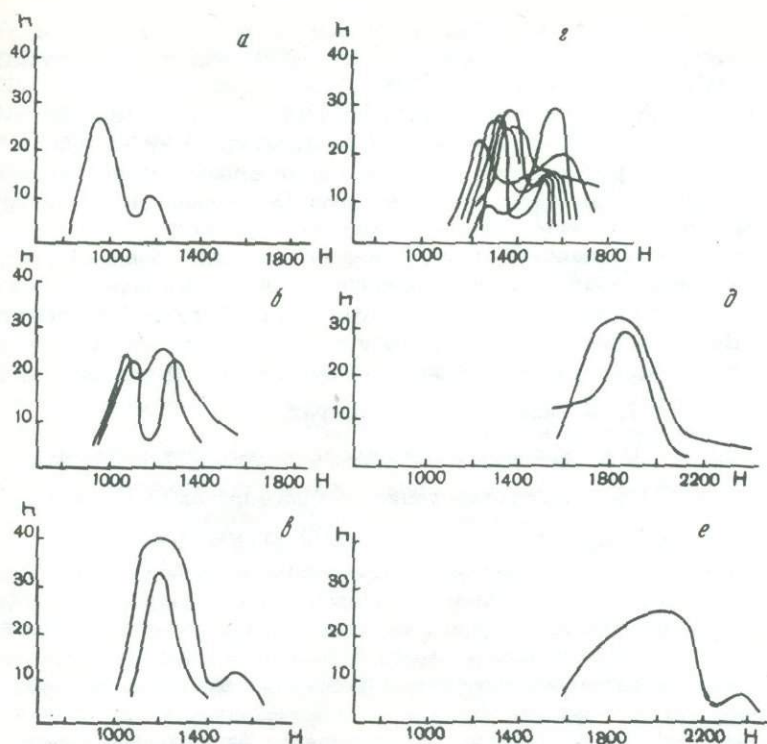


Рис. 36. Вариационные кривые микротвердости кварца из фенокристаллов субвулканических пород. Составила А.Н. Мансветова

а - липаритовые порфиры Сибайского месторождения; б - дацитовые порфириты Учалинского месторождения; в - липаритовые порфиры Высоковольтного рудопроявления; г - липаритовые порфиры горы Бугульгыр и липарито-дацитовые порфиры горы Кок-Баш; д - мегафировые дацитовые порфириты Учалинского рудного поля; е - липаритовые порфиры из дайкообразного тела, секущего флишеидные отложения на левобережье р. Зириклы

Вариационные кривые микротвердости кварца из различных субвулканических пород приведены на рис. 36. Из анализа полученных результатов следует, что изученные субвулканические породы отчетливо отличаются одна от другой по величине микротвердости входящих в их состав фенокристаллов кварца. При этом вариации микротвердости кварца из одного субвулканического тела или из разных субвулканических тел, относящихся к одной фазе, значительно меньше колебаний микротвердости в субвулканических телах разных фаз.

В пределах одного тела максимальные значения микротвердости (приводятся максимальные значения) кварца отмечаются в образцах, взятых из его подошвы ($H=1485-1592 \text{ кг/мм}^2$), минимальное — для образцов из кровельной части ($H=1105 \text{ кг/мм}^2$) и среднее — для образцов из центральной части ($H=1359-1369 \text{ кг/мм}^2$).

Значение микротвердости кварца в магматогенных брекчиях или в зонах, где породы имеют эмульсионную (ликвационную) текстуру, как правило, ниже, чем в породах массивной текстуры.

Наименьшими значениями микротвердости кварца обладают липаритовые порфиры Сибайского месторождения и дацитовые порфириты Учалинского месторождения — 1075 кг/мм^2 и 1162 кг/мм^2 соответственно. Далее последовательное увеличение микротвердости кварца наблюдается в липаритовых порфирах Высоковольтного рудопроявления (1292 кг/мм^2), в липаритовых порфирах горы Бугулыгыр (1371 кг/мм^2), в липарито-дацитовых порфирах горы Кок-Баш (1487 кг/мм^2), в мегафировых дацитовых порфиритах (1855 кг/мм^2) и в липаритовых порфирах из дайки (2205 кг/мм^2).

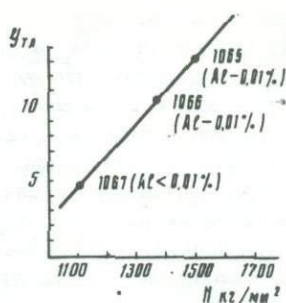
Очень интересным и несколько неожиданным оказалось четкое различие в частотах встречаемости максимальных и минимальных значений микротвердости кварца, проявившееся в различных высотах пиков на вариационных кривых (рис. 36). Свидетельствуя о какой-то закономерной кристаллографической ориентировке зерен кварца, оно проявляется главным образом в субвулканических породах с массивной текстурой. Наоборот, в порфирах с флюидалной текстурой и магматогенных брекчиях, т.е. в породах, текстурные особенности которых указывают на движение частично раскристаллизованного расплава или массы пластичных или полупластичных обломков, частоты встречаемости максимальных и минимальных значений микротвердости одинаковы.

Весьма вероятно, что это является следствием существования в момент внутрикамерной кристаллизации субвулканических пород каких-то физических полей, силовые линии которых и вызвали закономерную ориентировку фенокристаллов кварца.

В качестве проверки положения о зависимости микротвердости кварца от содержания в нем структурных элементов-примесей была сопоставлена микротвердость кварца с интенсивностью высокотемпературного максимума на кривой радиотермолюминесценции кварца из этих же образцов (рис. 37). Были взяты значения интенсивности ТЛ тех проб, в которых отношение интенсивности ЕТЛ к интенсивности РТЛ является величиной постоянной, что указывает на полное заполнение ловушки этого уровня электронами. Как видно на графике, между микротвердостью и интенсивностью РТЛ существует прямая зависимость, что подтверждает причинную связь между микротвердостью и содержанием структурных элементов-примесей.

Содержание в исходных расплавах алюминия и натрия — основных структурных элементов-примесей в кварце, если судить по

Рис. 37. Зависимость между микротвердостью и интенсивностью радиотермодюминесценции высокотемпературного пика с $T_m = 573^\circ\text{K}$ кварца из фенокристаллов липаритовых порфиров горы Бугульгър



результатам полного силикатного анализа, — составляет единицы весовых процентов, тогда как в составе кварца содержание их обычно не превышает 0,02–0,1%. Исходные расплавы всех разновидностей субвулканических пород имели щелочной характер. Таким образом, если предположить, что в исходном расплаве всегда имелось достаточное количество Al и Na и значение потенциала кислотности — щелочности не препятствовало и не вносило заметных корректив на вхождение их в решетку кварца, то основными факторами, управляющими этим процессом, а как следствие и величиной микротвердости, являются температура и скорость кристаллизации. Как мы уже видели, влияние скорости кристаллизации не является основной причиной изменения микротвердости (изменение микротвердости в приконтактных и центральных частях тел сравнительно невелико). Поэтому единственный фактор, управляющий микротвердостью, — температура кристаллизации. Тогда, основываясь на результатах измерения микротвердости, можно предположить, что в серии субвулканических пород Учалинского рудного района температуры кристаллизации расплавов увеличивались в последовательности: дацитовые порфиры, кварцевые липаритовые порфиры южной части рудного поля, в том числе и Высоковольтного рудопроявления, липарито-дацитовые порфиры, мегафировые дацитовые порфиры.

К вопросу о температурном режиме формирования субвулканических пород

Как уже отмечалось выше, среди наиболее ранних в возрастном отношении субвулканических пород всех рудных районов изучаемой территории широко распространены разновидности, характеризующиеся тесной ассоциацией с магматогенными брекчиями, что наряду с некоторыми другими особенностями свидетельствует о значительном содержании в их расплавах летучих компонентов. Наоборот, более поздние фазы представлены породами, кристаллизовавшимися как будто бы из обедненных летучими расплавов. Одним из характерных представителей такого ряда является серия субвулканических пород Учалинского рудного района.

Известно, что летучие компоненты значительно понижают температуру кристаллизации расплавов. А.Н. Заварицкий и В.С. Соболев (1961) указывают, что увеличение содержания воды на 6% понижает температуру плавления гранита на 250°C . Тогда содержащиеся относительно пониженное количество летучих расплавы более поздних фаз должны кристаллизоваться при более высоких температурах.

Последовательное увеличение микротвердости кварца из фенокристаллов субвулканических пород в возрастном ряду: дацитовые порфиры, липаритовые порфиры, липарито-дацитовые порфиры, мегафировые дацитовые порфиры также указывает на это. О повышенных температурах кристаллизации мегафиров по сравнению с наиболее ранними дацитовыми порфиритами Учалинского рудного района свидетельствуют и температуры точки инверсии кварца из их фенокристаллов. Этому предположению несколько не противоречат данные о том, что в плагиоклазах наиболее ранних субвулканических пород отмечается повышенное содержание разновидностей с менее упорядоченной (более высокотемпературной) структурой. Известно, что в соответствии с принципом Гольдсмита силикаты, в том числе и полевые шпаты, кристаллизуются преимущественно в виде метастабильных неупорядоченных высокотемпературных форм в широком интервале температур, часто значительно ниже точки их инверсии (Марфунин, 1962). Переход в упорядоченную модификацию обычно происходит уже в твердом состоянии, и на его развитие существенное влияние оказывает режим охлаждения. Поэтому развитие неупорядоченных и промежуточных плагиоклазов в ранних субвулканических телах, формировавшихся по геологическим данным в близповерхностных условиях, вызвано, скорее всего, их закалкой.

Абсолютные значения температур кристаллизации липаритовых порфиров горы Бугулыгыр, по данным гомогенизации расплавных включений, составляют $1150-1170^{\circ}\text{C}$. Видимо, при сходных температурах формировались и липарито-дацитовые порфиры Учалинского рудного поля, характеризующиеся одинаковой микротвердостью кварца. Температура кристаллизации для андезито-дацитов Камчатки составляет 1340°C , для кавказских порфиров — 1260°C , для кварца из пемз (имеющих много общего с магматогенными брекчиями) — 740°C (Бакуменко, 1970). По всей вероятности, эти температуры являются предельными для рассмотренных рядов субвулканических пород.

Термолюминесценция кварца

Явление термолюминесценции представляет собой свечение при нагревании кристалла, возбужденного излучением естественных радиоактивных примесей (естественная термолюминесценция, ЕТЛ), либо в лабораторных условиях с помощью рентгеновских (радиотермолюминесценция, РТЛ) или гамма (гамматермолюминесценция) лучей. В основе этого свечения лежат процессы превращения различных видов энергии в кристаллофосфорах. Кинетика этих процес-

сов разработана в рамках зонной теории кристаллов, согласно которой энергетический спектр электрона в неидеальной кристаллической решетке состоит из квазепрерывных зон и из дискретных локальных уровней энергии (Адирович, 1951). Последние обусловлены дефектами кристаллической решетки.

Основную роль при люминесцентных явлениях играют тепловые микродефекты кристаллической решетки (дефекты Френкеля и Шоттки) и примесные микродефекты, образуемые ионами (атомами), встроившимися в решетку кристалла (Лущик, 1955).

По общепринятой модели термолюминесценции дефекты кристаллической решетки образуют в запрещенной зоне две группы локальных энергетических уровней. Одна из них, представляющая уровни активатора, располагается вблизи от принадлежащей основному веществу кристалла валентной зоны, другая, объединяющая уровни захвата, находится вблизи дна зоны проводимости. При возбуждении атомов основного вещества или активатора электрон соответственно из валентной зоны или уровня активатора переходит в зону проводимости. Часть электронов из зоны проводимости не рекомбинирует с ионизированными центрами свечения (уровни активатора), а застревает на локальных уровнях захвата. Для высвобождения электрона из ловушки необходима затрата тепловой энергии. Высвобожденный электрон из зоны проводимости рекомбинирует с центром свечения, в результате чего испускается квант света. Различная энергетическая глубина локальных уровней захвата требует различной температуры нагревания кристалла, поэтому кривая ТЛ обычно имеет вид разобленных или же, в случае энергетической близости уровней, наложенных друг на друга пиков свечения.

Наиболее важными положениями теории термолюминесценции, обуславливающими возможность применения ее в качестве метода исследования геологических объектов, является зависимость количества и типа дефектов кристаллической решетки от физико-химических условий кристаллизации и связи интенсивности термолюминесценции (светосумма) с концентрацией радиоактивных веществ, возрастом кристалла и количеством дефектов (Лущик, 1955; Даниельс и др., 1958).

Природа эмиссионных и захватывающих электроны центров кварца изучалась многими исследователями. Одинаковый для большинства пиков ТЛ спектр свечения в области 370–480 нм и шестикомпонентный сигнал ЭПР, характерный для Al, позволили разработать модель, согласно которой в качестве центров свечения выступают ионы Al, замещающие ионы Si в кремне-кислородных тетраэдрах (O'Brien, 1955; Батрак, 1958; Цинобер, Ченцова, 1963; Лысков и др., 1969; Иоффе, Янчевская, 1965). У. Медлин (Medlin, 1963), установивший сложное строение спектра свечения максимума ТЛ с $T_m = 165^\circ \text{K}$, расположенного в области 480–625 нм, почти функциональную зависимость $I_m = 165^\circ$ от содержания примеси Ti, а также отсутствие электронной проводимости при темпе-

ратуре 165°K , указывает на титановый локализованный центр, сигнал ЭПР которого был определен А.С. Марфуниным и Л.В. Бершовым (1964), В.С. Лысаковым, И.Э. Сакху, А.И. Серебренниковым и В.П. Солнцевым (1969).

Согласно И. Стевелсу и А. Катсу (Stevens, Kats, 1956), в кварце в качестве центров захвата электронов и дырок могут служить дефекты, связанные с вакансиями иона кислорода и с примесями щелочных металлов (Na, Li), локализуемых в структурных каналах и компенсирующих заряд при замещении иона Si ионом Al. Работами Е.Н. Батрак (1958), У. Медлина (Medlin, 1963), В.С. Лысакова, И.Э. Сакху, А.И. Серебренникова, В.П. Солнцева (1969), А.И. Лапшина, В.С. Лысакова, А.И. Серебренникова (1969), Л.Г. Ченцовой и В.П. Бутузова (1961) установлено, что за пики в интервале температур от 210°K до 380°K ответственны не-примесные дефекты решетки, от 420°K до 600°K — примеси ионов Na и Li. Л.Г. Ченцова и В.П. Бутузов (1961) экспериментально показали, что в кварце с примесью только Na захват электронов происходит лишь на одном энергетическом уровне, которому соответствует пик ТЛ при $T_m = 573^{\circ}\text{K}$. При наличии в кварце ионов Na и Li электроны могут улавливаться на разных уровнях, пики ТЛ которых имеют $T_m = 490^{\circ}\text{K}$ и $T_m = 573^{\circ}\text{K}$.

Влияние физико-химических условий синтеза кристаллического кварца на параметры ТЛ было экспериментально установлено Л.Г. Ченцовой и В.П. Бутузовым (1961), В.С. Балишким, В.С. Лысаковым и А.И. Серебренниковым (1971), А.И. Лапшиным рами указанной работы (1969). Термолюминесценция природного кварца с успехом использовалась при решении различных геологических задач (Ракчеев, 1962; Бакуменко, Лысаков, 1965; Берзина и др., 1971; Шелкопляс, 1971; Бобохов, 1973).

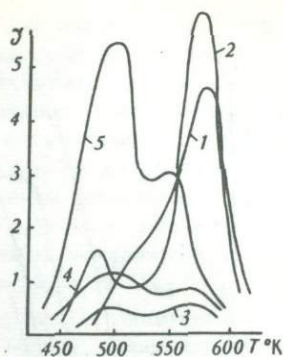
В круг задач, решение которых предполагалось нами произвести с помощью термолюминесцентного анализа, входили: а) выяснение формационной принадлежности рассматриваемых порфировых пород, т.е. их соотношений с раннегеосинклинальными натровыми вулканогенными формациями; б) поиски особенностей порфировых пород, относящихся к разным фазам внедрения; в) определение относительного возраста субвулканических порфировых пород.

Термолюминесцентный анализ производился на смонтированной по обычной принципиальной схеме установке, позволяющей регистрировать свечения малой интенсивности в интервале температур от 100 до 600° по шкале Кельвина (от азота). Навески $0,02$ г с размером зерен $0,5-0,25$ мм высвечивались со скоростью $0,2^{\circ}/\text{сек}$. Свечение регистрировалось фотоумножителем ФЭУ-64. Была исследована естественная и вызванная рентгеновским излучением ТЛ кварца из более чем 200 мономинеральных проб.

Для решения первой из поставленных задач объектом исследования стали кислые субвулканические породы различного состава и возраста, отличающиеся структурно-текстурными особенностями и располагающиеся в различных структурно-формационных зонах

Рис. 38. Кривые естественной тер-
молюминесценции кварца из пород
различного генезиса

1,2 - субвулканические порфи-
ровые породы кислого состава силу-
рийско-среднедевонских дифферен-
цированных вулканогенных формаций
натрового ряда; 3 - плагиогранит-
порфиры Ахуновского массива;
4 - сиалические граниты Южного
Урада; 5 - игнимбриты Северного
Кавказа



мегасинклинория, липаритовые порфиры позднегеосинклиналиной кали-натровой вулканогенной формации каменноугольного возраста, синорогенные граниты, плагиогранит-порфиры и игнимбриты субплатформенной вулканоплутонической формации повышенной щелочности Северного Кавказа.

Естественная ТЛ кварца из этих пород характеризуется главными максимумами с $T_{m1} = 473 - 493^{\circ}\text{K}$ и $T_{m2} = 573 - 600^{\circ}\text{K}$ (рис. 38). Энергия тепловой ионизации центров захвата (E_T), соответствующих низкотемпературному пику на кривой ТЛ, составляет 0,58–1,1 эв. Энергия тепловой ионизации центров захвата высокотемпературных пиков равна 1,18–1,89 эв. Основной параметр, по которому различается ТЛ кварца из различных типов пород — величина отношения интенсивности свечения низкотемпературных и высокотемпературных максимумов. Так, для раннегеосинклиналиных порфировых пород это отношение варьирует от 0 (рис. 38, кривая 1) до 1/3 (кривая 2). Кварц из гранитоидов характеризуется отношением 1/1 – 1,5/1 (кривые 3, 4). Интересно, что величина этого отношения для кварца из игнимбритов субплатформенной вулканоплутонической формации повышенной щелочности Северного Кавказа составляет 2/1 (кривая 5). Кварц из липаритовых порфиров каменноугольной кали-натровой вулканогенной формации имеет только один низкотемпературный пик с $T_m = 520^{\circ}\text{K}$ и небольшой интенсивностью.

По характеру кривых ЕТЛ кварца из фенокристаллов субвулканические породы кислого состава, парагенетически связанные с вулканогенными формациями как силурийско-нижнедевонского, так и среднедевонского тектоно-магматического циклов, делятся на три группы.

Первая группа, характеризующаяся отсутствием низкотемпературного пика и началом свечения с 473°K (рис. 39), представлена субвулканическими липаритовыми порфирами, прорывающими вулканогенные породы сакмарской свиты в Сакмарско-Вознесенской структурно-формационной зоне, липаритовыми порфирами, слагающими

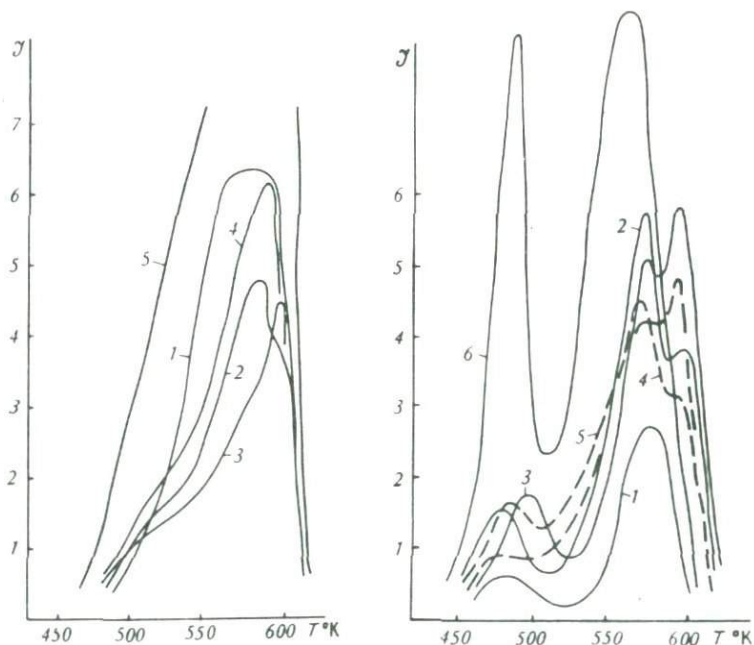


Рис. 39. Кривые естественной термолюминесценции кварца из субвулканических пород, парагенетически связанных с раннегеосинклинальными вулканогенными формациями (первая группа)

1 - липаритовые порфиры из Вознесенско-Сакмарской структурно-формационной зоны; 2,3 - липаритовые порфиры Карамалыташской структуры Сибайского рудного района; 4 - липаритовые порфиры, секущие кремнистые сланцы мукасовского горизонта; Бакр-Узякская структура Сибайского рудного района; 5 - липаритовые порфиры, секущие слоистые отложения верхнедевонской формации; Бакр-Узякская структура Сибайского рудного района

Рис. 40. Кривые естественной термолюминесценции кварца из субвулканических пород, парагенетически связанных с раннегеосинклинальными вулканогенными формациями (вторая и третья группы)

1 - липаритовые порфиры Сибайского месторождения; 2 - дацитовые порфиры Учалинского месторождения; 3 - липарито-дацитовые порфиры Учалинского месторождения; 4 - липаритовые порфиры месторождения им. XIX партсъезда; 5 - липарито-дацитовые порфиры месторождения им. XIX партсъезда; 6 - андезито-дацитовые порфиры Учалинского рудного поля

мощные пластовые залежи на восточном крыле Карамалыташской структуры, порфирами, интрузирующими живетские известняки и слоистые породы девона в Бакрузякской структуре, а также липаритовыми порфирами из обломков верхнедевонских конгломератов. Ни на одном из известных в Магнитогорском мегасинклинии колчеданных месторождений, а также ни на одном из исследованных рудопоявлений не отмечалась пространственная ассоциация сульфидной минерализации с субвулканическими породами этого типа.

В состав второй группы, характеризующейся появлением низкотемпературного максимума небольшой интенсивности ($I_{m1}/I_{m2}=1/3$), входят липаритовые, липарито-дацитовые порфиры и дацитовые порфириты как ранних, так и поздних субвулканических пород силурийской и среднедевонской вулканогенных формаций, являющихся рудовмещающими породами Учалинского, Озерного, Узельгинского, им. XIX партсъезда, Бакр-Узякского, Сибайского, Гайского, Маканского, Октябрьского, Юбилейного, Подольского месторождений и ряда рудопоявлений. Для выяснения возможного влияния околорудных гидротермальных изменений на характер ТЛ кварца была исследована серия проб дорудных дацитовых порфиритов Учалинского месторождения, в различной степени подвергшихся метасоматозу, и липарито-дацитовые порфиры Абдулнасыровского рудопоявления, пробы которых были взяты на различном расстоянии от зоны сульфидной вкрапленности. Оказалось, что околорудный метаморфизм и его интенсивность не оказывают влияния на характер ТЛ.

Наконец, третья группа объединяет породы, в которых на кривой естественной ТЛ кварца имеются два максимума примерно одинаковой интенсивности (рис. 40, кривая 6). По характеру кривой естественной ТЛ эти породы близки синороженным гранитоидам. Породы третьей группы представляют собой одни из наиболее поздних субвулканических пород, формирование которых происходило в условиях значительной стабилизации земной коры. По химическому составу они отвечают андезито-дацитовым порфиритам с повышенным содержанием щелочей и сравнительно большой величиной отношения $K_2O/Na_2O = 0,5-1$.

Высокотемпературный максимум на кривых естественной ТЛ первого и второго типа нередко обладает внутренней структурой с дополнительными максимумами при $573^{\circ}K$ и $600^{\circ}K$, имеющими различное отношение их интенсивностей. Обычно не удается скоррелировать эти особенности строения высокотемпературного пика с какими-либо петрогенетическими или возрастными характеристиками порфировых пород. Однако в Учалинской структурно-формационной зоне отмечается определенное сходство строения высокотемпературного пика в кварце из последовательно формировавшихся порфировых пород Учалинского месторождения (рис. 40, кривая 2, первая фаза, кривая 3, третья фаза) и месторождения им. XIX партсъезда (кривая 4, вторая фаза и кривая 5, третья фаза).

РТЛ, вызванная облучением пробы рентгеновскими лучами (время экспозиции 15 мин. при комнатной температуре и 30 мин. при

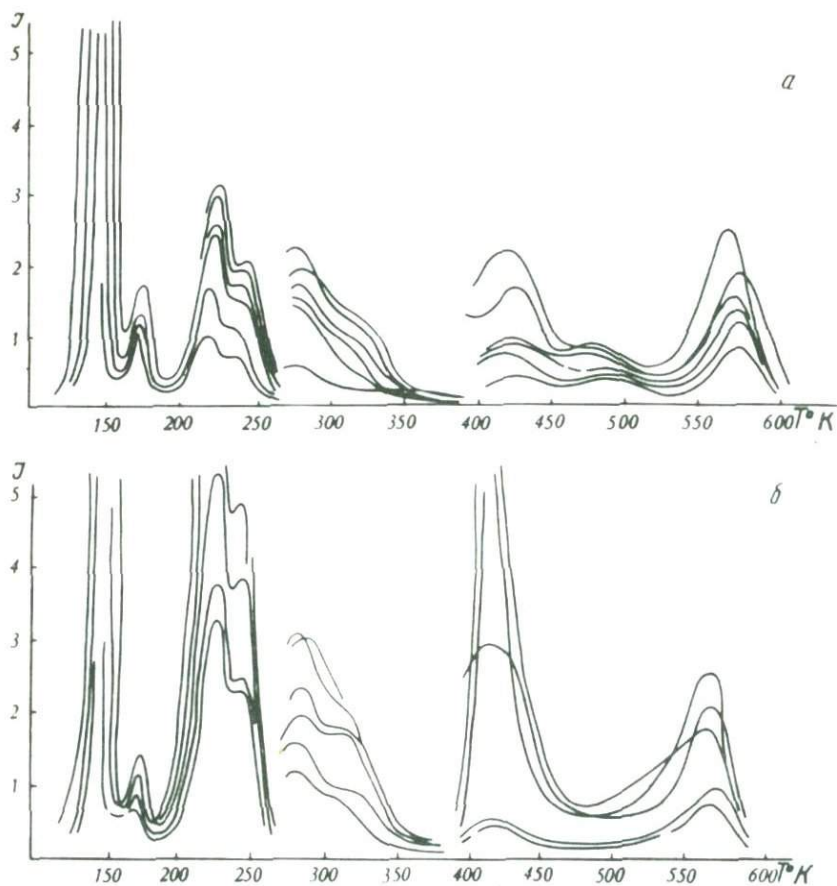


Рис. 41. Кривые радиотермолуминесценции кварца из субвулканических пород, пространственно ассоциирующихся с колчеданной минерализацией (а) и первой ("безрудной") группы (б)

температуре жидкого азота), подтвердила отличие кварца из условно называемых рудоносных и безрудных субвулканических порфировых пород (рис. 41). Максимум с $T_m = 490^\circ\text{K}$ отсутствует и на кривой, вызванной ТЛ для кварца из пород первой группы. При сравнении кривых, вызванных ТЛ обоих типов, бросается в глаза сходство строения отдельных пиков и одни и те же температурные интервалы их проявления. Вместе с этим двойной пик с $T_m = 223-245^\circ\text{K}$ и пик с $T_m = 420^\circ\text{K}$ в кварце "безрудных" порфиров имеют значительно большую интенсивность. Максимумы на кривых вызванной ТЛ кварца из пород третьей группы располагаются в тех же температурных интервалах. Интенсивность двойного пика $T_m = 223 - 245^\circ\text{K}$

значительно ниже, чем в породах первых двух групп, а двойной пик с $T_m = 280 - 316^\circ\text{K}$, наоборот, значительно интенсивнее. Основное отличие РТЛ раннегеосинклинальных порфиров от гранитоидов заключается в отсутствии на кривых РТЛ для последних максимума исключительно большой интенсивности при $T_m = 145^\circ\text{K}$.

Обсуждая полученные результаты, можно сделать вывод, во-первых, о том, что ТЛ магматического кварца из пород различного генезиса характеризуется чрезвычайно близкими температурами отдельных максимумов, что еще раз свидетельствует о стабильности кристаллической решетки кварца и ограниченных возможностях его в отношении изоморфизма (Франк-Каменецкий, 1964). Различия проявляются главным образом в вариациях интенсивности отдельных максимумов, в соотношениях этих интенсивностей. Это позволяет говорить о том, что характер термолюминесценции, особенно радиотермолюминесценции, — своеобразный параметр кварца, зависящий от ряда причин и в первую очередь от условий его кристаллизации.

Во-вторых, отмечается определенная аналогия кривых ЕТЛ кварца сиалических гранитоидов с кривыми ТЛ синтетического кварца, выращенного с добавками Li и Na, а кварца из "безрудных" субвулканических пород раннегеосинклинальных вулканогенных формаций — с синтетическим кварцем, содержащим только примесь Na. Ассоциирующиеся с колчеданной минерализацией субвулканические породы занимают промежуточное положение. Вероятно, отсутствие на кривых ТЛ "безрудных" субвулканических пород низкотемпературного пика вызвано незначительным содержанием лития, связанного с Al-центром. Действительно, если судить по данным спектрального анализа, содержание в кварце Na из пород этой группы обычно превосходит содержание Al, что могло вызвать появление некомпенсированных атомов Na. Е.В. Лушик (1955) на примере щелочногаллоидных кристаллофосфоров экспериментально доказал, что с изменением концентрации примеси происходит закономерное перераспределение интенсивности пиков ТЛ и высказал предположение, что это явление имеет общий характер.

По сравнению с кислыми породами, петрогенетически связанными с базальтоидным магматизмом, синорогенные сиалические гранитоиды отличаются повышенным содержанием Li (Ферштатер и др., 1969). В этой связи интересно отметить, что естественная ТЛ гранитоидов Магнитогорского комплекса, связанного с базальтоидным магматизмом, обнаруживает определенное сходство с ТЛ раннегеосинклинальных порфировых комплексов. Возможно, отсутствие пика при 145°K на кривых кварца из гранитоидов связано с тем, что содержание примеси Ti в нем, по данным спектрального анализа, на порядок ниже, чем в кварце из раннегеосинклинальных порфиров.

Таким образом, можно заключить, что по характеру ТЛ породообразующего кварца рассматриваемые субвулканические породы значительно отличаются от плагιοгранит-порфиров и гранитов, связанных с сиалическим кислым магматизмом, и от петрографически близких им порфиров каменноугольной кали-натровой вулканогенной

Таблица 9

Результаты определения относительного возраста некоторых порфиров Южного Урала по величине отношения $I_N \cdot I_\beta \cdot R_\beta$

Порфиновые породы, кислого состава	Проба, №	I_N	I_β	R_β	$I_N / I_\beta \cdot R_\beta$	Возраст
Учалинское месторождение						
а) дацитовые порфириты	1805	12	2,2	14,2	0,38	Живетский
б) липарито-дацитовые порфиры	1803	17	4,5	9,7	0,39	"
Месторождение им XIX партсъезда						
а) липаритовые порфириты (2 фаза)	1815	8,3	4,6	5,78	0,31	Верхнеживетский
б) андезито-дацитовые порфириты (4 фаза)	1818	7,9	6,0	8,33	0,16	Верхи верхнеживетского
Липаритовые порфиры горы Бугулыгыр	1065	7,7	5,0	5,41	0,29	Живетский
Липаритовые порфиры березовской свиты (р.Грязнушка)	1850	1,0	0,6	17,7	0,09	Верхи нижнего карбона
Плагиогранит-порфиры Ахуновского массива	1018	0,9	0,6	18,06	0,08	Низы среднего карбона

формации, что объясняется преимущественной натровой специализацией субвулканических пород. Колчеданное оруденение во времени и пространстве ассоциирует с теми разновидностями субвулканических пород, исходные расплавы которых содержали несколько повышенное содержание лития. Вопросы более тонкой корреляции субвулканических пород, сформированных в сходных физико-химических условиях, требуют еще дальнейшей разработки.

Была предпринята попытка определения относительного возраста кислых магматических пород по величине отношения $I_N / I_\beta \cdot R_\beta$, где I_N - интенсивность пика $T_m = 573^\circ\text{K}$ естественной ТЛ; I_β - интенсивность того же пика в рентгенизированном кварце; R_β - активность образцов (Ракчеев, 1962; Тайт, 1972). Активность образцов определялась с помощью радиометрической установки "Протока".

Приведенные в табл. 9 результаты определения показывают последовательное уменьшение величины отношения $I_N / I_\beta \cdot R_\beta$ в бо-

лее поздних субвулканических породах и обнаруживают хорошую сходимость с возрастом, определенным по геологическим данным. По сравнению с субвулканическими породами среднедевонской вулканогенной формации плагиогранит-порфиры Ахуновского массива и липаритовые порфиры березовской свиты каменноугольного возраста имеют гораздо более низкие значения определяемого отношения.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Одна из главных задач, поставленных перед петрохимическими исследованиями, — выяснение возможности применения данных химических анализов для расчленения и объединения субвулканических пород, связанных с различными вулканогенными формациями. Не менее важная задача — использование этих данных для определения основной направленности эволюции химизма субвулканических пород как в отдельных районах, так и в целом по Магнитогорскому мегасинклинию.

Определенные данные в этом направлении были получены в результате работ И.Б. Серавкина и Д.Н. Салихова (1969), П.Ф. Сопко, М.И. Исмагилова, И.Б. Серавкина, Л.Н. Сопко (Колчеданные месторождения..., 1973), А.С. Бобохова (1968), И.А. Буриковой (1972), К.А. Уразаева (1971), Е.П. Ширая (1971), Р.Г. Язевой (1969), Т.И. Фроловой (1968), М.Б. Бородаевской и А.И. Кривцова (1971), П.Ф. Сопко и Д.Н. Салихова (1969), П.В. Аржавитина (1972), М.Б. Бородаевской, Н.К. Курбанова, А.И. Кривцова (1972). Установлено, что содержание в породах петрогенных элементов в общем отражает особенности эволюции их исходных расплавов, заключающейся для мегасинклиория в гомодромном повышении от наиболее ранних субвулканических пород к наиболее поздним содержания SiO_2 и K_2O , связанным с нарастающей стабилизацией земной коры (Бородаевская, Кривцов, 1971).

Наши исследования были направлены в первую очередь на выяснение петрохимических особенностей субвулканических пород Учалинского рудного поля. 150 силикатных анализов, достаточно полно характеризующих все выделенные геолого-петрографическими методами разновидности, были пересчитаны по методу А.Н. Заварицкого с дополнениями Д.С. Штейнберга. Оказалось, что нанесенные на петрохимическую диаграмму А.Н. Заварицкого фигуративные точки субвулканических пород группируются в отдельные для каждой из уже выделенных разновидностей довольно компактные ареалы с характерным наклоном векторов. На проекции ASB эти ареалы отчетливо разобщены (рис. 42). Ареалы фигуративных точек всех разновидностей субвулканических пород заметно обладают более высоким наклоном своих осей по сравнению с типовыми вариационными линиями. Это явление, так же как и значительное отклонение по оси "а" ареала кварцевых липаритовых порфиров, вероятно, до некоторой степени вызвано процессами гидротермального выщелачивания. Обра-

шает на себя внимание в связи с этим крайнее правое расположение на проекции ASB петрохимической диаграммы ареала липарито-дацитовых порфиров, для которых предполагается послерудное происхождение (Бобохов, Пирожок, 1972). Вместе с тем значительная часть проб для химического анализа была отобрана из субвулканических тел, располагающихся вне зон проявления гидротермальных процессов. Фигуративные точки их довольно равномерно распределены по площади соответствующего ареала.

Следовательно, наблюдаемое несовпадение ареалов обусловлено и первичными особенностями химического состава субвулканических пород.

Заслуживает внимания отчетливо проявившаяся тенденция к увеличению глиноземистости в ряду дацитовые порфириты, базокварцевые липаритовые порфиры, кварцевые липаритовые порфиры, базокварцевые липаритовые порфиры, отражающем последовательность их формирования. Векторы фигуративных точек в этом ряду постепенно отклоняются влево на все больший угол. Формировавшиеся вслед за базокварцевыми липаритовыми порфирами липарито-дацитовые порфиры представляют собой породы нормального ряда.

С целью определения закономерностей в изменении химизма субвулканических пород Учалинского рудного поля в течение среднего девона были рассчитаны некоторые петрохимические показатели и индексы, значения которых приведены в табл. 10. Выявилась опре-

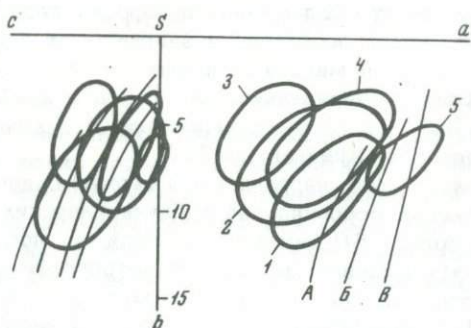


Рис. 42. Ареалы фигуративных точек составов субвулканических пород Учалинского рудного поля на диаграмме А.Н. Заварицкого

1 - кварцево-плаггиоклазовые дацитовые порфириты; 2 - базокварцевые липаритовые порфиры южной части рудного поля; 3 - кварцево-плаггиоклазовые липаритовые порфиры южной части рудного поля; 4 - базокварцевые липаритовые порфиры; 5 - кварцево-плаггиоклазовые липарито-дацитовые порфиры. Типовые вариационные кривые: А - тип Мон-Пеле, Б - тип Лассен-Пик, В - тип Йеллоустонского национального парка

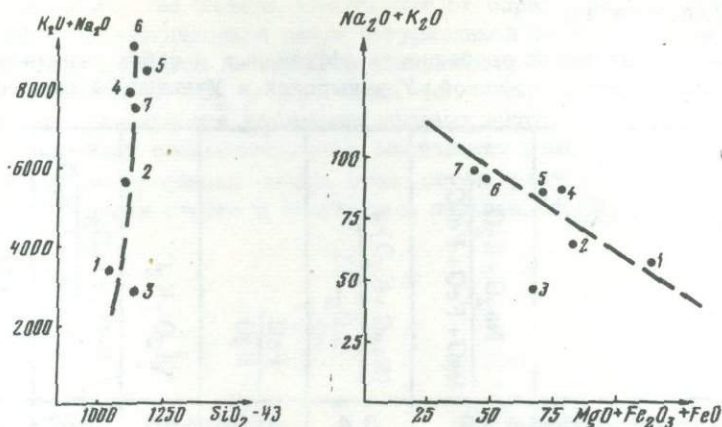


Рис. 43. График зависимости $K_2O + Na_2O$ от SiO_2

1 - кварцевые дацитовые порфиристы; 2 - базокварцевые липаритовые порфиры; 3 - кварцевые липаритовые порфиры; 4 - базокварцевые липаритовые порфиры; 5 - мегафировые дацитовые и андезитодацитовые порфиристы; 6 - липарито-дацитовые порфиры Курпалинского рудопроявления; 7 - липарито-дацитовые порфиры Учалинского месторождения

Рис. 44. График зависимости $Na_2O + K_2O$ от $MgO + Fe_2O_3 + FeO$ в субвулканических породах Учалинского рудного поля

Условные обозначения см. на рис. 43

деленная направленность в изменении петрохимических параметров, заключающихся в том, что в формировавшихся в более позднее время субвулканических породах увеличиваются значения коэффициентов щелочности и фракционирования, индекса Ритмана, отношения FeO/MgO и суммы щелочей, уменьшается коэффициент магнезиальности.

Резкий скачок значений этих параметров отмечается в базокварцевых липаритовых и кварцевых липарито-дацитовых порфирах, представляющих субвулканические породы поздней группы. Наоборот, ранние субвулканические породы обнаруживают некоторую близость с аналогичными показателями вулканитов основного и среднего состава (табл. 10, см. первые четыре типа пород).

Особенно наглядно закономерное изменение петрохимических особенностей видно на соответствующих графиках (рис. 43-47). Судя по графикам, в серии последовательно формировавшихся субвулканических пород Учалинского рудного поля отмечается увеличение содержания щелочей (с одновременным возрастанием роли калия) и уменьшение количества мафических компонентов. При этом изменение содержания магния в породах несколько опережает из-

Таблица 10

Петрохимические особенности эффузивных и субвулканических пород Карамалыташской, Узункырской и Учалинской структур

Субвулканические породы	$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2}{\text{SiO}_2 - 43}$	$\frac{\text{FeO}}{\text{MgO}}$	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	$\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$	$\frac{\text{MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$
Глубоководные спилиты и диабазовые порфириты Карамалыташской, Узункырской и Учалинской структур	19	3,4	0,95	48	53	46
Базальтовые порфириты Учалинского месторождения	18	3,4	0,69	48	45	56
Базальтовые порфириты Озерного месторождения	21	3,3	0,63	48	41	59
Андезитовые порфириты	28	3,7	1,9	54	71	52
Кварцевые дацитовые порфириты	50,8	3,0	0,65	53	42	57
Базокварцевые липаритовые порфиры	69	3,8	1,25	50	55	44
То же	101	6,07	2,9	80	71	30
Кварцевые липаритовые порфиры	76	2,4	0,94	50	54	46
Липарито-дацитовые порфиры	116	8,7	2,0	98	65	29

менение количества железа. Отклонение от определенной последовательности на вариационной линии фигуративной точки кварцевых липаритовых порфиров на графиках зависимости $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ и $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2 - 43$ (рис. 43, 44), видимо, связано с выносом щелочей при изменении полевых шпатов. На графиках, иллюстрирующих взаимоотношения мафических компонентов (рис. 45, 46, 47), фигуративная точка этих пород располагается на вариационной линии строго в возрастном порядке. Наоборот, точка

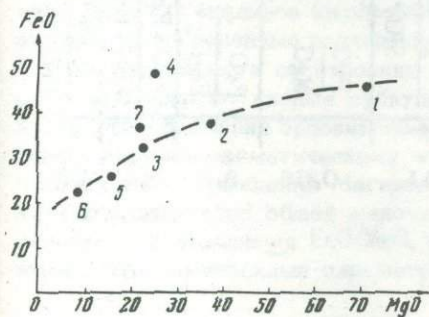


Рис. 45

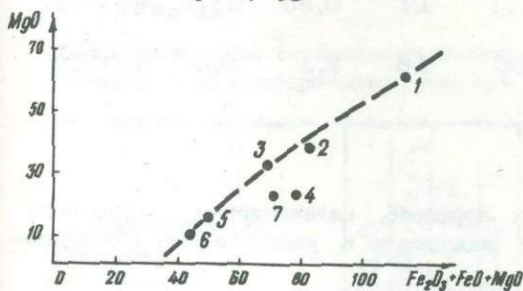


Рис. 46.

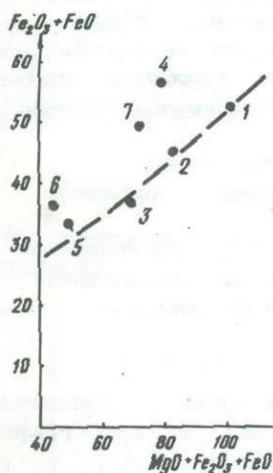


Рис. 47.

Рис. 45. График зависимости MgO от FeO

1 - кварцевые дацитовые порфиры Учалинского месторождения; 2 - базокварцевые липаритовые порфиры; 3 - кварцевые липаритовые порфиры; 4 - базокварцевые липаритовые порфиры; 5 - липарито-дацитовые порфиры Учалинского месторождения; 6 - липарито-дацитовые порфиры Курпалинского рудопроявления; 7 - мегафирровые дацитовые и андезито-дацитовые порфиры

Рис. 46. График зависимости MgO от $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$

Условные обозначения см. на рис. 43

Рис. 47. График зависимости $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ от $\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$

Условные обозначения см. на рис. 43

Таблица 11

Петрохимические особенности кислых субвулканических пород
Макан-Мамбетовского рудного поля

Субвулканические породы	$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2}{\text{SiO}_2 - 43}$	$\frac{\text{FeO}}{\text{MgO}}$	$\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$	$\frac{\text{MgO}}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$
Ранние Дацитовые порфириты, липаритовые порфиры, ассоциирующиеся с маг- матогенными брекчиями	65	11	0,68	8,2	44	56
Поздние Дацитовые порфириты	111	17	0,85	11,2	48	51
Мегафировые липарито- вые, липарито-дацито- вые порфиры	195	16	2,2	9,4	48	29

базокварцевых липаритовых порфиров, интенсивно гематитизированных, на этих графиках находится в удалении от вариационной линии.

На всех рассмотренных графиках особняком, не укладывающаяся в последовательный ряд, размещается фигуративная точка мегафировых дацитовых и андезито-дацитовых порфиритов. Вероятно, это отражает уже отмечавшуюся ранее большую долю участия в формировании этих пород процессов гибридизма и ассимиляции.

Аналогичную гомодромную направленность изменения петрохимических особенностей имеют субвулканические породы Макан-Мамбетовского рудного поля (табл. 11).

Иная картина наблюдается в рудном поле месторождения им. XIX партсъезда, где по данным К.А. Уразаева (1971), формирование субвулканических пород происходило в следующей последовательности: базокварцевые липаритовые порфиры, кварцево-плагиоклазовые липаритовые порфиры (с магматогенными брекчиями), кварцево-плагиоклазовые липаритовые порфиры (магматогенные брекчии), липарито-дацитовые порфиры, андезито-дацитовые порфириты.

Некоторые показатели, отображающие петрохимические особенности этих пород, приведены в табл. 12.

Из данных табл. 12 видно, что последовательное изменение химизма субвулканических пород рудного поля месторождения им. XIX партсъезда имеет отчетливую антидромную направленность.

Имеющийся в нашем распоряжении материал по другим рудным районам Магнитогорского мегасинклинория, к сожалению, не позволяет произвести анализ химизма субвулканических пород в таком объеме, как это было сделано для Учалинского района и рудных полей месторождений Макан и им. XIX партсъезда. Поэтому пришлось ограничиться пересчетом на петрохимические индексы имеющихся силикатных анализов (около 500) субвулканических пород, характеризующих определенные колчеданные месторождения мегасинклинория.

Вне зависимости от строения вулканогенных формаций, с которыми ассоциируют кислые субвулканические породы, от принадлежности этих формаций ордовикско-нижнедевонскому или среднедевонскому тектоно-магматическому этапу субвулканические породы колчеданных месторождений Магнитогорского мегасинклинория по величине коэффициентов общей щелочности и магнезиальности, фракционирования и отношения FeO/MgO , являющимися наиболее информативными петрохимическими параметрами, расчленяются на три группы.

Таблица 12

Петрохимические особенности кислых субвулканических пород рудного поля месторождения им. XIX партсъезда

Субвулканические породы	$\frac{Na_2O + K_2O}{MgO + FeO + Fe_2O_3}$	$\frac{(Na_2O + K_2O)^2}{SiO_2 - 43}$	$\frac{FeO}{MgO}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	$\frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$	$\frac{MgO}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$
	Кварцево-плаггиоклазовые липаритовые порфиры (с магматогенными брекчиями)	131	9	6	-	82
То же (магматогенные брекчии)	118	8	1	4	56	43
Липарито-дацитовые порфиры	99	14	0,7	4	44	55
Андезито-дацитовые порфириты	22,8	2,5	0,4	8	36	63

Субвулканические породы первой группы характеризуются величиной коэффициента:

$$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} = 23 \div 93 \text{ (среднее 50),}$$

$$\frac{\text{FeO}}{\text{MgO}} = 0,1 \div 0,68 \text{ (среднее 0,5),}$$

$$\frac{(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 100}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} = 36 \div 45 \text{ (среднее 40),}$$

$$\frac{\text{MgO} \cdot 100}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} = 51 \div 63 \text{ (среднее 58).}$$

Группа представлена ранними дацитовыми порфиритами и липаритовыми порфирами (Учалы, Сибай, Маканское рудное поле) и поздними дацитовыми (Кульюрт-гау) и андезито-дацитовыми (им. XIX партсъезда) порфиритами.

Для субвулканических пород второго типа значения петрохимических параметров варьируют в следующих пределах:

$$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} = 101 \div 305 \text{ (среднее 138,5),}$$

$$\frac{\text{FeO}}{\text{MgO}} = 1,0 \div 2,9 \text{ (среднее 1,4),}$$

$$\frac{(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 100}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} = 48 \div 71 \text{ (среднее 60,1),}$$

$$\frac{\text{MgO} \cdot 100}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} = 29 \div 51 \text{ (среднее 38).}$$

В состав второй группы входят липаритовые и липарито-дацитовые порфиры и дацитовые порфириты Учалинского, Маканского, Октябрьского, Сибайского, Александринского, Юбилейного, Бакр-Узякского, Узельгинского и Тубинского месторождений. Формирование этих порфировых пород происходило в конце вулканических циклов.

Третий тип порфировых пород включает липаритовые, липарито-дацитовые порфиры, дацитовые и андезито-дацитовые порфириты, для которых указаны следующие параметры:

$$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} = 132 \div 242 \text{ (среднее 189,6),}$$

$$\frac{\text{FeO}}{\text{MgO}} = 1,84 \div 2,2 \text{ (среднее } 2,0),$$

$$\frac{(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 100}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} = 48 \div 71 \text{ (среднее } 63),$$

$$\frac{\text{MgO} \cdot 100}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} = 28 \div 29 \text{ (среднее } 28,3),$$

К третьей группе относятся субвулканические породы, развитые на месторождениях Баймакского рудного района, Маканского рудного поля и рудопроявлений Курпалы. По времени своего образования они относятся к наиболее поздним фазам.

* * *

Основные результаты изучения петрохимических особенностей субвулканических пород кислого состава и типоморфных особенностей главных породообразующих минералов сводятся к следующему:

1. На основании типоморфизма породообразующих минералов можно определять формационную принадлежность субвулканических пород (термолюминесценция кварца) и производить их расчленение и корреляцию по составу и некоторым геохимическим особенностям исходных расплавов, выяснять характер эволюции этих расплавов во времени (состав расплавных включений и термолюминесценция кварца), выяснять температурный режим становления пород, что имеет определенный интерес при оценке роли теплового поля, создаваемого субвулканическими телами на размещение пространственно ассоциирующихся с ними колчеданных руд.

Сравнительное исследование естественной и радиотермолюминесценции породообразующего кварца из кислых пород, развитых в колчеданных формациях, из сиалических гранитоидов, плагиогранит-порфиров и кислых вулканитов каменноугольной калинатровой формации показало, что в кварце из первых компенсация дефектного заряда, возникающего при замещении иона кремния ионом алюминия, происходит главным образом на ионах натрия. Это указывает на натровую специализацию расплавов проанализированных пород. Значительная разница в их относительном возрасте, определенном с помощью термолюминесцентного анализа, позволяет относить их к натровым вулканогенным формациям. Стерильные в отношении колчеданной минерализации субвулканические кислые породы отличаются характером термолюминесценции входящего в их состав кварца. Это указывает на специфические геохимические особенности их расплавов.

Температуры кристаллизации субвулканических пород Учалинского рудного поля последовательно увеличивались от наиболее ранних к наиболее поздним фазам внедрения. В этом же направлении уменьшалась скорость охлаждения субвулканических тел, что, возможно, вызвано некоторым увеличением глубин их консолидации.

2. С помощью данных, получаемых в результате петрохимических исследований разновозрастных субвулканических пород, выявля-

ются их специфические особенности, позволяющие производить группировку этих пород и проследить эволюцию их химизма в течение того или иного отрезка времени как для отдельных рудных районов, так и для всего мегасинклиория в целом.

Выявленные петрохимические особенности субвулканических пород Учалинского и Макан-Мамбетовского рудных полей указывают на гомодромный характер изменения их химизма. Определенная близость ряда петрохимических показателей и индексов наиболее ранних субвулканических пород и аналогичных параметров вулканогенных пород базальтового и андезитового состава, а также отмечаемая в тех и других тенденция к увеличению глиноземистости в более поздних образованиях, возможно, свидетельствует об их парагенетическом единстве. По величине наиболее информативных петрохимических параметров (коэффициенты общей щелочности, фракционирования, магнезиальности и отношение FeO/MgO) субвулканические породы, развитые в рудных полях колчеданных месторождений Магнитогорского мегасинклиория, расчленяются на три большие группы независимо от возраста и строения родственных колчеданных формаций.

ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД С КОЛЧЕДАНЫМИ РУДАМИ

Постоянно отмечающаяся пространственная ассоциация колчеданного оруденения с субвулканическими породами кислого состава, которые, как было показано выше, сформировались в течение длительного времени, главным образом на завершающих стадиях крупных вулканических циклов, позволяет говорить об определенной связи процессов становления субвулканических комплексов и формирования колчеданных месторождений. Для понимания этой связи большое значение имеет выяснение возрастных взаимоотношений оруденения и субвулканических пород кислого состава.

Как показали исследования, основная масса колчеданных руд находится в возрастной близости с наиболее поздними субвулканическими телами, сложенными липаритовыми и липарито-дацитовыми порфирами, дацитовыми, реже андезито-дацитовыми порфиритами (месторождение им. XIX партсъезда, Озерное, Узельгинское, Новое). Одним из основных критериев этой близости является контроль одними и теми же структурными элементами субвулканических пород определенного типа и сульфидной минерализации. Это устанавливается на месторождениях Бакр-тау, Сибай, Учалы, им. XIX партсъезда и многих др. В определенной мере возрастная близость оруденения и внедрения субвулканических тел кислого состава, завершающих формирование конкретных тектоно-магматических структур, подтверждается и геохимическими данными.

Закономерное увеличение содержания меди в субвулканических породах более поздних фаз внедрения установлено, как было показано выше (см. табл. 8), И.Б. Серавкиным на Хворостянском участке в Макан-Бурибаевском рудном районе.

Такое же повышение содержания меди в наиболее поздних субвулканических породах отмечается для Баймакского (Серавкин, Хусайнов, 1972) и Верхнеуральского (Уразаев, 1971; Язева, 1969) рудных районов. Вместе с тем, по данным К.А. Уразаева (1971), спектр элементов-примесей в андезито-дацитовых порфиритах, являющихся в рудном поле месторождения им. XIX партсъезда наиболее поздними субвулканическими образованиями, аналогичен набору примесей серноколчеданных руд, размещающихся в их экзоконтактах. Мышьяк, сурьма, кадмий, германий и индий, характерные для медноколчеданной и полиметаллической минерализации этого рудного поля, в андезито-дацитовых порфиритах не обнаружены.

Особенно отчетливо связь оруденения с поздними субвулканическими липарито-дацитовыми порфирами проявляется (Сопко, Сопко, 1971; Серавкин, 1969, 1972; Сопко и др., 1973) на месторождениях Баймакского рудного района, руды которых, сформировавшись, как было сказано ранее, в ходе непрерывного рудообразующего процесса, относятся к золото-колчеданно-полиметаллическому типу. Сульфидная минерализация здесь наложена на предварительно рассланцованные поздние субвулканические тела липарито-дацитовых порфиров мегафирирового типа.

Вместе с тем поздние субвулканические породы Баймакского рудного района в значительно меньшей степени затронуты околорудными гидротермальными изменениями и содержат значительно меньшую сульфидную минерализацию по сравнению с вмещающими эффузивно-пирокластическими и более ранними субвулканическими породами. Вкрапленность сульфидов отмечается в них только в пределах локальных зон рассланцевания и брекчирования. Вероятно, это связано с влиянием температурного градиента, наблюдавшегося вокруг субвулканических тел, на локализацию колчеданных руд (Прокин и др., 1968). Активное воздействие теплового поля, создававшегося субвулканическими телами, на размещение рудных тел было экспериментально доказано В.П.Клеминым и И.С.Вахромеевым (1971).

В ряде колчеданных месторождений и рудных полей (Сибайское, Учалинское, Александринское, Узельгинское, Маканское, Октябрьское, Гайское), характеризующихся, по данным Н.В.Петровской (1961, 1969; Петровская, Касьянов, 1961), М.Б.Бородаевской, Н.К.Курбанова и А.И.Кривцова (1973), отчетливо выраженной стадийностью процесса рудообразования, устанавливаются более сложные возрастные взаимоотношения с субвулканическими породами. Выделение на этих месторождениях дорудных, внутрирудных и послерудных субвулканических образований основывается главным образом на присутствии в составе магматогенных брекчий, связанных с определенной фазой становления субвулканических комплексов, обломков руд более ранних стадий минерализации (Бобохов, 1967, 1969; Бобохов, Пирожок, 1972; Язева, 1967; Бородаевская, Курбанов, Кривцов, 1973; Бобохов, Галиуллин, Уразаев, 1973), в меньшей степени — на относительной свежести отдельных типов субвулканических пород и их стерильности в отношении рудных компо-

нентов, что, как было сказано при характеристике месторождений Баймакского рудного района, не всегда является убедительным критерием послерудного образования. Иногда удается увязать время образования определенных минеральных ассоциаций с внедрением субвулканических пород определенного типа.

На Учалинском месторождении основная масса колчеданных руд размещается в интенсивно рассланцованных и превращенных в серицит-кварцевые сланцы наиболее ранних кварцево-плагноклазовых дацитовых порфиритах в экзоконтакте базокварцевых липаритовых порфиров, магматогенные брекчии которых содержат обломки серноколчеданной руды. Отчетливое наложение сульфидной минерализации продуктивной стадии на липаритовые порфиры проявилось лишь в магматогенных брекчиях и в сравнительно маломощной зоне экзоконтакта, на удалении от которой порфиры имеют довольно свежий облик. Наиболее поздние на месторождении липарито-дацитовые порфиры совершенно не минерализованы, и окolorудный метаморфизм в них проявился в весьма незначительной степени, что, в частности, выразилось в обособленном расположении ареала фигуративных точек этих пород на петрохимической диаграмме (см. рис. 43).

На Юбилейном месторождении, по данным И.Б. Серавкина, колчеданные руды отчетливо приурочены к экзоконтактам субвулканических тел липарито-дацитовых порфиров. Отдельные рудные залежи размещаются среди превращенных в метасоматиты магматогенных брекчий липарито-дацитовых порфиров, гомогенные разности которых содержат вкрашенность и прожилки пирита, халькопирита и сфалерита лишь в отдельных местах. Наиболее поздние дацитовые порфиры изменены слабо и содержат в контактовой зоне образуемых ими дайкообразных тел жилки минералов поздней стадии рудного процесса (клеюфан, халькопирит и пирит с крупночешуйчатым серицитом).

По данным И.С. Анисимова, А.И. Кривцова и других геологов, на месторождениях Маканской группы наиболее ранние субвулканические дацитовые порфиры подверглись окolorудным изменениям в той же степени, что и окружающие их эффузивно-пирокластические породы. Проявляющаяся в них минерализация относится к основной медноколчеданной стадии. Дацитовые порфиры следующей, второй, фазы формирования субвулканических тел изменены в значительно меньшей степени и содержат минеральные ассоциации полиметаллической стадии. Наиболее свежими являются липаритовые и липарито-дацитовые порфиры самой поздней, третьей, фазы.

Таким образом, на месторождениях этого типа как будто бы намечается тенденция к формированию метасоматитов и рудной минерализации главным образом в экзоконтактных зонах близких им по времени субвулканических тел при незначительном проявлении этого процесса в самих субвулканических породах.

Некоторое исключение в этом отношении представляют андезитодацитовые порфиры рудного поля месторождения им. XIX партсъезда, которые подверглись метасоматическим изменениям в значительно большей степени, чем ранее сформировавшиеся породы.

Определенный интерес представляет выяснение петрогенетических особенностей субвулканических пород, субсинхронных определенным типам колчеданных руд. Как уже отмечалось выше, колчеданные руды всех типов ассоциируются только с субвулканическими породами, физико-химические условия формирования которых обуславливали образование литиево-алюминиевых и натрово-алюминиевых центров захвата в кристаллической решетке кварца их фенокристаллов.

Серноколчеданные руды как эксгалационно-осадочного, так и гидротермально-метасоматического происхождения обнаруживают возрастную связь с ранними порфиритами (месторождения Учалинское и Сибайское и Маканское рудное поле) и субвулканическими телами поздней группы, сложенными на Кульюртауском месторождении дацитовыми, а на месторождении им. XIX партсъезда андезито-дацитовыми порфиритами. В петрохимическом отношении они относятся к породам первой петрохимической группы. Дацитовые порфириты Учалинского и Маканского месторождений сопровождались магматогенными брекчиями, т.е. формировались они из расплавов, относительно обогащенных летучими. Становление ранних субвулканических пород, ассоциирующихся с серноколчеданными рудами, происходило в близповерхностных условиях при сравнительно невысоких температурах кристаллизации.

Медноколчеданные руды связаны исключительно с поздними субвулканическими породами, сопровождаемыми магматогенными брекчиями, что указывает на обогащенность их расплавов летучими компонентами. По составу они представлены липаритовыми и липарито-дацитовыми порфирами, реже дацитовыми порфиритами. Формирование их происходило на больших глубинах при несколько больших температурах кристаллизации (около 1000°C) по сравнению с ранее рассмотренными субвулканическими породами. По составу они относятся ко второй петрохимической группе.

Колчеданно-полиметаллические руды тяготеют к наиболее поздним, образовавшимся на наибольших для субвулканических пород глубинах при температурах свыше 1200°C . Петрографические особенности этих пород свидетельствуют о небольших содержаниях в их расплавах летучих. В петрохимическом отношении они характеризуются повышенной ролью калия и относятся к третьей группе.

Таким образом, из изложенного выше можно сделать вывод, что образование руд происходило главным образом на заключительных стадиях образования дифференцированных вулканогенных формаций силурийского и среднедевонского возраста более или менее синхронно со становлением субвулканических пород кислого состава.

Процессы гидротермальной деятельности носили прерывисто-непрерывный характер и происходили в течение относительно длительного времени в значительной мере параллельно с дифференциацией кислых расплавов, вследствие чего можно говорить об определенной корреляции между отдельными типами субвулканических пород и продуктами различных стадий единых процессов рудоотложения.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МАГМАТИЧЕСКОГО И СТРУКТУРНОГО КОНТРОЛЯ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В БАШКИРСКОЙ ЧАСТИ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

Изложенные в предшествующих разделах данные о структурных особенностях колчеданных месторождений, их рудных полей и колчеданосных рудных районов, о соотношениях проявлений колчеданной минерализации с различными по составу и возрасту производными магматической деятельности свидетельствуют о сложной истории формирования скоплений колчеданных руд и множественности факторов, определяющих закономерности их локализации.

Выявляется ряд достаточно достоверных признаков распространения различных по способу рудоотложения концентраций колчеданного оруденения, одни из которых возникали гидротермально-метасоматическим путем на тех или иных, обычно небольших, глубинах в толщах пород, входящих в состав колчеданосных вулканогенных формаций, другие же накапливались в результате выпадения рудного вещества из высачивавшихся на дне морских бассейнов вулканических эксгаляций. Как известно, альтернативная постановка вопроса о действенности того или иного (гидротермально-метасоматического или эксгаляционно-осадочного) механизма рудоотложения являлась одним из самых острых вопросов в продолжающейся и по настоящее время дискуссии об условиях образования колчеданных месторождений вообще и Южного Урала, в частности.

Развитие на некоторых месторождениях (Учалинском, им. XIX партсъезда, Старо-Сибайском) слоистых колчеданных руд, описанных на Сибайском месторождении С.Н. Ивановым, С.А. Рокачевым (1970) и Н.А. Перижняк (1971) и изучавшихся в карьерах Учалинского месторождения и месторождения им. XIX партсъезда П.И. Пирожком, приуроченность руд к мелкозернистым туфогенно-осадочным породам, относительно низкие температуры (120–150°) кристаллизации сульфидов, определенные И.А. Хайретдиновым и Н.А. Андрияновой по гомогенизации газово-жидких включений, позволяют считать, что какая-то часть проявлений колчеданного оруденения на упомянутых месторождениях могла отлагаться эксгаляционно-осадочным способом. А.А. Малахов предполагает, что руды Маканского и Октябрьского месторождений или, по крайней мере, часть их также образовались хемогенно-осадочным путем.

Во многих случаях совершенно отчетливо наблюдается несогласное залегание колчеданных рудных тел по отношению к вмещающим эффузивам, пирокластическим и туфогенно-осадочным породам, при-

уроченность руд к экструзивным и субвулканическим телам, прорывающим эффузивно-пирокластические и туфогенно-осадочные отложения, замещение рудообразующими сульфидами основной массы и фенокристаллов в субвулканических породах и сопровождающих их магматогенных брекчиях, залегание руд в зонах разрывных нарушений, пересекающих породы не только в лежачем боку рудных тел, но и в их кровле. Такие геологические особенности колчеданных тел не могут быть объяснены с позиций предположения о вулканогенно-осадочном генезисе колчеданного оруденения, о его синхронном накоплении с отложением непосредственно вмещающих колчеданные руды эффузивов, туфов, туффигов и других вулканогенных и осадочных пород. Учитывая, кроме того, что более высокотемпературные (150–350°) условия кристаллизации главных рудообразующих минеральных ассоциаций, устанавливаемые на основании изучения газовой-жидких включений, и разнообразие структурно-текстурных рисунков колчеданных руд, гидротермально-метасоматический способ рудоотложения можно рассматривать как наиболее распространенную модель формирования колчеданных месторождений.

Таким образом, в колчеданных месторождениях башкирской части Магнитогорского мегасинклинория присутствуют руды гидротермально-метасоматического и вулканогенно-осадочного типов. Этот вывод сам по себе не нов, так как подобные представления, подтверждающие точку зрения В.И. Смирнова (1968, 1971) о полигенности и полихронности колчеданных месторождений вообще, которая чрезвычайно удачно сглаживает дискуссионные вопросы механизма колчеданного рудообразования, были высказаны в последнее время применительно к колчеданным месторождениям Южного Урала М.Б. Бородаевской (Бородаевская, Курбанов, Ширай и др., 1973), В.А. Прокиным (1973), И.С. Вахромеевым (1971) и другими исследователями. Однако и при таком решении вопроса необходимо выяснение форм связи осадочных колчеданных руд с магматической деятельностью и структурными элементами и относительной роли этих же руд в общем балансе проявлений колчеданной минерализации. Нет необходимости детально останавливаться на том, что условия локализации колчеданных руд гидротермально-метасоматического и вулканогенно-осадочного типов должны существенно различаться. В размещении последних важнейшую, если не решающую, роль могут играть фациальные особенности рудовмещающих толщ и прежде всего входящих в их состав туфогенно-осадочных и вулканомиктовых пород.

Имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о подчиненной роли осадочно-вулканогенных руд на колчеданных месторождениях башкирской части Магнитогорского мегасинклинория. Поскольку, к тому же, эти руды имеют преимущественно серноколчеданный состав, они по существу не представляют практического значения. Правда, некоторые исследователи (Иванов, 1970; Иванов, Нечухин, 1969) рассматривают по существу все охарактеризованные ранее колчеданные месторождения в качестве вулканогенно-

осадочных образований, считая, что протекавший на глубине в толщах вулканогенных пород, подвергшихся диагенезу и литификации, гидротермально-метасоматический процесс имел подчиненное значение. В развитие этих идей в последнее время некоторые исследователи (Поротов, Пертель, Веселов, 1973) относят к вулканогенно-осадочному типу Приорское (Аралчинское) колчеданное месторождение.

Главными аргументами в пользу предположения об осадочно-вулканогенном происхождении колчеданных месторождений служат пластобразная форма рудных тел, смена окисных и сульфидных минералов железа в разрезе и приуроченность руд к туфогенно-осадочным пачкам. Следует заметить, что на колчеданных месторождениях нередко наблюдается пространственная связь колчеданного оруденения, по крайней мере его части, с прослоями туффитов. Между тем, далеко не во всех случаях оруденение, приуроченное к прослоям туфогенно-осадочных пород, может рассматриваться как продукт сингенетического, осадочно-эксталяционного процесса рудоотложения. Необходимо учитывать возможность замещения туфогенно-осадочных пород сульфидами, особенно поздними халькопиритом и сфалеритом, которые в условиях характерного для поздних стадий рудообразования дефицита серы могли развиваться по содержавшемуся в туффитах сингенетическому пириту. В ряде случаев, например, на месторождениях Бакр-тау и Таш-тау, можно видеть как массивные медно-цинковистые колчеданные руды образуют линзообразные прослои в маломощной пачке туффитов, подвергшихся в зоне разрывного нарушения неравномерному изгибу с образованием полостей отслаивания, которые впоследствии оказались выполненными сульфидами, частично проникающими в раздробленные туффиты.

Большинство описанных выше особенностей колчеданных месторождений свидетельствует в пользу преобладающего гидротермально-метасоматического способа рудоотложения; вулканогенно-осадочные руды встречаются на этих же месторождениях в небольшом, не имеющем самостоятельного значения количестве.

Разумеется, отсутствие крупных самостоятельных скоплений колчеданных руд достоверно установленного вулканогенно-осадочного происхождения не может служить основанием для утверждения о принципиальной невозможности их образования. Возможность именно такого генезиса колчеданных месторождений обосновывается Г.С. Дзюценидзе (1972) на примере нахождения интенсивно минерализованных рассолов во впадинах рифтовой зоны Красного моря.

В то же время и такие месторождения должны быть связаны с определенными колчеданоносными вулканогенными формациями, залегать в зонах разрывных нарушений, служивших путями для циркуляции поступающих, в общем случае, снизу гидротермальных растворов, и сопровождаться возникающими в этих зонах ореолами околорудных гидротермальных изменений.

Таким образом, колчеданные месторождения вулканогенно-осадочного происхождения должны подчиняться тем главным факторам

магматического и структурного контроля, которые обуславливают основные закономерности размещения концентраций колчеданных руд независимо от механизма их формирования, представляющего лишь одно звено в общей цепи взаимосвязанных тектонических, магматических и рудообразующих процессов.

Главная по своему магматическому и металлогеническому выражению часть этой цепи в эвгеосинклинальных областях подвижных поясов фемического типа приходится на раннюю стадию геосинклинального цикла, в течение которой в связи с резкой активизацией тектонических движений и возникновением интенсивного теплового потока происходила в очень крупных масштабах вулканическая деятельность и наблюдались специфические проявления интрузивного магматизма. Магматическая деятельность во всех ее формах сопровождалась циркулирующей флюидов, которые по существующим представлениям (Смирнов, 1969; Коржинский, 1953, 1962; Хитаров, 1961 и др.) могли отделяться от вещества мантии в результате ее дегазации с образованием самостоятельных (сквозьмагматические) растворов или возникать в результате конденсации летучих веществ в магматических расплавах и выделения газовой-жидких растворов при кристаллизации магмы (Николаев, 1955) или же, наконец, представлять собой активизированные тепловым потоком захороненные воды вадозового или более сложного происхождения.

Потоки флюидов – важнейшие, вероятно, агенты транспортировки тепла и минеральных веществ из глубинных источников – играют большую роль в самом возникновении магматических расплавов и их эволюции; потоки циркулировали по порам и трещинам в горных породах в верхних горизонтах земной коры, обуславливая региональный зеленокаменный метаморфизм вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ и имеющие локальное развитие околорудные изменения и проявления колчеданного оруденения. В целом, создавалась определенная рудномагматическая система, магматические и гидротермальные члены которой находились в достаточно сложной взаимосвязи и взаимозависимости. Эта система, регулируясь меняющейся направленностью и интенсивностью тектоническими движениями, существовала и развивалась в рассматриваемой части Уральского подвижного пояса в течение нескольких десятков миллионов лет, охватывавших раннегеосинклинальную стадию развития Магнитогорского мегасинклинория. Это подтверждается приведенными выше сведениями о пространственных соотношениях колчеданного оруденения с различными стратифицированными толщами, интрузивными породами субвулканического и плутонического происхождения и элементами структуры, о геологических условиях нахождения обломков колчеданных руд и околорудных метасоматитов (Захарова, 1971), о закономерной связи различных в минералого-геохимическом отношении проявлений колчеданной минерализации с определенными вулканогенными формациями.

Несмотря на это, остаются некоторые сомнения в вопросе о верхней возрастной границе проявления гидротермальных процессов,

обусловивших образование колчеданных месторождений башкирской части Магнитогорского мегасинклиория (Вахромеев, 1967, 1971), главным образом по трем причинам.

Во-первых, границы между ранне- и позднегеосинклинальным подэтажами имеют различную геохронологическую привязку, к тому же трудную для точного, безоговорочного определения; во-вторых, в некоторых случаях недостаточно ясна формационная принадлежность отдельных скоплений сульфидного оруденения; в-третьих, иногда возможно пространственное совмещение разновозрастных и возникших в принципе в различных условиях производных гидротермальных процессов.

В целом, однако, эти осложняющие решение вопроса обстоятельства не могут исключить наибольшую вероятность верхней возрастной границы колчеданного оруденения как позднеэйфельской или раннеживетской в южной части западного крыла мегасинклиория и позднеживетской (возможно, охватывающей самое начало франского века) в его северной части. Если же пользоваться более реальными признаками, то следует рассматривать в качестве верхней границы возможного распространения колчеданного оруденения в разрезе формации, где заканчивается развитие субвулканических комплексов натровой серии. Такими формациями являются среднедевонские базальт-липаритовая формация в Сибайском рудном районе и андезит-дацит-обломочно-карбонатная в северной части Гайско-Узункырской структурно-формационной зоны, в Учалинско-Александринской зоне и в Аратауской мульде на севере Вознесенско-Сакмарской зоны. Следует, правда, сказать, что в ряде случаев в Сибайском рудном районе, например в Карамалыташской постройке, по данным А.С. Бобохова и И.С. Вахромеева, наблюдаются интрузивные контакты субвулканических пород кислого и основного состава с яшмовидными кремнистыми породами бугульгырского горизонта, лежащего в основании трансгрессивно перекрывающей базальт-липаритовую формацию флишеидной толщи. В главной, большей части, этой толщи субвулканические породы натрового ряда отсутствуют; возможно, права И.В. Хворова (1965), относя яшмовидные породы бугульгырского горизонта, несмотря на их трансгрессивное залегание, к дифференцированной вулканогенной базальт-липаритовой формации.

Сам по себе вопрос о верхней возрастной границе колчеданного оруденения имеет важное значение прежде всего с поисковой точки зрения, так как от того или другого варианта его решения зависит оценка перспективности поисков колчеданных месторождений в тех или иных толщах и соответственно участках их развития. Если же считать, что колчеданное оруденение, имея более поздний возраст, чем рудовмещающие толщи, локализуется только в них (Вахромеев, 1972), то вопрос теряет в значительной степени свою остроту.

Рассматривая вопрос о верхней возрастной границе колчеданного оруденения, необходимо иметь в виду, что формирование колчеданных руд происходило в связи не только со среднедевонскими раннегео-

синклиналильными вулканогенными формациями, но проявилось и раньше, в процессе образования контрастных и последовательных формаций силурийского возраста. Поздние субвулканические породы, связанные с этими формациями, как было показано выше, проникают в породы нижних частей нижнедевонских андезито-базальтовой и вулканогенно-осадочной толщ. В Баймакском рудном районе в этих толщах известны упоминавшееся месторождение Балта-гау и рудопроявления Вишнево-Матраевского участка, пространственно тесно связанные с субвулканическими телами мегафиров липарито-дацитового состава и андезито-дацитовых порфириров гибридного происхождения (Сопко, Сопко, 1971; Сопко, Исмагилов, Серавкин, Сопко, 1973).

Можно, конечно предположить, что субвулканические тела, контролирующие указанные проявления колчеданной минерализации, и залегающие в силурийских толщах колчеданные месторождения Баймакского и Макан-Бурибаевского рудных районов внедрились значительно позже, т.е. в среднедевонское или даже в еще более позднее время, тем более, что в Баймакском рудном районе, по данным калий-аргонового метода (Вахромеев, Гаррис, Родичева, 1971), предполагается присутствие молодых субвулканических образований. Однако предположению о более молодом, чем раннедевонский, возрасте колчеданного оруденения в силурийских колчеданоносных формациях противоречат определенные петрографические и петрохимические различия субвулканических пород, связанные соответственно с силурийскими и среднедевонскими колчеданоносными вулканогенными формациями (Сопко, Салихов, 1969), и интродирование типичными субвулканическими породами, наблюдающимися в силурийских толщах, лишь нижних горизонтов нижнедевонских вулканогенных и туфогенно-осадочных пород.

Интересно также развитие в южной части Ирендыкской структурно-формационной зоны, по данным М.Ш. Бикова, Л.Н. Сопко и А.М. Косарева, последовательной серии кислых субвулканических пород, пересекающих наиболее молодые из связанных с силурийской формацией субвулканических пород — магафиры липарито-дацитового оостава. Вероятно, эта более молодая серия связана уже со среднедевонской вулканической деятельностью, так как кислые дериваты нижнедевонской андезито-базальтовой формации либо вообще не возникали, либо имеют крайне ограниченное развитие (Сопко, Салихов, 1969).

Как бы то ни было, приведенные выше данные дают возможность говорить о начале раннего девона как о верхнем возрастном пределе колчеданного оруденения, приуроченного к силурийским вулканогенным формациям. Вероятно, и в нижнесилурийское время в Вознесенско-Сакмарской зоне в кремнисто-спилито-диабазовой формации были проявления гидротермальной деятельности и колчеданного оруденения, о чем свидетельствуют находки галек метасоматитов с вкрапленностью пирита в базальных конгломератах лудловской вулканогенно-осадочной толщи (Захаров, 1971).

Таблица 13

Процентные соотношения основных, средних и кислых вулканогенных пород

Порода	Рудный район	
	Баймакский	Макан-Бурибаевский
Основные	24,9	72,8
Туфы основных пород	3,8	1,8
Средние	5,2	0,8
Туфы средних пород	27,5	5,6
Кислые	12,6	1,7
Туфы кислых пород	6,3	7,8
Субвулканические породы кислого состава	19,7	9,5

Таким образом, можно рассматривать две очень близкие в магматическом и металлогеническом отношениях рудно-магматические системы – силурийскую и среднедевонскую, – конечным продуктом которых стали концентрации колчеданных руд. Колчеданные месторождения, как можно видеть из изложенного материала, образовались в конечные стадии существования этих систем, но закономерности размещения колчеданного оруденения предопределялись всем ходом их длительного и сложного развития.

В эволюции рудно-магматических систем, регулировавшейся тектоническими движениями и выражавшейся в сложной дифференциации веществ на разных уровнях в земной коре и верхней мантии, наиболее важное значение для понимания условий образования и локализации колчеданных месторождений имеют формы связи гидротермальной и магматической деятельности, пути движения магмы и флюидов в верхние горизонты земной коры и внутри этих горизонтов, причины концентрированного отложения рудных компонентов и вытекающие из этого соотношения рудных концентраций с литологическими и структурными факторами.

Для объяснения тех эмпирических закономерностей в размещении проявлений колчеданного оруденения, которые в общем виде охарактеризованы в первом разделе работы, необходимо, очевидно, сказать несколько слов об образовании колчеданосных вулканогенных формаций, представляющих в грубом приближении двухкомпонентные (контрастные серии) и трехкомпонентные (последовательные серии) ассоциации.

О соотношениях входящих в контрастные и последовательные формации различных видов вулканогенных пород (эффузивные, пирокластические и субвулканические) можно судить по Макан-Бурибаевскому и Баймакскому рудным районам (табл. 13). Приводимые в табл. 13 данные для уровня современного эрозионного среза естест-

венно не отражают действительных соотношений основных, средних и кислых вулканогенных пород во всем объеме формаций. Тем не менее из табл. 13 отчетливо видно резко преобладающее значение основных пород в составе контрастной формации, весьма небольшое распространение эффузивных и пирокластических пород среднего состава и намного более значительная доля кислых вулканогенных образований. Наоборот, в последовательной формации основные и средние породы распространены на уровне современного эрозионного среза примерно в одинаковой степени, а кислые породы, занимая около 40% площади, даже преобладают над основными разностями. Такие соотношения не могут быть объяснены дифференциацией толеитовой базальтовой магмы в едином родоначальном источнике (Рингвуд и др., 1968) и заставляют предполагать более сложные способы образования контрастных и в определенной мере последовательных формаций.

В настоящее время намечается два пути решения этого вопроса. Один из них заключается в признании неоднородности верхней мантии и возможности раздельного поступления расплавов основного, среднего и кислого состава либо в результате зонного плавления различных ее слоев, либо в результате переработки толеитового вещества флюидами, выделявшимися из основной магмы при ее дегазации (Бородаевская, Курбанов, Ширай, Гаджиев, 1973). Другая предполагаемая возможность появления значительного количества кислых и средних пород в составе дифференцированных формаций заключается в перемещении первичного очага толеитовой магмы в сиалическую оболочку земной коры с ассимиляцией кислого материала и последующей дифференциацией получившегося более кислого, вероятно андезитового, расплава (Фролова, 1968). Такой же точки зрения придерживались ранее и П.Ф. Сопко, М.И. Исмагилов, И.Б. Севракин, Л.Н. Сопко (Колчеданные месторождения..., 1973). Эта точка зрения опирается на предположение о существовании в цоколе геосинклинального этажа достаточно мощного сиалического слоя. Имеющиеся, однако, по глубинному строению Магнитогорского мегасинклинория данные (Огаринов, 1970; Халевин, 1972) не позволяют уверенно говорить о существовании более или менее мощного непрерывного гранитного слоя под Магнитогорским мегасинклинорием, хотя развитие его в отдельных блоках — в восточном крыле мегасинклинория, в Баймакском рудном районе — вполне вероятно. В связи с этим допустимо, по-видимому, считать, что в различных случаях могли действовать или тот, или иной источник магматического материала для накопления дифференцированных формаций. Оба этих возможных способа обеспечивают близкое родство всех членов колчеданосных вулканогенных формаций, выражающееся в их тесном пространственном сонахождении, близости во времени образования и петрохимических особенностей, из которых особенно отчетливо выражены натровый характер основных, средних и кислых членов.

В процессе образования колчеданосных формаций, как отмечалось в первом разделе, продукты вулканической деятельности извер-

гались на поверхность или застывали на некоторой глубине в наращивавшейся коре в определенной, обычно гомодромной, последовательности. Правда, такая последовательность, выражающаяся в обычной смене извержений продуктов основного состава средними и далее кислыми разностями, хорошо заметна лишь в общем плане. В поздние и конечные стадии крупных вулканических циклов (мегациклы) эта последовательность могла вследствие ряда причин тектонического и петрологического порядка в той или иной мере усложняться.

Образование колчеданосных вулканогенных формаций как силурийского, так и среднедевонского возраста начиналось с излияний базальтовых лав, сопровождавшихся небольшим количеством пирокластического материала и занимающих преобладающую часть объема формаций, особенно большую в контрастных сериях, но доминирующую и в последовательных ассоциациях. Накопление этих лав происходило в обстановке устойчивого некомпенсированного прогибания. В середине мегациклов или в их поздние стадии глубоководные извержения базальтов сменялись в связи с началом преимущественного поднятия отдельных блоков накоплением более сложных по составу и происхождению пачек, в которых участвуют наряду с диабазами и диабазовыми порфиритами широко развитые спилиты и вариолиты, шлаковые, вулканические и туфовые брекчии и туфы основного состава, иногда вулканы андезито-базальтового, андезитового и более кислого ряда, переслаивающиеся в некоторых случаях с туфогенно-осадочными и вулканомиктовыми отложениями.

Образование таких промежуточных пачек, накапливавшихся, судя по ряду признаков, в мелководной обстановке, отвечает переходу того или иного блока к режиму преимущественного поднятия и усилению дифференциации движений в различных частях структурно-формационных зон и блоков.

Поздние и конечные стадии крупных вулканических циклов, проходившие в условиях растущих поднятий и прогрессирующей жесткости земной коры, характеризовались резким усилением теплового потока, обусловленным, по-видимому, возникновением и циркулирующей газовой-жидких растворов, и преимущественными извержениями вулканических продуктов кислого, среднего и частью основного состава, накапливавшихся либо в мелководных, либо в субаэральных условиях. Значительная, иногда преобладающая часть магматических расплавов кислого состава не достигала поверхности, а застывала на той или иной, обычно небольшой глубине в виде субвулканических тел, поздние представители которых внедрялись после почти полного прекращения активного вулканизма в колчеданосной структурно-формационной зоне, когда здесь же начинался интенсивный размыв возникших вулканических сооружений и их захоронение под флишоидными вулканогенно-осадочными толщами, либо в соседних структурно-формационных зонах и блоках начиналась вулканическая деятельность с иным составом ее производных.

При застывании кислых расплавов на более низких гипсометрических уровнях могли возникать гипабиссальные породы плагιοгранитного ряда.

Важная особенность поздних и конечных стадий образования колчеданосных вулканических формаций — определенная автономность проявлений основного, среднего и кислого магматизма. В связи с этим наблюдаются нередкие отклонения в последовательности накопления ее продуктов и формирования субвулканических комплексов, усугублявшиеся неравномерностью развития отдельных блоков. Так, например, в Баймакском рудном районе последовательная формация представлена в ее наиболее типичном выражении закономерной в целом сменой во времени основных вулканитов средними и далее кислыми разностями. В верхах толщи наряду с кислыми эффузивами и пирокластическими породами местами наблюдаются в заметных количествах эффузивы и туфы основного и среднего состава, а в сопровождающей формацию сложном и широко распространенном субвулканическом комплексе, характеризующемся в целом гомогромной направленностью становления, появляются в промежуточных фазах гибридные разности андезито-дацитового состава; встречаются также промежуточные или завершающие комплексы дайки диабазов и диабазовых порфиритов. Непостоянное место последних характерно и для субвулканических комплексов, связанных с другими формациями.

В Учалинском рудном районе проявления андезитового вулканизма завершают становление стратифицированной части формации, кислые же производные в виде эффузивных и пирокластических образований и ранних субвулканических тел размещаются ниже андезитовой пачки, тогда как поздние субвулканические породы прорывают ее, проникая и в вышележащие флишеидные вулканогенно-осадочные образования. Скользящее положение кислые вулканогенные породы в различных их фациях занимают в ряде случаев и в верхних частях контрастных формаций в Сибайской и Бакр-Узякской структурах

Таким образом, напрашивается вывод о том, что поздние и конечные стадии образования колчеданосных формаций отличались неоднократным пульсирующим поступлением кислых расплавов, с которым тесно во времени переплеталась циркуляция гидротермальных растворов. Пути движения расплавов и растворов часто были одними и теми же, что является одной из наиболее вероятных причин тесной пространственной связи колчеданного оруденения с кислыми вулканогенными породами — прежде всего с кислыми субвулканическими разностями, завершавшими процесс образования колчеданосных вулканогенных формаций.

Смена состава расплавов и фациальной обстановки их кристаллизации, обусловленная изменениями тектонического режима, сопровождалась сменой механизма извержений и возникновением специфических структурных элементов — важнейших в размещении различных типов и фаций вулканогенных пород и проявлений гидротермальной деятельности, включая колчеданное оруденение.

Наиболее вероятным типом извержений инициального основного магматизма были трещинные излияния, создавшие основания ряда преимущественно субмеридиональных вулканических гряд, на которых позднее возникали подводные или еще позже островные вулканические аппараты. Положение трещин, служивших магмовыводящими каналами, может быть более или менее уверенно определено на основании возрастания мощностей основных вулканитов, устанавливаемого в первую очередь гравиметровыми положительными аномалиями и в какой-то мере прямым зондированием при помощи глубоких буровых скважин. Собственно говоря, речь может идти не о какой-либо одной более или менее выдержанной трещине, по которой поднимались и извергались на дно морского бассейна основные лавы, а о целой зоне трещиноватости шириной от нескольких сот метров до нескольких километров, как об этом было сказано при характеристике структуры Макан-Бурибаевского и других рудных районов.

Такие зоны представляли, вероятно, блоки развития сколов, обладавшие высокой проницаемостью и протягивавшиеся по вертикали на большую глубину — в глубокие горизонты земной коры и верхнюю мантию. Заложение их, надо полагать, относилось еще к самому началу геосинклинального цикла, когда по этим зонам могло происходить раздвижение океанического дна или опускание отдельных его участков по системе сбросов. В целом, однако, смещения по этим сколовым зонам в течение большей части раннегеосинклинальной стадии практически не происходили, проявляясь лишь в конце ее в связи с усилением интенсивности блоковых движений и изменением их направленности. Длина таких магмовыводящих зон измерялась, судя по наблюдаемым в настоящее время их отрезкам в Учалинском, Сибайском и Макан-Бурибаевском рудных районах, десятками или даже первыми сотнями километров.

Геологические и геофизические данные свидетельствуют о том, что зоны трещиноватости, по которым происходили инициальные вулканические извержения, располагались преимущественно во внутренних частях интрагеосинклинальных трогов, тогда как вблизи граничных разломов, разделяющих структурно-формационные зоны, реликты первичных вулканических построек наблюдаются реже. Так, в Макан-Бурибаевском районе роль магмовыводящих каналов в стадии инициального базальтового магматизма, вероятно, играли Акъяр-Бурибаевская и Макан-Петропавловская зоны повышенной проницаемости; последняя пересекает район по диагонали почти вдоль осевой его линии. Акъяр-Бурибаевская зона, правда, проходит вдоль западной границы полосы современного распространения силурийской дифференцированной формации, перекрытой на правобережье р.Таналык терригенно-осадочными породами зилаирской свиты, под которыми на какое-то расстояние вулканогенная формация может продолжаться западнее. Вдоль этих зон в результате трещинных излияний возникли близкие по своему строению вулканические гряды.

В Сибайском рудном районе, как отмечалось выше, также можно выделить две вулканические гряды, которые были заложены в ста-

дию инициального базальтового магматизма в среднедевонское время вдоль соответствующих зон трещиноватости. Ряд вулканических гряд, контролировавшихся сколовыми зонами субмеридионального направления, намечается в Учалинском и северной части Верхнеуральского рудных районов. Из них наиболее отчетлива цепь сооружений, трассирующихся вдоль Учалинской зоны повышенной трещиноватости.

Продольное направление большинства зон повышенной трещиноватости, служивших магмовыводящими каналами для инициальных магматических расплавов, отвечает ориентировке нормальных напряжений при растяжении того или иного блока, независимо от того, осуществлялось ли это растяжение путем раздвигания догеосинклинального цоколя или же вследствие опускания по системам сбросовых нарушений. Отклонением от общеуральской схемы распределения напряжений в раннегеосинклинальную стадию развития Магнитогорского мегасинклинория является ориентировка сколовых зон в Макан-Бурибаевском и в определенной мере в Баймакском рудных районах, имеющих в первом и в западной части второго северо-западное простирание. Можно предположить, что эти зоны наследуют направление расколов в залегающем относительно неглубоко (1,5-3 км) в этой части западного крыла мегасинклинория догеосинклинальном фундаменте. Изменение ориентировки зон повышенной трещиноватости, служивших достаточно уверенно предполагаемыми магмовыводящими каналами для трещинных базальтовых излияний как результат более позднего поворота блоков, необходимо исключить, так как в соседних структурно-формационных зонах устойчиво выдерживается общеуральское простирание главных структурных элементов.

Крайне важное значение понимания магматического и структурного контроля колчеданного оруденения имеет длительное развитие сколовых зон, служивших путями движения глубинных магматических расплавов и потоков флюидов в течение всего мегацикла, приведшего к образованию той или иной колчеданосной формации. О длительном развитии этих зон свидетельствуют приуроченность к ним разновозрастных проявлений магматической деятельности и гидротермальных изменений, происходивших преимущественно в конце раннегеосинклинальной стадии. Однако при сохранении генерального контроля магматической деятельности и потоков флюидов сколовыми зонами конкретное распределение их производных в поздние стадии образования формаций усложняется появлением новых структурных элементов первично-вулканического и деформационного происхождения, суммарно обусловленным изменением характера тектонических движений и физико-химических особенностей магматических расплавов.

Новые структурные элементы первично-вулканического происхождения выразились в образовании в конце инициального магматизма крупных и мелких щитовых вулканов, реликты которых в виде диабазовых и спилитовых куполов намечаются в Макан-Бурибаевском рудном районе в непосредственной близости к Акъяр-Бурибаевской

и Макан-Петропавловской сколовым зонам и в рудном поле месторождения им. XIX партъезда в ореоле Учалинской сколовой зоны. Образование этих вулканов сопровождалось, очевидно, возникновением радиальных, кольцевых и полукольцевых трещин, связанных с появлением специфических полей напряжений при росте вулканов и контролировавших в совокупности с сохранявшимися напряженностью сколовыми зонами распределение субвулканических тел и более поздних вулканических аппаратов. В некоторых случаях при достаточно густой сети радиальных и концентрических трещин более поздний базальтовый, андезитовый и липарито-дацитовый вулканизм, приведший к образованию верхней части разреза колчеданосных формаций, приближался к ареальному типу. При этом на склонах шитового вулкана возникали мелкие вулканические постройки, которые в зависимости от длительности их развития извергали либо продукты однородного, преимущественно базальтового состава, либо приобретали более сложное строение в результате последовательных извержений основных, средних и кислых продуктов вулканической деятельности (Серавкин, 1970а).

Проявления ареального вулканизма характерны для Баймакского рудного района, где наблюдается большое количество мелких вулканических построек различного строения, каждая из которых сопровождается более или менее отчетливо выраженными радиальными и концентрическими трещинами. Такие трещины в особенно ярком выражении сохранились в северо-западной части района, в так называемой Куянтауской структуре, где наблюдается ряд мелких вулканических построек, сложенных диабазами и спилитами и рассеченных концентрическими и радиальными ранними субвулканическими дайками андизито-дацитовых и дацитовых порфиритов.

В большинстве случаев вулканические аппараты центрального типа, характерные для поздних стадий образования колчеданосных вулканогенных формаций, имели линейное расположение, контролируясь линейными сколовыми зонами и развиваясь на склонах шитовых вулканов на том или ином расстоянии от этих зон или реже в их контурах. Каждый из вулканических аппаратов центрального типа сопровождался своей сетью концентрических и радиальных трещин, в еще большей степени предопределявших размещение субвулканических тел, проявлений гидротермальных изменений и колчеданного оруденения, характерных для конечных стадий деятельности рудно-магматической системы.

Важным моментом в развитии вулканизма поздних стадий образования колчеданосных формаций было возникновение кальдер, связанное либо с истощением питающего вулканического очага, либо с крупными взрывами, происходившими при закупорке жерла вулкана и непрекращавшемся подтоке насыщенного летучими веществами расплава преимущественно кислого, реже среднего состава. Соответственно могли образоваться кальдеры двух типов: обрушения и взрыва (Лучицкий, 1971). Описанные в предыдущем разделе при характеристике Маканского и Бакр-тау - Абейсаз - Таш-тауского

рудных полей кальдерообразные депрессии относятся, по-видимому, к кальдерам обрушения. Такие же кальдеры обрушения намечаются, как об этом было сказано ранее, в рудном поле месторождения им. XIX партсъезда и в Учалинском рудном поле. Можно упомянуть еще об одном интересном примере развития кальдерообразной депрессии, наблюдающейся на Сафарово-Первомайском участке в северной части Учалинского рудного района. Края этой депрессии сложены крутозалегающими диабазовыми порфиридами, содержащими отдельные пачки туфов и туфогенно-осадочных пород и прорванными ранними и поздними субвулканическими телами кислого состава.

В центральной части депрессии развиты более молодые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования среднего и кислого состава, также прорванные в краях депрессии и в зоне Агыро-Бюйдинского разлома кислыми субвулканическими образованиями. В формировании этой кальдеры, наряду с обрушением, значительную роль, возможно, играли взрывные процессы, в результате которых могли появиться широко развитые по северной периферии Ахуновского гранитного массива породы кислого состава, представляющие, по-видимому, преимущественно перекристаллизованные спекшиеся туфы.

Образование кальдер, наблюдавшееся, правда, не во всех вулканических постройках центрального типа, обусловило появление новых дополнительных элементов во внутреннем строении колчеданосных вулканогенных формаций, структура которых развивалась на протяжении всего периода их накопления. В связи с развитием вулканических аппаратов, осложненных и неосложненных кальдерами, и дифференциальными движениями различных блоков вулканогенные и в особенности более пластичные туфогенно-осадочные и кремнистые породы подвергались деформациям с образованием более или менее отчетливых пологих складок, реже крутых, и разрывных нарушений, часто следовавших по длительно развивавшимся сколовым зонам и ранее возникшим радиальным и концентрическим трещинам в аппаратах центрального типа или в краях кальдер. Такие разрывные нарушения сопровождаются сланцеватостью пород, возникновение которой в сколовых зонах и в трещинах других систем облегчалось циркуляцией флюидов, как это показано Д.Григгсом и Д.Хендином (Griggs, Handin, 1960).

Интенсивность циркуляции газовой-жидких растворов возрастала в конечные стадии образования колчеданосных формаций в связи с формированием сложных субвулканических комплексов, важнейшей частью которых являются кислые породы андезито-дацитового и липарито-дацитового ряда. Собственно говоря, близкая во времени и пространстве связь наиболее интенсивного потока газовой-жидких растворов и кислого вулканизма (в особенности кислых субвулканических пород, исходные для которых расплавы часто были обогащены летучими веществами, вследствие чего субвулканические породы нередко сопровождалась магматогенными брекчиями, или же подвергались дегазации на путях своего движения) делает похожими конечные члены рудно-магматических систем на те рудно-магматичес-

кие пучки, о которых пишет П.Ф.Иванкин (1961, 1970), рассматривая условия образования колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Отличие наших представлений заключается в том, что конечные члены рудно-магматических систем — кислые расплавы и газовой-жидкие флюиды — тесно связаны с образованием всей рудовмещающей формации, происходившим в рамках определенных отрезков раннегеосинклинальной стадии развития Магниторогского мега-синклинория.

Кислые расплавы, с которыми наиболее тесно парагенетически связано колчеданное оруденение, зарождались на значительных глубинах в земной коре или верхней мантии, двигались к поверхности по тем же длительно развивавшимся зонам скола, по которым поднимались и расплавы другого состава, образуя в одних случаях периферические вулканические очаги, а в других проникая в ранее накопившиеся вулканогенные образования и застывая в виде субвулканических тел. Появление периферических магматических очагов приводило к извержению эффузивных и пирокластических продуктов кислого состава, хотя и в этом случае большая часть кислых расплавов кристаллизовалась в виде субвулканических тел.

Несмотря на то, что формирование субвулканических тел, ассоциирующихся с кислым эффузивным вулканизмом или непосредственно не связанных с ним, представляло пульсирующий растянутый процесс, промежуток времени, в течение которого оно происходило, был относительно небольшим. Разрыв во времени между образованием различных генераций поздних и ранних субвулканических пород и между теми и другими также, следовательно, был незначительным. Об этом свидетельствует их обычная пространственная совмещенность, не затушевываемая даже проникновением более поздних субвулканических пород в перекрывающие рудовмещающие формации вулканогенно-осадочные и недифференцированные андезитобазальтовые толши. Такие толши начинали накапливаться, о чем вскользь говорилось ранее, еще в завершающие стадии образования рудовмещающих формаций. Субвулканические тела в этих толшах развиты обычно поблизости от участков концентрации субвулканических пород в колчеданосных дифференцированных формациях.

Определенная часть субвулканических тел размещается в самих сколовых зонах, трещины в которых неоднократно приоткрывались в связи, по-видимому, с частой сменой режимов сжатия и растяжения, характерной для конца периода образования колчеданосных вулканогенных формаций. В то же время относительно большие объемы кислых расплавов, застывавших в виде субвулканических тел, проникали в вулканические постройки и застывали в связанных с ними трещинах или в поверхностях наложения эффузивных и пирокластических пород, либо в контактах ранее сформировавшихся субвулканических залежей. Такие поверхности наложения и контакты разновозрастных пластообразных субвулканических тел нередко осложнены межпластовыми срывами, возникшими в процессе синвулканических деформаций. Размещение значительной части субвулканических

тел в вулканических постройках, иногда осложненных кальдерами, предопределяет узловое размещение всей массы субвулканических образований.

Такое же узловое распределение характерно и для проявлений колчеданной минерализации, локализующейся в рудных полях, разделенных между собой участками со слабым развитием или полным отсутствием оруденения, в то время как в проходящих здесь сколовых зонах могут наблюдаться интенсивные гидротермальные изменения вулканогенных пород. Участки концентрации колчеданного оруденения совпадают в общих чертах с участками наиболее значительной локализации кислых субвулканических пород, в особенности их поздних разновидностей, вслед за которыми происходило отложение большей части колчеданных руд.

В целом наиболее интенсивная гидротермальная деятельность шла, по-видимому, параллельно с формированием субвулканических комплексов, но различные порции гидротермальных растворов в результате дифференциации в глубинном источнике и на путях циркуляции оказывались обогащенными различными летучими веществами и соединениями тяжелых металлов. Ранние стадии гидротермального процесса, как это установлено рядом исследователей (Коржинский, 1965; Прокин, 1963, 1973 и др.), характеризовались привнесом серы, соединившейся с заимствованным из вмещающих пород железом, и небольшого количества меди и цинка, которые могли накапливаться либо осадочно-эксталяционным, либо гидротермально-метасоматическим путем. Содержание соединений тяжелых металлов в растворах в процессе гидротермальной деятельности прогрессивно увеличивалось с появлением в более поздних струях элементов с большими радиусами ионов. Такая специализация различных порций растворов могла быть связана как с дифференциацией в очаге, так и в самой гидротермальной системе в процессе ее развития.

При этом независимо от способа отложения колчеданных руд в одних случаях рудообразование могло происходить в одну стадию, в других было разделено на несколько стадий. Об этом, в частности, свидетельствует различный характер кривых распределения элементов, о чем было сказано выше.

Гидротермальные растворы, вернее, те их порции, которые производили гипогенное выщелачивание вмещающих вулканогенных пород и сопряженное с ним переотложение выщелоченных компонентов и которые переносили соединения тяжелых металлов, двигались, как было сказано выше, из глубинных источников по тем же путям, что и кислые расплавы, т.е. главным образом по сколовым зонам. В них кулисообразно расположенные блоки пород с повышенной трещиноватостью обычно интенсивно изменены. Однако отложения рудных компонентов в этих зонах не происходило, вероятно, из-за отсутствия перепадов давлений и температур.

Иные условия создавались в сопряженных со сколовыми зонами вулканических постройках — в вулканических аппаратах центрального типа, созданных многоактными извержениями вулканических

продуктов разного состава, и в осложняющих их кальдерах. В эти постройки, в значительной мере в современном виде представляющие вулкано-купольные сооружения, и в кальдеры растворы поступали из сколовых зон в условиях спада давлений, используя структурные элементы первично-вулканического происхождения — радиальные и кольцевые трещины, жерловины вулканов, осложненные иногда синвулканическими деформациями, поверхности наложения и контакты субвулканических тел, также иногда сопровождающиеся возникшими в результате этих деформаций межпластовыми и секущими зонами расланцевания.

Параллельно-последовательный ход становления субвулканических комплексов развития гидротермальных процессов при определенной их стадийности приводил к тому, что в некоторых случаях, отмеченных при характеристике месторождений им. XIX партсъезда, Учалинского и Сибайского и рассмотрении вопроса о соотношениях колчеданного оруденения с субвулканическими образованиями, наблюдается достаточно тесная временная связь между отдельными минерало-геохимическими типами колчеданных руд и субвулканическими породами определенных фаз внедрения. Даже проявления вулканогенно-осадочного колчеданного оруденения на Сибайском и Учалинском месторождениях можно, как об этом говорилось ранее, с той или иной долей допущения коррелировать с липарито-дацитовыми порфирами, близкими по петрохимическим особенностям к вмещающим слоистые колчеданные руды туфам кислого состава, ассоциирующим с туфогенно-осадочными породами.

Возможность такой корреляции, естественно, не означает прямых генетических связей между колчеданными рудами и конкретными субвулканическими телами андезито-дацитового и липарито-дацитового ряда. Такой прямой генетической связи противоречит, прежде всего, несопоставимость количества тяжелых металлов, содержащихся в колчеданном рудном теле или в месторождении, с объемом наиболее тесно связанных во времени с колчеданным оруденением субвулканических тел или даже их совокупности, распространенной в пределах этого месторождения.

Правда, в некоторых случаях субвулканические породы, в особенности сопровождающиеся магматогенными брекчиями и, следовательно, содержавшие большое количество летучих веществ во время застывания расплава, гидротермально изменены в связи, очевидно, с аутометасоматозом и несут редкую вкрапленность пирита, а иногда и других сульфидов. В контактах таких субвулканических тел также могут наблюдаться гидротермальные изменения и вкрапленность рудных минералов, связанных с отделением летучих веществ от расплава, что, по мнению П.Ф. Иванкина (1961, 1962), относительно широко распространено в колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая.

Однако в целом все приводившиеся выше данные свидетельствуют о привносе рудных компонентов колчеданных залежей из глубинных источников и дифференциации кислых расплавов и их пульсирующем прод-

вижении в верхние горизонты земной коры, которые в значительной степени происходили параллельно с дифференциацией летучих веществ в растворах и циркуляцией обогащенных определенными рудными компонентами их порций.

Вместе с тем, отложение рудных минералов из растворов глубинного происхождения чаще всего происходило после застывания вулканических пород наиболее близкой по времени фазы становления субвулканического комплекса. В этом случае субвулканические залежи представляли, по существу, инертные тела, и пространственная связь колчеданного оруденения с ними предопределялась общностью путей движения рудоносных растворов, прерудных, но близких во времени, расплавов и контрастностью физико-механических свойств субвулканических образований и вмещающих их пород. Вследствие этого, как было показано выше на примерах Баймакского, Макан-Бурибаевского рудных районов и рудного поля месторождения им. XIX партъезда, колчеданные руды могут размещаться или в эндоконтакте субвулканических тел, если приконтактная часть их была сложена магматогенными брекчиями, обладавшими высокой эффективной пористостью, или в их экзоконтакте. В последнем варианте руды могут залегать как в кровле субвулканических залежей или в их висячем боку, так и в подошве или лежащем боку в зависимости от развития сквозных, пересекающих субвулканическое тело зон рассланцевания и дробления или же таких же зон, затухающих в его подошве.

Нередко, как было показано ранее, колчеданные рудные тела размещаются в эффузивных или пирокластических породах различного состава на определенном расстоянии от близких по времени субвулканических тел. Такая пространственная разобщенность квазисинхронно формировавшихся колчеданных залежей и субвулканических тел, вероятно, объясняется тем, что субвулканические породы во время рудоотложения были еще в нагретом состоянии и создавали термодиффузионный тепловой поток, преграждавший инфильтрацию рудоносных растворов к субвулканическому телу (Клемин, 1972; Прокин 1973). Субвулканические породы в таких случаях остаются или совершенно не измененными и незатронутыми рассланцеванием, или же содержат редкую вкрапленность и прожилки рудных минералов соответствующей минеральной ассоциации.

Геологические и физико-химические причины различных пространственных и временных соотношений колчеданных руд с субвулканическими породами и со структурными элементами — сколовыми зонами, разрывными разрушениями, зонами рассланцевания, дробления и межпластовых срывов — и в существенных чертах, и в деталях требуют дальнейшего изучения. Тем не менее уже сейчас достаточно ясна зависимость условий размещения колчеданного оруденения от сложной совокупности региональных и локальных магматических, структурных и литологических факторов, находящихся в сложной соподчиненности и взаимозависимости.

В региональном плане размещение колчеданных месторождений определяется их тесной связью с дифференцированными вулканоген-

ными формациями силурийского и среднедевонского возраста и соответственно приуроченностью к тем структурно-формационным зонам, в которых развиты эти формации. Внутри структурно-формационных зон наиболее дифференцированные и сложно построенные части вулканогенных формаций с приуроченными к ним колчеданными месторождениями располагаются в виде вулканических гряд преимущественно субмеридионального простирания, фиксирующихся положительными гравитационными аномалиями и прослеживающихся не только по выходам на поверхность, но и под захороняющими их флишеидными толщами более молодого возраста (Прокин, 1973). Важное значение в региональном размещении колчеданных месторождений имеет их связь с подвергшимися региональному зеленокаменному метаморфизму вулканогенными породами, в частности, преимущественная приуроченность проявлений колчеданной минерализации к зонам смены эпидот-хлоритовой и пумпеллит-пренитовой фаций зеленокаменного метаморфизма (Прокин, 1969). Вопросы метаморфизма вмещающих колчеданные месторождения вулканогенных пород не входили в предмет нашего исследования и поэтому мы на них подробнее не останавливаемся.

Положение колчеданосных рудных районов определяется также в значительной мере составом и строением дифференцированных вулканогенных формаций в различных частях колчеданосных структурно-формационных зон. Различия в этом строении и составе, как подчеркивалось ранее, связаны с особенностями тектонического режима в дорудное время в поперечных блоках, составляющих структурно-формационные зоны. Одни из этих блоков в процессе развития структурно-формационных зон испытывали относительно устойчивое прогибание, вследствие чего потенциально колчеданосные формации здесь обладают достаточно простым составом, будучи сложены главным образом основными эффузивами, их туфами и кремнистыми породами. Тектоническое развитие других блоков характеризовалось отчетливой сменой преимущественного прогибания условиями преимущественного поднятия, проявлявшегося, по-видимому, одновременно как в различных блоках, так иногда и в различных их частях. В связи с этим колчеданосные формации в таких блоках отличаются широким набором различных по составу и фациальной принадлежности пород. Именно такие блоки, испытавшие в поздние стадии образования соответствующих формаций преимущественное поднятие, и представляют колчеданосные рудные районы. В современном структурном плане эти районы отвечают преимущественно антиклинальным поднятиям (Вахромеев, 1972). Однако строение отдельных рудных районов осложняется развитием позднегеосинклинальных наложенных мульд, обуславливающих их современную синклинальную структуру, как это наблюдается в Сибайском рудном районе и в расположенных южнее частях Гайско-Узункырской структурно-формационной зоны. В этих районах породы раннегеосинклинального подэтажа, образующего в целом антиклинальные поднятия, на уровне современного эрозионного среза слагают отдельные вул-

кано-тектонические постройки брахиантиклинального типа. Наконец, структура отдельных рудных районов осложнена достаточно интенсивными поздними деформациями, приводившими к глыбовым перемещениям блоков; но с преимущественным сохранением их внутреннего строения.

Различия в структуре отдельных рудных районов, естественно, определяют специфические особенности ведения в них поисков колчеданных месторождений и, в частности, необходимость установления дополнительных критериев для обнаружения глубокозалегающих колчеданных тел в тех районах или их частях, в которых колчеданосные вулканогенные формации перекрыты флишеидными вулканогенно-осадочными и осадочными толщами (Прокин, 1973).

Узловое размещение колчеданных месторождений в пределах рудных районов, т.е. концентрация проявлений колчеданного оруденения в рудных полях, обусловлено, как следует из вышеизложенного, неоднородностью строения колчеданосных вулканогенных формаций и неравномерным проявлением структурных элементов первично-вулканического происхождения и сопряженных с ними длительно развивавшихся, синвулканических в своей основе, деформационных структур. Говоря конкретнее, пространственное положение рудных полей колчеданных месторождений на рассматриваемой территории определяется сочетаниями синвулканических сколовых зон и контролировавшихся ими вулканических построек центрального типа, характеризующихся пестротой разреза и широким развитием субвулканических пород преимущественно кислого состава и в некоторых случаях осложненных кальдерами.

Вулканические постройки центрального типа, не осложненные кальдерами, представляют в современном виде вулканокупольные сооружения, в той или иной мере деформированные синвулканическими и более поздними движениями. Колчеданные месторождения, ассоциирующиеся с субвулканическими породами кислого состава, в зависимости от конкретных форм связи вулканических построек с имеющими кулисообразное строение сколовыми зонами, от наличия и расположения осложняющих постройки жерловин, паразитических аппаратов и от степени развития концентрических и радиальных трещин, обычно подновлявшихся в предрудное время, могут размещаться как в сводах, так и на склонах вулканокупольных сооружений. Такие рудные поля могут обладать симметричным или чаще асимметричным строением. Кстати говоря, принцип симметрии структур рудных полей магматогенных месторождений П.Ф. Иванкиным (1970) положен в основу их классификации.

Вулканические постройки, прошедшие кальдерную стадию развития, в современном структурном плане выражены синклиналями, окаймленными по периферии относительно узкими антиклиналями. Колчеданные месторождения располагаются в таких антиклиналях, иногда осложненных, как, например, в рудном поле месторождения им. XIX партсъезда мелкими вулканокупольными сооружениями.

Таким образом, намечается два главных структурных типа рудных полей колчеданных месторождений в башкирской части Магнитогорского мегасинклинория: 1) рудные поля в вулканокупольных сооружениях, разбитых разрывными нарушениями различных направлений и характеризующихся неоднородностью строения колчеданосных формаций и развитием большого набора связанных с ними субвулканических пород; 2) рудные поля в осложненных кальдерами вулканических постройках центрального типа.

Сочетание благоприятных для локализации колчеданного оруденения магматических и структурно-литологических факторов – чередование пород с различными физико-механическими свойствами, развитие субвулканических образований с различными формами и условиями залегания, характер и положение предрудных разрывных нарушений и сопровождающих их зон расщепления и дробления – обуславливает размещение колчеданных месторождений внутри рудных полей. Роль различных факторов в локализации колчеданных тел и в создании их морфологических особенностей в различных месторождениях оказывается неодинаковой.

В связи с этим можно выделить различные структурные типы колчеданных месторождений, как это сделано В.А.Прокиным и Б.А.Поповым (1971) на основе ранее разработанных Г.Ф.Яковлевым (1968) принципов. В.А.Прокин и Б.А.Попов выделяют вулканогенный, деформационный, интрузивный и комбинированный типы структур. С нашей точки зрения эта классификация, подлежащая дальнейшему уточнению, отражает современное состояние разработки этого вопроса и может быть использована при дальнейших исследованиях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение геологического строения отдельных колчеданных месторождений башкирской части Магнитогорского мегасинклиория, их рудных полей и колчеданосных рудных районов, выполненное авторами в 1970–1973 гг., было направлено на уточнение особенностей магматического и структурного контроля колчеданного оруденения, на дальнейшее выяснение закономерностей его размещения. Авторами при этом были подвергнуты анализу многочисленные геологические материалы, полученные при предшествующих исследованиях и поисках колчеданных руд.

В результате проведенного изучения, основные итоги которого освещены в предложенной вниманию читателей работе, уточнены структурно–металлогеническое районирование, положение, строение и объем колчеданосных вулканогенных формаций и сопровождающих эти формации субвулканических комплексов, детализированы формы связи колчеданного оруденения с вулканогенными формациями и родственными им субвулканическими породами, выяснены геолого–петрографические и петрохимические особенности и некоторые условия формирования субвулканических образований кислого состава, с которыми наиболее тесно во времени и пространстве ассоциируют проявления колчеданной минерализации, значительно уточнена роль субвулканических пород в локализации колчеданных руд и слагающих их отдельных минеральных ассоциаций, выявлены основные черты истории развития тектонически ослабленных зон и разрывных нарушений синвулканического заложения и их соотношения с вулканическими постройками, конкретизировано строение рудоконтролирующих вулкано–тектонических сооружений и установлены главные типы связанных с ними структур рудных полей, имеющие важное значение для направления поисков новых концентраций колчеданных руд.

Ряд освещенных в работе положений подтверждает и уточняет закономерности, выявленные ранее авторами и другими исследователями, занимающимися и занимавшимися разработкой крайне важной и в то же время очень сложной проблемы образования и размещения колчеданных месторождений Южного Урала. Другие положения позволяют по–новому и более глубоко понять условия их образования и локализации и соответственно расширить и конкретизировать комплекс критериев для их поисков.

Основные выводы из изложенного в работе материала сводятся к следующему:

1. Колчеданные месторождения башкирской части Магнитогорского мегасинклиория пространственно и парагенетически тесно связаны с контрастными базальт-липаритовыми и последовательными базальт-андезито-дацито-липаритовыми вулканогенными формациями силурийского и среднедевонского возраста, развитыми главным образом в Танальжской, Гайско-Узункырской, Учалинско-Александринской и Ахуново-Ащebutакской структурно-формационных зонах. Небольшие проявления колчеданной минерализации наблюдаются в недифференцированных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах, частью синхронных с колчеданосными вулканогенными формациями, частью перекрывающих эти формации.

2. Состав и строение колчеданосных вулканогенных формаций в определенной мере сказывается на минералого-геохимических особенностях приуроченных к ним колчеданных месторождений, что является одним из признаков парагенетической связи колчеданного оруденения с силурийской и среднедевонской раннегеосинклинальной вулканической деятельностью. С контрастными формациями связаны относительно простые — медные и медно-цинковые — колчеданные месторождения с переменными соотношениями меди и цинка. В месторождениях, приуроченных к последовательным формациям, состав руд более сложен, что объясняется появлением полиметаллических минеральных ассоциаций; такие месторождения приобретают колчеданно-полиметаллический уклон; в них иногда главным компонентом становится золото. Собственно колчеданные месторождения и колчеданные месторождения с полиметаллическим и золото-полиметаллическим уклоном отличаются вычисленными с помощью ЭВМ корреляционными зависимостями рудообразующих компонентов. Геолого-математическими расчетами устанавливаются также различные законы распределения этих компонентов в различных месторождениях, что указывает, по-видимому, на проявление как одноактных, так и более сложных (двухактных) процессов рудоотложения.

3. Колчеданные месторождения формировались гидротермально-метасоматическим, реже осадочно-эксталяционным путем в поздние и конечные стадии образования дифференцированных вулканогенных формаций силурийского и среднедевонского возраста, когда режим преимущественного прогибания сменялся в отдельных частях колчеданосных структурно-формационных зон (в отдельных поперечных блоках) более резко дифференцированными тектоническими движениями с преобладающей тенденцией к воздыманию. Изменения тектонического режима сопровождалась сменой состава магматических продуктов и механизма их извержений. Эта смена выражалась в переходе от характерных для инициального вулканизма глубоководных трещинных излияний и извержений из шитовых вулканов эффузивов и реже туфов основного состава, занимающих широкие площади в пределах различных структурно-формационных зон, к извержениям из вулканических аппаратов центрального типа вулканичес-

ких продуктов кислого, иногда среднего состава, накапливавшихся в мелководной и субаэральной обстановке и локализованных в виде отдельных вулканических гряд, прослеживающихся не только на уровне современного эрозионного среза, но и под более молодыми вулканогенно-осадочными и осадочными толщами. Такие вулканические гряды представляют собой части выделяемых В.А.Прокиным вулканических поясов.

4. В поздние и конечные стадии крупных вулканических циклов (мегациклы), приведших к образованию дифференцированных формаций, вулканическая деятельность во времени и пространстве сопрягалась, с одной стороны, с накоплением туфогенно-осадочных и осадочных отложений, частично перекрывавших вулканические постройки, и, с другой, с частым застыванием расплавов на субвулканических уровнях глубинности в верхних горизонтах земной коры. Кислые субвулканические породы, в некоторых случаях связанные постепенными переходами с гипабиссальными разностями плагиогранитного ряда, играют весьма важную роль в колчеданосных вулканогенных формациях, нередко преобладая над эффузивными и пирокластическими образованиями кислого состава, а в отдельных участках даже вытесняя их полностью. Внедрение субвулканических пород, среди которых встречаются разности основного, иногда среднего и наиболее широко распространенного кислого состава, происходило как во время активного вулканизма, так и после его практически полного завершения. В связи с этим поздние субвулканические тела встречаются не только среди вулканогенных пород соответствующих дифференцированных формаций, но проникают и в несколько более молодые вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи.

5. Субвулканические породы кислого состава, с которыми пространственно наиболее тесно связаны проявления колчеданной минерализации, имеют ряд общих петрохимических черт с эффузивными и пирокластическими образованиями родственных колчеданосных формаций — относительно низкую суммарную щелочность, преобладание, иногда резкое, натрия над калием, низкие содержания титана. Вместе с тем в кислых субвулканических породах поздней группы, формировавшихся, как и весь субвулканический комплекс, чаще с гомодромной, реже антидромной направленностью, наблюдается увеличение общей щелочности и возрастание роли калия, хотя и при сохранении преобладания натрия над калием. Петрохимически такие породы становятся в определенной мере близкими к образованиям позднегеосинклинальных кали-натровых серий или же к некоторым дериватам орогенных магматических очагов. Однако раннегеосинклинальные субвулканические породы отличаются от этих поздних образований рядом других петрохимических особенностей, условиями своего залегания и типоморфными особенностями порообразующих минералов, прежде всего кварца, выявленными с помощью термоллюминесценции и других физико-химических методов изучения минерального вещества. Важной особен-

ностью субвулканических пород кислого состава представляется относительно широкое развитие в некоторых разностях магматогенных брекчий, образовавшихся при высоком содержании летучих в расплаве во время его кристаллизации, а в других разностях — крупных фенокристаллов кварца при тонком строении основной массы, что свидетельствует о массивованном отделении летучих от расплава в процессе его движения из периферического или более глубинного магматического очага к поверхности.

6. Колчеданное оруденение чаще всего возникало вслед за внедрением наиболее поздних разностей кислых субвулканических пород, но иногда колчеданные руды отлагались тем или иным путем еще до окончания становления субвулканических комплексов, которое тесно переплеталось во времени и пространстве с гидротермальной деятельностью. В некоторых случаях намечается корреляционная временная связь между определенными минеральными ассоциациями колчеданных руд и субвулканическими породами определенных фаз внедрения.

Колчеданные рудные тела локализуются в участках широкой концентрации кислых субвулканических пород, контролируясь ими в совокупности с другими магматическими и структурными факторами. В некоторых случаях колчеданные руды залегают в эндоконтакте субвулканических тел, замещая обладавшие высокой проницаемостью магматогенные брекчии; в других случаях колчеданное оруденение располагается в непосредственном экзоконтакте субвулканических залежей — в их подошве или кровле. Наряду с этим, нередко колчеданные рудные тела залегают на определенном расстоянии от близких к ним по времени внедрения субвулканических пород в связи, по-видимому, с тем, что эти породы во время отложения руд находились еще в нагретом состоянии, создавая вокруг себя термодиффузионный поток, препятствовавший движению рудоносных растворов непосредственно к контактам субвулканических тел.

7. Колчеданное оруденение и ассоциирующиеся с ними субвулканические породы концентрируются в специфических по истории развития и структурным особенностям участках. В широком плане такие участки располагаются в тех частях контролировавшихся длительно развивавшимися и сложно построенными сколовыми зонами вулканических гряд, которые находятся в испытывавших раннюю частную инверсию тектонического режима поперечных блоках. Такие блоки по существу представляют собой колчеданосные рудные районы.

Длительно развивавшиеся сколовые зоны, возникшие, вероятно, еще в начальные стадии образования колчеданосных вулканогенных формаций, контролировали размещение возникших позже вулканических построек центрального типа, внедрение разновозрастных субвулканических пород и поступление гидротермальных растворов из глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии. Полигенные вулканические постройки центрального типа, прошедшие в некото-

рых случаях кальдерообразование и сопровождающиеся специфическими радиальными и концентрическими трещинами, в совокупности с возникавшими в предрудное и внутрирудное время и часто подновлявшимися более ранние первично вулканические структурные элементы зонами рассланцевания, дробления и межпластовых срывов, определяли размещение колчеданных месторождений в пределах рудных районов и соответственно положение рудных полей месторождений колчеданной формации.

Выделение двух типов рудных полей, один из которых связан с вулканокупольными сооружениями, а другой — с вулканическими постройками, осложненными кальдерами и в той или иной мере подвергшимися как и вулканокупольные сооружения синвулканическим и более поздним деформациям, представляет собой по существу новую закономерность, правильное использование которой может иметь весьма важное значение при поисках глубокозалегающих концентраций колчеданных руд. Естественно, эта закономерность, так же как и другие охарактеризованные в настоящей работе и установленные ранее особенности локализации колчеданного оруденения, должна использоваться в сочетании с углубленным познанием геологического строения и истории геологического развития потенциально колчеданноносных территорий и с анализом способствующих такому познанию всех геологических, геофизических и геохимических материалов.

ЛИТЕРАТУРА

- Адиорович В.И. 1951. Некоторые вопросы теории люминесценции кристаллов. М.—Л., ГИТТЛ.
- Аржавитин П.В. 1971. Петрохимия вулканогенных пород западного крыла Магнитогорского мегасинклинория. — В сб.: Петрология горных пород, вмещающих сульфидные месторождения Южного Урала, вып. 13.
- Аржавитин П.В. 1972. Вулканогенно—осадочные формации Магнитогорского мегасинклинория. — Автореф. канд. дисс. Изд-во Харьковского Госуниверситета.
- Афанасьев Н.А., Каменцев И.Е., Франк—Каменецкий В.А. 1959. Колебания параметров решетки природного кварца различного генезиса. — Кристаллография, т. 4, вып. 3.
- Бадалов С.Т., Бадалова Р.П. 1967. Некоторые закономерности распределения золота и серебра в главнейших рудных минералах эндогенных месторождений Карамазара и Западного Узбекистана. — Геохимия, № 7.
- Бакуменко И.Т. 1970. Исследование стекловатых и раскристаллизованных включений в магматических минералах. — Сб.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. II. М., "Наука".
- Бакуменко И.Т., Лысаков В.С. 1965. Связь условий роста и дальнейшей истории кварца из разных зон пегматитов с особенностями его термовысвечивания. — Докл. АН СССР, т. 165, № 3.
- Балицкий В.С. 1966. О влиянии температурных условий образования кварца на содержание структурной примеси алюминия. — Мин. сб. Львов. Госуниверситета, № 20, вып. 3.
- Балицкий В.С., Лысаков В.С., Серебренников А.И. 1971. О влиянии физико—химических условий синтеза на характер термовысвечивания кристаллов кварца. — Геохимия, № 9.
- Батрак Е.Н. 1958. О модельном представлении центров окраски и свечения в кварце. — Кристаллография, т. 3, вып. 5.
- Березина А.П., Василенко В.Б., Сотников В.И. 1971. Термолюминесценция калишпатов и кварцев Сорского месторождения. — В сб.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. VI. Новосибирск.
- Биков М.Ш., Анисимов И.С., Захаров А.А., Косарев А.М., Кузнецов А.В., Жданов Г.Ш., Сопко Л.Н. 1971. К классификации разрывных нарушений Бурибайского рудного района. — В сб.: Тезисы докладов научной сессии, посвященной нефтегазоносности и металлогении Южного Урала и Приуралья. Уфа, Изд-во БФАН СССР.
- Бобохов А.С. 1965. К вопросу о стратиграфическом расчленении карамальташской свиты в центральной части Сибайского рудного района. — В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 4.

- Бобохов А.С. 1966. Контактные явления, связанные с гипабиссальными порфировыми интрузиями альбитофиро-диабазового состава в Сибайском рудном районе. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XII, № 5.
- Бобохов А.С. 1967. Эксплозивные брекчии некоторых рудных полей колчеданных месторождений восточного склона Южного Урала. — В сб.: Материалы научной сессии по вопросам геологии Южного Урала и Русской платформы, Уфа.
- Бобохов А.С. 1968. Магматогенные брекчии и брекчиевидные породы кислого состава девона западного крыла Магнитогорского синклиория. — Автореф. канд. дисс. М., Изд-во МГУ.
- Бобохов А.С. 1969. Некоторые общие вопросы образования субвулканических брекчий и брекчиевидных пород кислого состава. — В сб.: Материалы по геологии и геофизике рудных месторождений восточного склона Южного Урала, Уфа.
- Бобохов А.С. 1971а. Генезис туфолав Сибайского медноколчеданного месторождения. — В сб.: Петрология горных пород, вмещающих сульфидные месторождения Южного Урала, Уфа.
- Бобохов А.С. 1971б. К вопросу о перспективности восточной части Бакр-Узякского рудного поля. — Тезисы докладов научной сессии, посвященной нефтегазоносности и металлогении Южного Урала и Приуралья. Уфа.
- Бобохов А.С. 1973. Естественная термолуминесценция магматического кварца из пород разного генезиса. — В сб.: Новые методы исследования минералов горных пород. М., Изд-во МГУ.
- Бобохов А.С., Авзянов В.С., Воронин Н.В., Павлов А.В., Хайретдинов И.А. 1974. К вопросу об исследованиях петрологических особенностей кислых палеовулканических пород по материалам изучения расплавленных включений. — Материалы 2 Уральского палеовулканологического симпозиума. Миасс, Изд-во УНЦ АН СССР.
- Бобохов А.С., Вахромеев И.С. 1965. О соотношении улугауской свиты с породами карамалыташской и ирендыкской свит в Карамалыташской антиклинали. — В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 4, Уфа.
- Бобохов А.С., Галиуллин Б.Г., Уразаев К.А. 1973. Кислые субвулканические породы Учалинской структурно-формационной зоны и взаимоотношения их с колчеданным оруденением. — В сб.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.
- Бобохов А.С., Пирожок П.И. 1972. Кислые субвулканициты и их возрастные взаимоотношения с колчеданными рудами Учалинского месторождения. — Методы геолого-геофизического обоснования и поисков месторождений железа, меди и бокситов на Урале. Свердловск.
- Бобохов А.С., Родичева З.И. 1970. Об игнимбритовидных породах Сибайского месторождения. — Вопросы геологии и магматизма Урала. Свердловск.
- Бобохов А.С., Уразаев К.А. 1971. Магматогенные брекчии на месторождении им. XIX партсъезда. — В сб.: Петрология горных пород, вмещающих сульфидные месторождения Южного Урала, Уфа.
- Бобохов А.С., Уразаев К.А., Рянский Ф.Н., Галимов С.Я. 1967. О генезисе кислых пород вулканического облика месторождения им. XIX партсъезда. — В сб.: Материалы к 1-й Уральской конференции молодых геологов и геофизиков. Свердловск.
- Богданова Е.И. 1971. О рудных прослоях в всячем боку Учалинского месторождения. — Ежегодник института геологии и геохимии Уральского филиала АН СССР, 1970. Свердловск, Изд-во УНЦ АН СССР.

- Богушевский Э.М., Канцель А.В., Коновалов И.М., Певзнер М.Н., Рожкова Г.Ф., Стороженко С.А. 1969. Проблема использования вероятностно-статистических характеристик для классификации и прогнозирования рудных месторождений. — В сб.: Применение математических методов в геологии. Алма-Ата, алма-атинское отделение изд-ва "Наука".
- Бородаев Ю.С., Гончарова Т.Я., Зарайский Г.П., Яковлев Г.Ф. 1965. Эксплозивные брекчи на медноколчеданных месторождениях Блявинского рудного поля. — Геол. руд. м-ний, т. VIII, № 6.
- Бородаевская М.Б. 1965а. Положение колчеданных залежей в стратиграфическом разрезе вулканогенных толщ. — Труды ЦНИГРИ, вып. 66. М. "Недра".
- Бородаевская М.Б. 1965б. Соотношения колчеданного оруденения с элементами пликтивной и дизъюнктивной тектоники. — Там же.
- Бородаевская М.Б., Кривцов А.И. 1971. Кислые дифференциаты колчеданосных вулканогенных формаций Южного Урала. — Тезисы докладов к 1 симпозиуму по вулканологии Южного Урала. Миасс, Изд-во УНЦ АН СССР.
- Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Курбанов Н.К., Ширай Е.П. 1970. Некоторые вопросы структурно-формационного районирования палеовулканических колчеданных областей. — Труды ЦНИГРИ, вып. 92.
- Бородаевская М.Б., Курбанов Н.К. 1965. Соотношения колчеданного оруденения с субвулканическими телами и малыми интрузиями. — Труды ЦНИГРИ, вып. 66.
- Бородаевская М.Б., Курбанов Н.К., Кривцов А.И. 1973. Общая характеристика размещения колчеданных месторождений, их вещественного состава и связей с магматическими формациями силуро-девонского возраста. — Труды ЦНИГРИ, вып. 105.
- Бородаевская М.Б., Курбанов Н.К., Кривцов А.И., Контарь Е.С., Ширай Е.П. 1969. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. — Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Бородаевская М.Б., Курбанов Н.К., Пирожок П.И., Нафиков У.С. 1973. Учалинский рудный район. — Труды ЦНИГРИ, вып. 105.
- Бородаевская М.Б., Курбанов Н.К., Пирожок П.И., Петров Г.В. 1973. Верхнеуральский рудный район. — Там же.
- Бородаевская М.Б., Курбанов Н.К., Пирожок П.И., Попов Б.А., Нафиков У.С., Миронов Е.П. 1969. Условия локализации и образования колчеданных руд месторождения им. XIX партсъезда на Южном Урале. — В сб.: Геол. руд. м-ний, т. VIII, № 6.
- Бородаевская М.Б., Курбанов Н.К., Ширай Е.П., Гаджиев Т.Г. 1973. Вулканогенные формации базальтоидного ряда и связь с ними колчеданного оруденения в различных провинциях СССР. — В сб.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.
- Бородаевская М.Б., Курбанов Н.К., Ширай Е.П., Кривцов А.И., Ракчеев А.Д. 1973. Некоторые вопросы генезиса колчеданных месторождений Магнитогорского мегасинклиналия. — Труды ЦНИГРИ, вып. 105.
- Бородаевская М.Б., Михайлова М.С., Нафиков У.С. 1960. Условия локализации колчеданного оруденения в пределах Учалинского рудного поля (Южный Урал). — Труды ЦНИГРИ, вып. 37.
- Бородаевская М.Б., Перижняк Н.А. 1961. Структурные условия локализации оруденения в Сибайском рудном поле. — Труды ЦНИГРИ, вып. 40.

- Бородаевская М.Б., Пирожок П.И., Курбанов Н.К., Нафиков У.С. 1967. Возрастные соотношения даек и колчеданных руд в Учалинском рудном поле (Южный Урал). — Труды ЦНИГРИ, вып. 67.
- Бородаевская М.Б., Прушинская Э.Я. 1962. О генезисе обломковидных сульфидных обособлений в породах месторождения им. XIX партсъезда. — Геол. рудн. м-ний, т. XV, № 1.
- Булдаков И.В. 1968. Влияние условий образования на количество структурных примесей и параметры элементарной ячейки кварца. — В сб.: Минералогия и геохимия, вып. 3, Л., Изд-во ЛГУ.
- Булдаков И.В., Гаврюченков Ф.Г. 1972. О зависимости температуры α - β -превращения природного кварца от размеров его элементарной ячейки. — В сб.: Минералогия и геохимия, вып. 4, Л., Изд-во ЛГУ.
- Бурикова И.А. 1972. Петрология кремнекислых вулканитов раннегеосинклинальных вулканогенных формаций Южного Урала. — Автореф. канд. дисс. М., Изд-во МГУ.
- Ван Бюрен. 1962. Дефекты в кристаллах. М., ИЛ.
- Вахромеев И.С. 1968. О природе прямолинейных контактов магматогенных комплексов в зеленокаменных породах Магнитогорского синклинория. — В сб.: Глубинное строение Урала. М., "Наука".
- Вахромеев И.С. 1971. Геологическое строение Сибайского и Баймакского рудных районов на Южном Урале и закономерности размещения колчеданных месторождений. — Автореф. докт. дисс. М., "Наука".
- Вахромеев И.С. 1972. Геологическая позиция рудных районов с колчеданным оруденением в Магнитогорском мегасинклинория. — В сб.: Тектонические структуры Южного Урала и история их формирования. Уфа.
- Вахромеев И.С., Гаррис М.А., Родичева З.И. 1971. Выделение герцинских габиссальных кислых порфировых интрузий в Ирландском и Баймакском комплексах Баймакского рудного района. — В сб.: Петрология горных пород, вмещающих сульфидные месторождения Южного Урала, вып. 13, Уфа.
- Вахромеев И.С., Пшеничный Г.Н. 1970. Генетическая систематизация колчеданных месторождений Южного Урала. — В кн.: Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования. — Тезисы докладов, научная сессия, ч. 2, Уфа.
- Вахромеев И.С., Родичева З.И. 1967. О возрасте диабазовых порфиров карамалыташского альбитофио-диабазового комплекса и колчеданного оруденения в Сибайской антиклинали. — Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Вецлер Я.Я., Водорезов Г.И., Прокин В.А., Сопко П.Ф. 1964. Тектоно-магматические этапы и металлогения Южного Урала. — Тект., магм. и закон, размещ. рудн. м-ний.
- Водорезов Г.И. 1961. О некоторых ископаемых рифогенных образованиях и возрасте окружающих их отложений. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 2.
- Водорезов Г.И. 1964. Тектоно-магматические этапы и металлогения Южного Урала. — Тезисы докладов совещания по проблемам тектогенеза. М., Изд-во АН СССР.
- Воробьев В.В., Какаулин В.В. 1972. Геологическое строение Юбилейного медноколчеданного месторождения. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 5, Уфа, Башкирское книжное изд-во.
- Громов А.В., Новиков В.П., Свешникова В.И., Мельников Ф.П. 1971. О возможных причинах изменения твердости кварца. — В сб.:

- Исследования минералообразующих растворов и расплавов по включениям в минералах. Александров.
- Даниельс Ф., Бойд И., Саундерс Д. 1953. Термолюминесценция как средство научного исследования. — В кн.: Успехи физических наук, т. 51, вып. 2.
- Дзоценидзе Г.С. 1948. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР.
- Дзоценидзе Г.С. 1972. Горячие рассолы Красного моря и вопросы вулканогенно-осадочного рудогенеза. — Геол. рудн. м-ний, т. XIV, № 6.
- Долгов Ю.А. 1955. Особенности генезиса высокотемпературных кварцев. — Минералогический сборник Львовского геологического общества, № 9.
- Езекиел М., Фокс К. 1966. Методы анализа корреляций и регрессий линейных и криволинейных. М., "Статистика".
- Елисеев Н.А. 1938. Петрография Рудного Алтая и Калбы. — Петрография, вып. 6.
- Ермаков Н.П. 1950. Исследования минералообразующих растворов. Изд-во Харьковского университета.
- Заварицкий А.Н. 1936. Колчеданное месторождение Блява на Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще. — Труды ГИН АН СССР, № 5.
- Заварицкий А.Н. 1943. О генезисе колчеданных месторождений. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Заварицкий А.Н. 1946. Спilito-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. — Труды АН СССР, петрогр. серия, вып. 71, № 24.
- Заварицкий А.Н., Соболев В.С. 1961. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Л., Гостеолтехиздат.
- Заварицкий А.Н., Соболев В.С., Кваша Л.Г. 1958. Новые диаграммы для определения состава высокотемпературного Pl. — Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 87, вып. 5.
- Заридзе Г.М. 1968. Метасоматизм и рудообразование. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Захарова А.А. 1971. Петрографический состав и метаморфизм горных пород из силурийских и девонских конгломератов западного крыла Магнитогорского метасинклинария. — Автореф. канд. дисс. Свердловск, Изд-во ИГ УНЦ АН СССР.
- Иванкин П.Ф. 1961. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата.
- Иванкин П.Ф. 1962. Магматизм и закономерности пространственного размещения медных и полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5.
- Иванкин П.Ф. 1970. Морфология глубоководных магматогенных рудных полей. М., "Недра".
- Иванов С.Н. 1947. Опыт изучения геологии и минералогии колчеданных месторождений, т. II. Сибайское месторождение. — Труды ГПИ УФАН СССР, вып. II.
- Иванов С.Н. 1959. Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Урала. — В сб.: Вопросы геологии и происхождения колчеданных месторождений Урала, вып. 43.
- Иванов С.Н. 1961. К вопросу о происхождении кварцевых альбитофиров в спilito-кератофировой формации Восточного склона Урала. — Тезисы докладов 1 Уральского петрографического совещания, т. II. Свердловск, Изд-во УФАН СССР.
- Иванов С.Н. 1964. Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма. —

- В кн.: Доклады советских геологов на VIII сессии МГК. Проблема 5. Проблемы генезиса руд.
- Иванов С.Н. 1970. О причинах образования гидротермальных рудных месторождений. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV.
- Иванов С.Н., Ефимов А.А., Манкин Л.М. и др. 1972. Природа Уральской геосинклинали. — Докл. АН СССР, т. 20, № 5.
- Иванов С.Н., Нечеухин В.М. 1969. О соотношении колчеданного оруденения и зеленокаменных изменений рудовмещающих толщ. — Геол. рудн. м-ний, т. XV, № 1.
- Иванов С.Н., Прокин В.А., Долматов Г.К. 1963. Основные черты строения и происхождения рудоносных брахиантиклиналей в вулканогенных толщах Урала. Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. — Труды Первого Уральского петрографического совещания, т. II. Свердловск, Изд-во УФАН СССР.
- Иванов С.Н., Рокачев С.А. 1966. Происхождение сульфидных обломковидных обособлений в надрудных толщах колчеданных месторождений (на примере месторождения им. XIX партсъезда на Южном Урале). — Геол. рудн. м-ний, т. VIII, № 6.
- Иванов С.Н., Рокачев С.А. 1970. Еще раз о сульфидных обломках в надрудных толщах и о генезисе колчеданных месторождений Урала. — Там же.
- Иванов С.Н., Червяковский Г.Ф., Нечеухин В.М., Дианова Т.В. 1973. Основные особенности развития эвгеосинклинали (по данным палеовулканологических исследований на Урале). — В сб.: Эволюция вулканизма в истории Земли, М.
- Иншин П.В., Иванкин П.Ф., Кузубный В.С. 1964. Синорогенная порфировая формация юго-западного Алтая и ее рудоносность. — В кн.: Магматические формации. Труды 3-го Всесоюзного петрографического совещания. М., "Наука".
- Исмагилов М.И. 1962. О сульфидной минерализации в туфоизвестняковых брекчиях месторождения им. XIX партсъезда. — В сб.: Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала. Уфа, Изд-во БФАН СССР.
- Исмагилов М.И., Исмагилова М.З. 1970. Вещественный состав руд золото-полиметаллических месторождений Баймакского рудного района (Южный Урал). — В сб.: Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала. Уфа, Изд-во БФАН СССР.
- Исмагилов М.И., Серавкин И.Б. 1970. Геологическое строение Майского золото-полиметаллического месторождения. — В сб.: Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала, вып. 10. Уфа, Изд-во БФАН СССР.
- Иоффе В.А., Янчевская И.С. 1965. Исследование дефектов структуры кварца. — Неорганические материалы, т. 1, вып. 12.
- Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. 1971. Об аллохтонном залегании офиолитов на Урале. — Тезисы докладов научной сессии, посвященной нефтегазоносности и металлогении Южного Урала и Приуралья. Уфа, Изд-во БФАН СССР.
- Каменцев И.Е. 1962. Влияние условий кристаллизации на вхождение посторонних примесей в решетку кварца. — Вестник ЛГУ, № 18.
- Каменцев И.Е. 1963. О влиянии температуры кристаллизации на количество примесей, входящих в структуру кварца, и изменение параметров элементарной ячейки. — Геохимия, № 6.

- Каменцев И.Е., Прияткин А.А. 1963. Изменение параметров элементарной ячейки кварца в зависимости от условий его образования в различных магматических породах Большого Хингана. — Рентгенография минерального сырья, № 3.
- Канцель А.В. 1966. Функция распределения металла в рудах как генетическая характеристика процесса рудообразования. — Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Канцель А.В., Богушевский Э.М., Рожкова Г.Ф. 1967. О возможности типизации и прогнозирования рудных тел и месторождений на основе математической характеристики руд. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Канцель А.В., Лернер А.Я. 1968. Проблема использования вероятностно-статистических характеристик руд для классификации и прогнозирования рудных месторождений. — В сб.: Математические методы в геологии. М., "Наука".
- Кейт М.Л., Таттл О.Ф. 1954. Значение точки превращения кварца. — В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., ИЛ.
- Клемин В.П. 1972. Расчленение рудовмещающих магматических пород и роль субвулканических образований в локализации колчеданного оруденения. — Автореф. канд. дисс. Свердловск, СГИ.
- Клемин В.П., Вахромеев И.С. 1971. Опыт моделирования морфологических особенностей медноколчеданных залежей на примере Октябрьского месторождения. — Труды ЦНИГРИ, вып. 99.
- Ковалев Ф.И. 1948. О некоторых закономерностях в локализации колчеданного оруденения на Урале. — Разведка недр, № 6.
- Колчеданные месторождения Баймакского рудного района. 1973. М., "Наука".
- Коржинский Д.С. 1953. Очерк метасоматических процессов. — В сб.: Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР.
- Коржинский Д.С. 1960. Особенности постмагматических явлений в вулканических формациях в зависимости от глубинности. — Докл. АН СССР, т. 133, № 5.
- Коржинский Д.С. 1962. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Коржинский Д.С. 1965. Общие закономерности постмагматических процессов. Конференция — Проблемы постмагматического рудообразования, т. II, Прага.
- Коржинский Д.С. 1969. Проблема спилитов и трансвапоритизация в свете новых океанологических и вулканологических данных. — Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Костылева Е.Е. 1964. Некоторые методы изучения рудоносного кварца. М., "Наука".
- Кривцов А.И., Анисимов И.С., Биков М.Ш., Волчков А.Г., Захаров А.А., Чернова И.И., Шепелев В.М. 1970. Структурно-формационное районирование юго-восточной части Башкирского Урала. — Труды ЦНИГРИ, вып. 92.
- Кривцов А.И., Волчков А.Г., Минина О.В. 1973. Бурибайский рудный район. — Труды ЦНИГРИ, вып. 105.
- Кривцов А.И., Кельх В.Е., Гордича В.И. 1969. Рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры медноколчеданных месторождений Бурибай-Маканского рудного района (Южный Урал). — Труды ЦНИГРИ, вып. 80.

- Кривцов А.И., Шепелёв В.М. 1970. Тектоно-вулканические структуры юго-восточной части Башкирского Урала и их роль в локализации медноколчеданного оруденения. — Труды ЦНИГРИ, вып. 92.
- Кривцов А.И., Шепелёв В.М. 1973. Макан-Мамбетовский рудный район. — Труды ЦНИГРИ, вып. 105.
- Кузнецов Ю.А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., "Недра".
- Курбанов Н.К. 1967. Геологическая позиция и структурные условия медноколчеданного оруденения в пределах рудного поля Молодежное (Южный Урал). — Труды ЦНИГРИ, вып. 67.
- Лапшин А.И., Лысаков В.С., Серебренников А.И. 1969. Влияние ударноволнового сжатия на люминесцентные свойства α -кварца. — Журнал прикладной спектроскопии, т. XI, вып. 5.
- Лебедева С.И. 1963. Определение микротвердости минералов. М., Изд-во АН СССР.
- Ленных И.В. 1959. Основные вопросы геологии колчеданных месторождений Южного Урала. — В сб.: Вопросы геологии и происхождения колчеданных месторождений Урала. — Труды Горно-геол. ин-та УФАН СССР, вып. 43. Свердловск.
- Либрович Л.С. 1936. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. — Труды ЦНИГРИ, вып. 81.
- Лось В.Л. 1972. Статистическое распределение содержаний основных полезных компонентов в некоторых месторождениях цветных и благородных металлов Казахстана. — Автореф. канд. дисс. Алма-Ата.
- Лучицкий В.И. 1971. Основы палеовулканологии. М., "Наука".
- Лушик Ч.Б. 1955. Исследование центров захвата в шелочно-галлоидных кристаллофосфорах. — Труды Ин-та физики и астрономии АН СССР, № 3.
- Лысаков В.С., Сакху И.Э., Серебренников А.И., Солнцев В.П. 1969. О природе центров захвата и свечения в кварце и нефелине. — Докл. АН СССР, т. 186, № 1.
- Марфунин А.С. 1962. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., Изд-во АН СССР.
- Марфунин А.С., Бершов Л.В. 1964. Применение ЭПР в минералогии. — В сб.: Геохимия, минералогия, петрография. М., Изд-во АН СССР.
- Маслов В.А. 1969. Новые данные по стратиграфии силуро-девонских отложений западного крыла Магнитогорского мегасинклинория. — Материалы по региональной геологии и геофизике Южного Урала и восточной части Русской платформы. Уфа.
- Мельникова Г.Б., Червяковский Г.Ф. 1973. К вопросу о петрогенезисе кварцевых порфиров Учалинского района. — В сб.: Ежегодник 1972 Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск.
- Мионов Е.П. 1963. Об особенностях морфологии колчеданных рудных тел месторождения им. XIX партсъезда (Южный Урал). — Труды ЦНИГРИ, вып. 57.
- Мягков В.Ф. 1968. О закономерностях в изменении тесноты связей и зависимостей между содержаниями компонентов в зональных рудных телах. — Докл. АН СССР, т. 182, № 1.
- Нежинский И.А. 1967а. К характеристике типов рудных месторождений сходного минерального состава. — Докл. АН СССР, т. 174, № 6.
- Нежинский И.А. 1967б. Применение статистической теории однородности к изучению зональности рудных тел. — Докл. АН СССР, т. 177, № 2.
- Нестянова О.А. 1959. Стратиграфия девона и силура Магнитогорского синклинория. — Сов. геол., № 11.

- Нестоянова О.А. 1960. Основные черты стратиграфии, тектоники и вулканизма зеленокаменного комплекса Учалинского рудного района. — В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 2. М., Госгеолтехиздат.
- Нестоянова О.А., Пастухов И.П. 1960. К вопросу о возрасте рудовмещающих толщ колчеданных месторождений Учалинского и им. XIX партсъезда. — Материалы ВСЕГЕИ "Геология и полезные ископаемые Урала", вып. 28.
- Николаев В.А. 1955. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР.
- Ноздрин В.Г. 1960. О влиянии примесей Al и Fe в синтетическом кварце на температуру $\alpha=\beta$ -превращения. — Труды ВНИИСиМС, т. III, вып. 2.
- Овчинников Л.Н., Челишев Н.Ф. 1967. О статистико-вероятностной оценке физико-химических условий минералообразования. — Геохимия, № 11.
- Огаринов И.С. 1968. Глубинная структура земной коры Южного Урала. — В сб.: Вопросы геологии Восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 12. Уфа, Изд-во БФАН СССР.
- Огаринов И.С. 1970. Основные черты строения земной коры Южного Урала и восточной окраины Русской платформы. — Автореф. докт. дисс. Новосибирск.
- Огаринов И.С. 1973. Строение и районирование земной коры Южного Урала. М., "Наука".
- Остафийчук И.М., Толстой М.Л. 1972. Статистические закономерности распределения химических элементов в гранитоидах. М., "Недра".
- Пастухов И.П. 1956. Новое о возрасте колчеданных месторождений на Южном Урале. — В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 1. М., Госгеолтехиздат.
- Пастухов И.П. 1961. Некоторые особенности месторождения им. XIX партсъезда (Южный Урал). — В сб.: Материалы по геологии цветных, редких и благородных металлов. Труды НИГРИЗолото, вып. 5. М.
- Пейве А.В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, № 4.
- Пейве А.В. 1973. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение. — Геотектоника, № 3.
- Перижняк Н.А. 1971. Строение Сибайского палеовулкана и место колчеданного оруденения в истории его развития. — Автореф. канд. дисс. М., ЦНИГРИ.
- Петров Г.В. 1968. Особенности геологии и методы поисков медиоколчеданных месторождений в Верхнеуральском районе Челябинской области. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Петровская Н.В. 1959. О минералогическом картировании при изучении колчеданных месторождений Урала. — Труды ЦНИГРИ, вып. 29.
- Петровская Н.В. 1961. Ассоциация рудообразующих минералов, элементы строения рудных тел и некоторые черты генезиса Сибайского медноколчеданного месторождения на Южном Урале. — Труды ЦНИГРИ, вып. 38.
- Петровская Н.В. 1969. О роли деструкции и "гелевого метасоматоза" при формировании округлых и обломковидных обособлений сульфидов в колчеданных месторождениях Южного Урала. — Труды ЦНИГРИ, вып. 80.

- Петровская Н.В., Касьянов В.А. 1961. Некоторые черты минералогии и генезиса Учалинского месторождения на Южном Урале. — Труды ЦНИГРИ, вып. 40.
- Плюснин К.П. 1970. Методика изучения тектонических структур складчатых поясов. Пермь.
- Поротов Г.С., Пертель А.И., Веселов Е.В. 1973. Геологические особенности Приорского колчеданного месторождения. — Геол. рудн. м-ний, т. XV, № 1.
- Прокин В.А. 1963. Условия образования первичной зональности Сибайского колчеданного месторождения. Конференция — Проблемы постмагматического рудообразования, т. I, Прага.
- Прокин В.А. 1969. О генезисе метасоматических сульфидных месторождений. — Материалы по геологии и геофизике рудных месторождений восточного склона Южного Урала, Уфа.
- Прокин В.А. 1970. Типы сульфидных месторождений Южного Урала. — В сб.: Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала, вып. 10. Уфа, Изд-во БФАН СССР.
- Прокин В.А. 1971. О принципах металлогенического районирования Южного Урала. — Тезисы докладов научной сессии, посвященной нефтегазоносности и металлогении Южного Урала и Приуралья. Уфа, Изд-во БФАН СССР.
- Прокин В.А. 1973. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. — Автореф. докт. дисс. Свердловск, Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР.
- Прокин В.А., Иванов С.Н., Долматов Г.К. 1962. О природе рудоносных брахантиклинальных поднятий Урала. — Труды ГТИ УФАН СССР, вып. 58, Уфа.
- Прокин В.А., Исмагилов М.И., Захаров А.А. 1968. Масштабы и условия миграции вещества при формировании метасоматических сульфидных залежей. — В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса, Проблема 7. Эндогенные рудные месторождения, М., "Наука".
- Прокин В.А., Попов В.А. 1971. Структуры колчеданных месторождений Южного Урала. — Сов. геол., № 1.
- Прокин В.А., Рудаков В.М. 1959. Брекчиевые руды Сибая. — Труды ГТИ УФАН СССР, вып. 43.
- Прокин В.А., Тимергазина А.К. 1969. Зональность метасоматических изменений вмещающих пород и баланс вещества на Бурибайском медноколчеданном месторождении. — В кн.: Метаморфизм горных пород главной вулканогенной зоны Урала, М., "Наука".
- Пшеничный Г.Н., Пирожок П.И. 1970. Халькопирит-борнитовая минерализация Учалинского медноколчеданного месторождения и некоторые вопросы ее происхождения (Южный Урал). — В сб.: Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала, вып. 10.
- Радкевич Е.А., Моисеенко В.Г. 1966. Закономерности распределения и генетические черты золотоносности на Дальнем Востоке. — В сб.: Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока, М., "Наука".
- Ракчеев А.Д. 1962. Термолуменесценция минералов и горных пород и ее значение для геологии. — Геол. рудн. м-ний, № 5.
- Рингвуд А.Е., Мак-Грегор И.Д., Бойд Ф.Р. 1968. Петрографический состав верхней мантии. — В кн.: Петрология верхней мантии, М., "Мир".

- Рокачев С.А. 1966. Происхождение сульфидных обломковидных обособлений в породах кровли колчеданных месторождений Южного Урала. — Автореф. канд. дисс. Свердловск.
- Романов В.А. 1972. Особенности современной структуры и истории развития южной части Западно-Уральского поднятия. — В сб.: Тектонические структуры Южного Урала и история их формирования. Уфа, Изд-во БФАН СССР.
- Русинов В.Л. 1965. Неупорядоченный гидротермальный Аb и его значение. — Докл. АН СССР, т. 164, № 2.
- Русинов В.Л. 1972. Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М., "Наука".
- Рянский Ф.Н. 1970. Геологическое строение Юбилейного медноколчеданного месторождения и закономерности локализации в нем оруденения. — В сб.: Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования (Материалы научной сессии, ч. I). Уфа, Изд-во БФАН СССР.
- Салихов Д.Н., Серавкин И.Б. 1967. Вулкано-плутонические комплексы Магнитогорского мегасинклинория и их роль в формировании золото-полиметаллических месторождений. — Материалы к I Уральской конференции молодых геологов и геофизиков. Свердловск.
- Самойлович М.И., Цинобер Л.И. 1969. Особенности радиационных центров окраски и микроизоморфизм в кристаллах. — Кристаллография, т. 14, вып. 4.
- Святловский А.Е. 1971. Структурная вулканология. М., "Недра".
- Сенченко Г.С. 1972. Перерывы, стратиграфические и угловые несогласия в разрезе западного борта Магнитогорского мегасинклинория и время формирования складчатых структур. — В сб.: Тектонические структуры Южного Урала и история их формирования. Уфа, Изд-во БФАН СССР.
- Серавкин И.Б. 1970а. Вулканические постройки и их роль в формировании рудоконтролирующих вулкано-тектонических структур в Западно-Баймакской рудоносной зоне. — Труды ЦНИГРИ, вып. 92.
- Серавкин И.Б. 1970б. Структура Бакр-тауского рудного поля и условия локализации золото-полиметаллического оруденения. — В сб.: Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала, вып. 10. Уфа, Изд-во БФАН СССР.
- Серавкин И.Б. 1971. Закономерности размещения медноколчеданного оруденения в Петролавловском рудном поле. — Тезисы докладов научной сессии, посвященной нефтегазоносности и металлогении Южного Урала и Приуралья. Уфа, Изд-во БФАН СССР.
- Серавкин И.Б. 1972. Условия локализации золото-колчеданно-полиметаллического оруденения Баймакского района. — В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 5. Уфа, Башкирское книжное издательство.
- Серавкин И.Б., Салихов Д.Н. 1969. Субвулканические породы в Западном крыле Магнитогорского мегасинклинория. — В сб.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск.
- Серавкин И.Б., Хусанов А.Т. 1972. Геохимические особенности вулканогенных пород Западно-Баймакской рудоносной зоны (Южный Урал). — В сб.: Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала и вмещающих их вулканогенных комплексов. Уфа, Изд-во БФАН СССР.

- Смирнов В.И. 1964. Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах. — В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии МГК, Проблема 5. Проблемы генезиса руд. М.
- Смирнов В.И. 1968. Металлогенический анализ источников рудообразующих веществ. Металлогения Тянь-Шаня. — Тезисы докладов к 5-у Всесоюзному металлогеническому совещанию. Фрунзе, "ИЛИМ".
- Смирнов В.И. 1969. Геология полезных ископаемых. М., "Недра".
- Смирнов В.И. 1971. Фактор времени образования стратиформных рудных месторождений. — Геол. рудн. м-ний, т. VIII, № 6.
- Соболев В.С. 1949. Введение в минералогию силикатов. Львов, Изд-во Львов, ун-та.
- Соболев В.С. 1954. Федоровский метод. М., "Недра".
- Сопко П.Ф. 1966. Критерии для поисков колчеданных месторождений на восточном склоне Южного Урала. — Разв. и охр. недр, № 7.
- Сопко П.Ф. 1969. Тектонические условия формирования и размещения магматических образований в башкирской части Магнитогорского мегасинклинория. — Изв. ВУЗов, геол. и разв., № 4.
- Сопко П.Ф., Бобохов А.С., Серавкин И.Б. 1972. Основные черты эволюции вулканизма и осадконакопления раннегеосинклинальной стадии Магнитогорского прогиба. — Тезисы докладов Всесоюзного семинара по вулканогенно-осадочному литогенезу. Петрозаводск, Изд-во Карельского филиала АН СССР.
- Сопко П.Ф., Бобохов А.С., Серавкин И.Б., Уразаев К.А. 1973. Основные фациальные особенности вулканогенных формаций раннегеосинклинальной стадии развития Магнитогорского мегасинклинория. — В сб.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.
- Сопко П.Ф., Салихов Д.Н. 1969. Интрузивный магматизм башкирской части Магнитогорского мегасинклинория. — Изв. ВУЗов, геол. и разв., № 2.
- Сопко П.Ф., Салихов Д.Н. 1973. Магматизм и металлогения зон активизации Башкирской части Магнитогорского мегасинклинория. — Материалы VII Всесоюзного металлогенического совещания. Иркутск.
- Сопко П.Ф., Сопко Л.Н. 1971. Субвулканические породы кислого состава в Западном крыле Магнитогорского мегасинклинория и связь с ними колчеданного оруденения. — Тезисы докладов научной сессии, посвященной нефтегазоносности и металлогении Южного Урала и Приуралья. Уфа, Изд-во БФАН СССР.
- Тайт М. 1971. Некоторые осложняющие факторы и учет их влияния на термолюминесцентное определение возраста. — В сб.: Физика минералов. М., "Мир".
- Татарский В.В. 1956. Определение номера плагиоклаза иммерсионным методом. — Зап. Всес. Мин. об-ва, серия 2, вып. 2, т. 85.
- Таттл О.Ф., Боуэн Н.Л. 1952. Высокотемпературный Ab и соседние полевые шпаты. — В сб.: Полевые шпаты. М., ИЛ.
- Трегер В.Е. 1958. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат.
- Уразаев К.А. 1969. О геолого-структурном положении и времени формирования колчеданных тел в рудном поле месторождения им. XIX партсъезда (Южный Урал). — В сб.: Материалы по геологии и геофизике рудных месторождений восточного склона Южного Урала. Уфа.
- Уразаев К.А. 1971. Геологическое строение рудного поля месторождения им. XIX партсъезда и условия локализации колчеданного оруденения. — Автореф. канд. дисс. М.

- Уразаев К.А., Галимов С.Я. 1970. Об условиях локализации медноколчеданных руд на юго-восточном участке месторождения, им. XIX партсъезда. — В сб.: Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала, вып. 10. Уфа, Изд-во БФАН СССР.
- Уразаев К.А., Тимергазина А.К., Галиуллин Б.Г. 1972. Субвулканические интрузии кислого состава и связь с ними колчеданного оруднения в Учалинской рудоносной зоне. — В сб.: Методы геолого-геофизического обоснования и поисков месторождения железа, меди и бокситов на Урале. Свердловск.
- Ферштатер Г.Б. 1966. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Троянова М.В. 1969. Литий, рубидий, стронций, свинец в гранитоидах Урала. — Геохимия, № 1.
- Франк-Каменецкий В.А. 1964. Природа структурных примесей в минералах. Львов, Изд-во ЛГУ.
- Фролова Т.И. 1968. Родоначальные магмы вулканогенных формаций Восточного склона Урала. — Сов. геол., № 11.
- Халевич Н.И. 1972. Глубинное стрение Урала и сопредельных регионов по геофизическим данным. — Геотектоника, № 6.
- Хворова И.В. 1965. Рудоносные вулканогенно-осадочные формации геосинклиналей. М., "Наука".
- Хворова И.В., Ильинская М.Н. 1963. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. — Труды ГИН АН СССР, вып. 81.
- Хетчиков Л.Н., Комов И.Л., Дороговин Б.А. 1971. Зависимость некоторых физических свойств кварца от условий его образования. — В сб.: Исследования минералообразующих растворов и расплавов по включениям в минералах. Александров.
- Хитаров Н.И. 1961. Вопросы формирования гидротермальных растворов. — Труды лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 19.
- Цинзерлинг Е.В. 1948. Исследование твердости и хрупкости кварца зонального и секториального строения методом вдавливания. — Докл. АН СССР, т. 60, № 6.
- Цинобер Л.И. 1960. Распределение дымчатой окраски в рентгенизированных кристаллах синтетического кварца. — Труды ВНИИСиМС, 3, 2.
- Цинобер Л.И., Ченцова Л.Г. 1963. К вопросу о природе дымчатой окраски в кристаллах синтетического кварца. — Кристаллография, т. 8, вып. 2.
- Ченцова Л.Г. 1956. К вопросу о природе красящих центров дымчатого кварца. — Кристаллография, т. 1, вып. 4.
- Ченцова Л.Г., Бутузов В.П. 1961. Дымчатая окраска и температурное свечение рентгенизированного синтетического кварца с примесями Li, Na и Be — В сб.: Рост кристаллов, т. III М., Изд-во АН СССР.
- Чепуров А.И., Похиленко Н.П. 1971. Микротермокамера с пиритной средой для высокотемпературных исследований включений в минералах. — Геол. и геофиз., № 6.
- Червяковский Г.Ф. 1966а. О строении кислых субвулканических интрузий на Южном Урале. — В сб.: Вулканизм и геохимия его продуктов. Труды Ин-та вулканологии СОАН СССР, вып. 24.
- Червяковский Г.Ф. 1966б. Фациальный анализ вулканических образований и палеовулканические реконструкции. — Тезисы докладов II Уральского петрографического совещания, т. III. Свердловск.

- Червяковский Г.Ф. 1972. Среднепалеозойский вулканизм Восточного склона Урала. М., "Наука".
- Чесноков С.В., Бурикова И.А. 1968. О роли динамометаморфического расщепления в генезисе околорудных сланцев Учалинского месторождения. — Докл. АН СССР, т. 182, № 1.
- Чумаков А.А. 1940. О происхождении натра в спилитах. — Изв. АН СССР, серия геол., вып. 2.
- Шадлун Т.Н. 1950. Особенности минералогического состава, структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала. — В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР.
- Шарфман В.С. 1959. Стратиграфия и тектоника зеленокаменного синклинория Баймакского района БАССР. — Сов. геол., № 8.
- Шелкоплас В.Н. 1971. Датирование четвертичных отложений термоминесцентным методом. — Сб.: Хронология ледникового века. Л.
- Шелелев В.М. 1971. Некоторые вопросы золотоносности руд колчеданных месторождений юго-востока Башкирского Урала. — Труды ЦНИГРИ, вып. 99.
- Ширай Е.П. 1971. Условия формирования и петрохимические особенности колчеданосных магматических формаций северной части Магнитогорского мегасинклинория. — Автореф. канд. дисс. М., Изд-ие ЦНИГРИ.
- Шмидт А.И. 1963. О некоторых случаях структурного контроля над размещением колчеданных рудопоявлений Учалинского района (Южный Урал). — Труды ЦНИГРИ, вып. 52. М.
- Штейнберг Д.С., Соболев И.Д. 1964. Формационное деление магматических образований на Урале. — Труды III Всесоюзного петрографического совещания.
- Шубников А.В. 1940. Кварц и его применение. М., Изд-во АН СССР.
- Щербина В.В. 1956. О геохимическом значении количественного отношения Ag/Au . — Геохимия, № 3.
- Щербина В.В. 1972. Основы геохимии. М., "Наука".
- Юшко С.А. 1936. О минералогической форме золота и его ассоциациях в колчеданных месторождениях на Южном Урале. — Труды ГИАН СССР, вып. 24.
- Язева Р.Г. 1967. О природе порфировых и обломочных пород, вмещающих Александринское медноколчеданное месторождение. — Сов. геол., № 12.
- Язева Р.Г. 1969. Малые интрузии Александринского рудного района и их роль в локализации медноколчеданного оруденения. — Автореф. канд. дисс. Свердловск.
- Яковлев Г.Ф., Гончарова Т.Я. 1965. Тектоника, магматизм и колчеданные месторождения Блявинского района (Южный Урал). — Труды ЦНИГРИ, вып. 67.
- Яковлев Г.Ф., Гончарова Т.Я., Шарфман В.С., Фролова Т.Я., Бородаевская М.Б., Старостин В.И., Воробьев В.И. 1968. Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М., Изд-во МГУ.
- Яковлев Г.Ф., Гончарова Т.Я. 1969. Субвулканические образования и медноколчеданное оруденение Южного Урала. — Труды Второго Уральского петрографического совещания, т. III. Свердловск.
- Borkowska M. 1967. Order-Disorder Relations in the Plagioklases of the Karkonosze Granites. — Bull. de l'Académie polonaise des sciences, vol. XV, N 4.
- Griggs D.T. and Handin F. 1960. Rock deformation. — Mem. geol. Soc. Am., 79.

- Keith H.D. 1950. The Lattice parameters of clear crystalline quartz. – Proc. soc., 63 B, 208.
- Kennedy G.C. 1947. Charts for correlation of optical properties with chemical composition of some common rockforming minerals. – The American Mineralogist, vol. 32, N 9–10.
- Köhler A. 1947. Die Abhängigkeit der Plagioklasoptik vom vorausgegangenem Wanneverhalten. – Min. petr. Mitt., 53, H. 1/2.
- Loudise R.A. 1959. Kinetics of hydrothermal quartz crystallisation. – J. Amer. Chem. Soc., 81, 3.
- Medlin W.L. 1963. Socony mobil oil company. Inc. Field Research Laboratory. Dallas, Texas. – J. Chem. and Phys., vol. 38.
- O'Brien M.C.M. 1955. The structure of the colour centers in smoky quartz. – Proc. Roy. Soc., vol. A, 231, 404.
- Slemmons D.B. 1962. Norsk geol. Tidsskr., 42 (Feldspar volume).
- Stevens I.M., Kats A. Phil. 1956. Res. Reports, vol. 11, 2, 103.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Геологическое строение Магнитогорского мегасинклинория и типизация колчеданных месторождений, расположенных в его пределах П.Ф. Сопко, А.П. Боякин, М.А. Кулагина	7
Краткая геологическая характеристика Магнитогорского мегасинклинория и его структурно-формационного районирования.	7
Типизация колчеданных месторождений башкирской части Магнитогорского мегасинклинория	21
Структуры рудных районов, рудных полей и месторождений	35
Учалинский рудный район. А.С. Бобохов	35
Верхнеуральский рудный район. К.А. Уразаев	48
Сибайский рудный район. А.С. Бобохов	75
Баймакский рудный район. И.Б. Серавкин	84
Макан-Бурибаевский рудный район. И.Б. Серавкин	105
Акъяр-Бурибаевская структурно-формационная зона II порядка.	107
Макан-Мамбетовская структурно-формационная зона II порядка.	125
Субвулканические породы кислого состава и их роль в размещении колчеданного оруденения. А.С. Бобохов, З.И. Родичева	144
Геологические особенности субвулканических пород кислого состава.	144
Петрографические особенности субвулканических пород кислого состава.	146
Некоторые типоморфные особенности породообразующих минералов субвулканических пород.	150
Петрохимические особенности субвулканических пород.	173
Возрастные соотношения субвулканических пород с колчеданными рудами	182
Основные черты магматического и структурного контроля колчеданного оруденения в Башкирской части Магнитогорского мегасинклинория. П.Ф. Сопко	186
Заклучение	207
Литература	212

СТРУКТУРНЫЙ И МАГМАТИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ
КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ БАШКИРИИ

Утверждено к печати
Геологическим институтом
Башкирского филиала АН СССР

Редактор Л.В. Мирабова
Художественный редактор В.А. Чернецов
Технический редактор Н.А. Посканиная

Подписано к печати 25/III-75 г. Т-01989
Усл.печ.л. 14,25 + вкл. 0,25. Уч.-изд.л. 16,5
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1.
Тираж 750 экз. Тип. зак. 1635. Цена 1 р. 66 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука".
199034, Ленинград, В-34, 9-линия, 12

1 р. 66 к.

1622

Издательство «Наука»

