

В. А. ПРОКИН

ЗАКОНОМЕРНОСТИ
РАЗМЕЩЕНИЯ
КОЛЧЕДАННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
Башкирское территориальное геологическое управление

В. А. ПРОКИН

ЗАКОНОМЕРНОСТИ
РАЗМЕЩЕНИЯ
КОЛЧЕДАННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
НА ЮЖНОМ УРАЛЕ



МОСКВА «НЕДРА» 1977



2753

Прокин В. А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М., «Недра», 1977, 176 с. (М-во геологии РСФСР. Башкир. территор. геол. упр.).

Промышленные колчеданные месторождения залегают среди вулканитов спилит-кератофировой формации силура — среднего девона. Выделен ряд среднепалеозойских вулканических поясов, осевые части которых сложены породами андезит-базальтовой, а краевые — спилит-кератофировой формаций. Кратко охарактеризованы геологическое строение 15 рудных районов и типичные для них колчеданные месторождения. Типовой геологический разрез рудных районов состоит из подстилающих эффузивов основного состава, рудовмещающих вулканитов с участием пород кислого состава, покрывающих вулканомиктовых и завершающих терригенных (флишоидных) отложений. Показана рудоконтролирующая роль вулканических построек, разрывных нарушений, субвулканических и гипабиссальных интрузивных тел. Описано строение ореолов гидротермально-метасоматических изменений боковых пород. Колчеданные залежи приурочены к зонам перехода серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов в частично измененные породы, в которых сохранились реликты полевого шпата. Уточнен механизм формирования колчеданных залежей на субвулканическом уровне глубин. Изложены критерии прогнозной оценки территории на колчеданные руды.

Табл. 17, ил. 69, список лит. — 190 назв.

Выпущено по заказу Башкирского территориального геологического управления.

Колчеданные месторождения являются основной сырьевой базой медной промышленности Урала. Наряду с медью из колчеданных руд извлекаются цинк, сера, серебро, золото, кадмий и другие металлы. Массивные сульфидные руды состоят на 80—95% из полезных компонентов. Развитие технологии обогащения и переработки этих руд приведет в будущем к расширению перечня извлекаемых металлов. На примере колчеданных месторождений, многие из которых эксплуатируются открытыми и подземными горными работами, решаются важные вопросы теории эндогенного рудообразования — связь рудогенеза с вулканизмом, место и время формирования массивных сульфидных руд в истории развития областей эвгеосинклинального типа. Таким образом, колчеданные месторождения представляют собой большой научный и практический интерес, который будет возрастать со временем.

Еще в сороковых годах, после открытия Сибайского и Учалинского месторождений, Южный Урал стал известен как важная колчеданная провинция мира. Геология колчеданных месторождений и отдельных рудных районов Южного Урала описана во многих работах (Заварицкий, 1920, 1927, 1929, 1936; Иванов, 1939, 1947, 1964; Бородаевская и др., 1960, 1973; Яковлев и др., 1965, 1970; Сопко, 1966; Кривцов и др., 1960, 1973; Исмагилов, 1969; Исмагилов и др., 1975; и др.). Выявление и изучение новых колчеданных месторождений, проведение локальных и региональных геологических и геофизических исследований на Южном Урале позволили уточнить и пополнить представления о закономерностях размещения колчеданных месторождений. В настоящей работе впервые рассматривается колчеданная рудоносность всей территории Южного Урала.

Под колчеданными месторождениями автор понимает существенно пиритные залежи с примесью халькопирита, сфалерита, местами галенита, пирротина и других сульфидов, залегающие среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ эвгеосинклинальных областей (вулканогенных эвгеосинклиналей). В условиях Южного Урала все рудные тела сопровождаются характерными изменениями боковых пород с широким развитием серицит-кварцевых и серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов.

Колчеданные месторождения Южного Урала длительное время изучаются различными коллективами геологов и отдельными исследователями. В соответствии с изменением представлений о главных рудоуправляющих факторах и генезисе колчеданных месторождений целесообразно выделить три этапа их изучения: 1) до 1936 г.; 2) 1936—1956 гг.; 3) после 1956 г.

На протяжении первого этапа поисково-разведочные, эксплуатационные и исследовательские работы велись в основном в Таналык-Баймакском рудном районе Башкирии. Еще до революции здесь эксплуатировались Уваряжское, Таналыкское, Троицкое и Тубинское месторождения. В послереволюционные годы были выявлены следующие колчеданные месторождения: Бакрузакское, Старо-Сибайское, Восточно-Кузнечное, Кульюртауское, Семеновское, Юлалинское, Бурибайское, Блявинское. Изучением этих месторождений занимались А. Н. Заварицкий, Е. Е. Захаров, А. Х. Иванов, Ф. И. Ковалев, Б. С. Левоник, И. Е. Лешук, В. П. Первов, С. А. Юшко и др. Вначале А. Н. Заварицкий (1927) рассматривал колчеданные месторождения как результат инъекции сульфидной магмы. Позднее он уточнил, что рудную магму

следует понимать как раствор сложных сернистых соединений, способных к метасоматозу (Заварицкий, 1929). Е. Е. Захаров (1938) считал, что колчеданные месторождения сформировались в среднепалеозойский металлогенический этап, после среднего девона, в связи с внедрением интрузий плагиигранитов. В известной монографии по геологии зеленокаменной полосы восточного склона Урала Е. А. Кузнецов (1939) высказал мнение о приуроченности колчеданных месторождений к региональным зонам расщеливания.

Второй этап начинается с публикации известной работы академика А. Н. Заварицкого (1936) о колчеданных месторождениях Урала. Учитывая пространственную связь колчеданных залежей с вулканогенными толщами, преимущественно согласное залегание рудных тел и метаморфизм руд, А. Н. Заварицкий пришел к выводу о генетической связи колчеданных месторождений с вулканизмом, о формировании сульфидных залежей вблизи центров вулканических извержений на небольших глубинах вплоть до поверхности (сульфатарно-фумарольные условия). Новая гипотеза расширила границы поисковых площадей. В это время поисками были охвачены широкие площади распространения вулканогенных пород альбитофир-диабазового состава, что позволило выявить Учалинское и Ново-Сибайское, а позднее Гайское, им. XIX партсъезда и другие месторождения. Представления А. Н. Заварицкого (1936, 1943) были развиты и конкретизированы в работах С. Н. Иванова (1939, 1947, 1955) и Ф. И. Ковалева (1944).

Первые годы третьего этапа характеризуются изучением южноуральских колчеданных месторождений в открытых карьерах. Эти исследования были начаты одновременно группой геологов ЦНИГРИ под руководством М. Б. Бородаевской на Учалинском месторождении (Бородаевская и др., 1960) и тематической партией Южно-Уральского геологического управления под руководством автора на Сибайском, Кульюртауском и Бакртауском месторождениях (Прокин, 1960; Прокин и др., 1961). Наблюдениями было установлено следующее: 1) наряду с согласными колчеданными залежами закартированы рудные тела, занимающие секущее положение по отношению к напластованию вмещающих пород; 2) разрывные нарушения, контролирующие некоторые рудные тела, пересекают вышележащие толщи эффузивных пород; 3) околорудные гидротермально-метасоматические изменения боковых пород проявились не только в подстилающих, но и в надрудных вулканогенных толщах. Перечисленными фактами подтверждена тесная пространственная связь колчеданных месторождений с вулканогенными породами и получены доказательства проявления эпигенетических по отношению к вмещающим породам процессов рудообразования. Новые данные послужили толчком для возобновления дискуссий о закономерностях размещения и генезисе колчеданных месторождений (Иванов, 1959; Иванов, Рокачев, 1970; Иванов, Нечеухин, 1974; Ленных, 1959; Логинов, 1960; Прокин, 1960, 1963, 1972; Скрипиль, 1961; Ленных, Лазарев, 1962; Вахромеев, Бобохов, 1966; Бородаевская, 1962; Бородаевская и др., 1973; Скрипченко, Воронов, 1969; Жабин и др., 1974). Поисковые работы в последний период проводились во всей эвгеосинклинальной области Южного Урала. В результате были открыты новые колчеданные месторождения в Магнитогорском мегасинклинии и за его пределами — в Восточно-Уральском поднятии (Айдырлинское), одноименном прогибе (Султановское, Поляновское) и Зауральском поднятии (Светлинское).

Последние годы характеризуются усилением поисково-разведочных и научно-исследовательских работ на колчеданных месторождениях Южного Урала. Исследования ведутся на месторождениях: Озерном, Узельгинском, Молодежном, Александринском, Майском, Юбилейном, Октябрьском, Джусинском, Летнем, Осеннем, Весеннем, Авангарде,

Приорском, им. 50-летия Октября. Наряду с прежними рудоконтролирующими факторами, основанными на связи колчеданных руд с эффузивными породами, открытию перечисленных месторождений способствовали новые поисковые признаки, такие как приуроченность рудных тел к тектоническим нарушениям, субвулканическим и интрузивным телам, к определенным зонам гидротермальных изменений боковых пород.

Изучение геологии колчеданных месторождений в настоящее время ведется разведочными и тематическими партиями Башкирского, Оренбургского и Уральского геологических управлений, исследовательскими группами институтов геологии Уральского научного центра и Башкирского филиала АН СССР, Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ), Московского университета (МГУ), Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ), Свердловского горного института. Объектами изучения являются месторождения, рудные поля, рудные районы и крупные рудоносные структуры (Магнитогорский мегасинклинорий).

В результате многопланового изучения колчеданных месторождений Южного Урала уточнены закономерности их локализации, установлены дополнительные поисковые признаки, которые способствовали выявлению новых колчеданных месторождений. Уточнились представления о генезисе месторождений. Многие исследователи — В. И. Смирнов, С. Н. Иванов, В. П. Логинов, М. Б. Бородаевская, Г. Ф. Яковлев, П. Ф. Сопко — признают связь колчеданного оруденения с очагами вулканизма дифференцированных базальтоидных магм и среднепалеозойский возраст оруденения. Однако имеются различные мнения о продуктивных формациях и фациях вулканических пород, о положении рудных районов и месторождений в геологических структурах, о глубине и механизме рудоотложения, о времени проявления процессов рудообразования в геологической истории Южного Урала. В предлагаемой работе автор попытался ответить на перечисленные вопросы.

В книге дано достаточно полное систематическое описание закономерностей размещения колчеданных месторождений, а также перечислены критерии прогнозной оценки территории на колчеданные руды. Последние имеют особое значение, так как в условиях плановой социалистической экономики обоснование прогнозов на различные виды полезных ископаемых и их количественная оценка необходимы для составления планов геологоразведочных работ и перспективных планов развития промышленности.

В книге рассматривается территория к югу от городов Миаса и Челябинска. Расположенный к северу Карабашский рудный район по закономерностям локализации колчеданных месторождений ближе к Среднему Уралу и поэтому не описывается.

Автор благодарит Д. С. Коржинского, В. И. Смирнова, С. Н. Иванова, Л. Н. Овчинникова, Д. С. Штейнберга, П. Ф. Сопко, М. Б. Бородаевскую, И. С. Огарина, В. П. Логинова за ценные советы и помощь в проведении исследований и составлении монографии.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
ЮЖНОГО УРАЛА

Уральский складчатый пояс простирается с севера на юг на 2500 км. Его западная естественная граница изучена на поверхности, а восточная закрыта чехлом мезо-кайнозойских отложений. По возрастному диапазону обнаженных пород и ширине изученных структур Южный Урал — наиболее полная и представительная часть Уральского складчатого пояса. Здесь распространены отложения архея, протерозоя и фанерозоя, сформировавшиеся в различных геотектонических условиях: в платформенных, миогеосинклинальных и эвгеосинклинальных. Магматические породы представлены различными интрузивными и вулканогенными формациями. На протяжении геологической истории развития Южного Урала докембрийские и палеозойские горные породы претерпели региональный и локальный метаморфизм различного характера и интенсивности. Проявление магматических и метаморфических процессов сопровождалось миграцией и дифференциацией химических элементов в земной коре и привело к формированию разнообразных и многочисленных эндогенных месторождений, среди которых по количеству и промышленному значению одно из первых мест занимают колчеданные месторождения.

По характеру тектоно-магматического развития в геологической истории Южного Урала выделяются четыре цикла (Горский, Соболев, 1969): 1) раннедокембрийский; 2) позднедокембрийско-кембрийский (рифейский); 3) ордовикско-позднепалеозойский (палеозойский); 4) мезо-кайнозойский. Раннедокембрийские отложения представлены архейскими (?) кристаллическими сланцами и гнейсами, которые по составу и возрасту аналогичны породам, слагающим фундамент Русской платформы. В пределах Южного Урала эти породы выходят на поверхность в Тараташском антиклинории (рис. 1). Рифейский комплекс пород состоит из миогеосинклинальных осадочных толщ, распространенных преимущественно в Центрально-Уральском поднятии. Эти породы обычно в той или иной мере метаморфизованы. Палеозойские отложения западного и восточного склонов Южного Урала имеют различный состав. На западном склоне они представлены осадочными породами карбонатного и терригенного составов. На восточном склоне, т. е. в пределах Магнитогорского мегасинклинория и к востоку от него в геологическом разрезе палеозоя широко распространены вулканогенные образования. Мезо-кайнозойские рыхлые отложения обычно выполняют неглубокие субмеридиональные депрессии тектонического и эрозивно-тектонического происхождения. Лишь в Зауралье они образуют обширный сплошной плащ значительной мощности, перекрывающий сивелированную поверхность палеозоя.

Внутри циклов выделяются тектоно-магматические этапы. Начальные периоды последних характеризуются преобладанием отрицательных движений, а конечные — проявлением воздыманий и складчатости.

В геологическом разрезе каждому циклу соответствует структурный этаж, а каждому этапу — структурный ярус. Границы между этажами определяются по значительным перерывам, резким сменам геологических формаций и кардинальному изменению структурного плана. Структурные ярусы обычно разделены региональными угловыми несогласиями. Внутри ярусов выделены структурные подъярусы, между

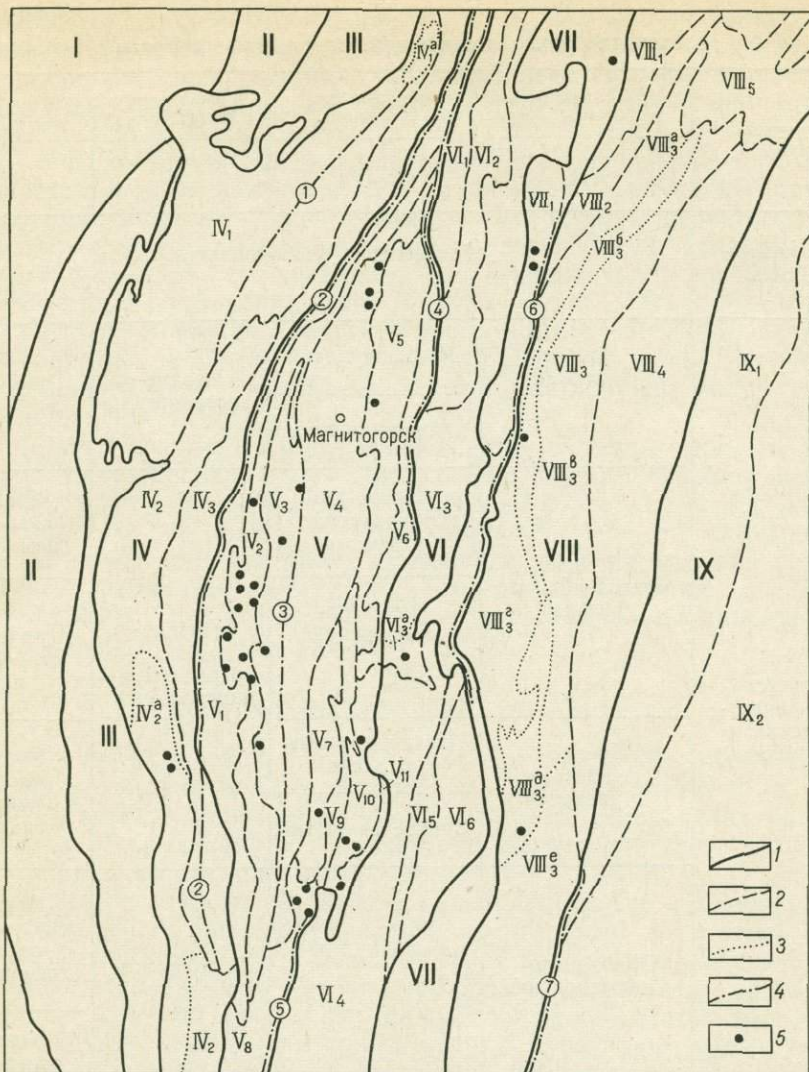


Рис. 1. Схема тектонического районирования Южного Урала. Составили И. Д. Соболев (1969), Г. И. Водорезов, Ю. П. Бердюгин, М. Д. Тесаловский и др.

1—3 — границы структур: 1 — первого порядка, 2 — второго порядка, 3 — третьего порядка; 4 — разломы; 5 — кольцеванные месторождения

I — Русская платформа; II — Предуральский краевой прогиб; III — Западно-Уральская зона линейной складчатости; IV — Центрально-Уральское поднятие: IV₁ — Башкирский мегантиклинорий, IV₁^a — Тараташский антиклинорий, IV₂ — Зилаирский мегасинклинорий, IV₂^a — Сакмарский антиклинорий, IV₃ — Уралтауский мегантиклинорий; V — Магнитогорский мегасинклинорий: V₁ — Вознесенско-Присакмарский синклинорий, V₂ — Ирендыкский антиклинорий, V₃ — Кизило-Уртазымский синклинорий, V₄ — Центральное-Магнитогорский синклинорий, V₅ — Ахуново-Кацбахский антиклинорий, V₆ — Устиновский (Кульминский) синклинорий, V₇ — Ащевутауский антиклинорий, V₈ — Западно-Мугоджарский синклинорий, V₉ — Акжарский грабен-синклинорий, V₁₀ — Теренсайский антиклинорий, V₁₁ — Домбаровский (Джорльянский) грабен-синклинорий; VI — Восточно-Уральское поднятие: VI₁ — Сысертьско-Ильменогорский мегантиклинорий, VI₂ — Арамилско-Сухтелинский мегасинклинорий, VI₃ — Челябинско-Суундукский мегантиклинорий, VI₄ — Кваркенская седловина, VI₅ — Адамовско-Мугоджарский мегантиклинорий, VI₆ — Аниховский грабен, VI₇ — Текельдятауский мегантиклинорий; VII — Восточно-Уральский прогиб (VII₁ — Еманжелинско-Бородинский синклинорий); VIII — Зауральское поднятие: VIII₁ — Камышловский мегантиклинорий, VIII₂ — Талицкий мегасинклинорий, VIII₃ — Троицко-Карашатауский мегантиклинорий, VIII₃^a — Увельский антиклинорий, VIII₃^b — Катенинский синклинорий, VIII₃^c — Троицкий антиклинорий, VIII₃^d — Кундыбаевский антиклинорий, VIII₃^e — Буркутальский синклинорий, VIII₃^e — Айкенский антиклинорий, VIII₄ — Денисовский мегасинклинорий, VIII₅ — Галкинский синклинорий; IX — Тюменско-Кустанайский прогиб: IX₁ — Валерьяновский мегасинклинорий, IX₂ — Боровский мегантиклинорий. Цифрами в кружочках обозначены разломы: 1 — Зюраткульский, 2 — Уралтауский, 3 — Кизильский, 4 — Кацбахский, 5 — Борлинский, 6 — Тарутинско-Наследницкий, 7 — Иргизский

Схематический геологический разрез Южного Урала

Структурные этажи	Западные структурные зоны (к западу от Уралтауского разлома)		Восточные структурные зоны (к востоку от Уралтауского разлома)	
	ярус	подъярус	ярус	подъярус
Мезо-кайнозойский	Расчленение не приводится			
Ордовикско-позднепалеозойский (палеозойский)	Пермский	Позднепермский	Позднепалеозойский	
		Раннепермский		
	Визейско-позднекаменноугольный	Средне- и позднекаменноугольные	Позднедевонско-раннекаменноугольный	Средне-визейско-намюрский
		Визейско-намюрский		Позднетурнейско-ранневизейский
	Среднедевонско-турнейский	Позднедевонско-турнейский		Позднедевонско-раннетурнейский
		Среднедевонский		
Ордовикско-раннедевонский		Ордовикско-среднедевонский	Позднесилурийско-среднедевонский	
			Ордовикско-раннесилурийский	
Познедокембрийско-кембрийский (рифейский)	Ашинский, каратауский, юрматинский, бурзянский		Кембрийский	
Раннедокембрийский	Бельдишский, шагарский			

которыми установлены локальные перерывы или угловые несогласия.

В связи с различной историей геологического развития западной и восточной частей Урала расчленение их разреза на структурные ярусы и подъярусы неодинаково. Границей между ними является Уралтауский (Центрально-Уральский) разлом, расположенный на границе Центрально-Уральского поднятия и Тагило-Магнитогорского прогиба. К западу от этого разлома распространены преимущественно осадочные миогеосинклинальные и платформенные отложения, а к востоку широко развиты вулканогенные и интрузивные породы. Поэтому восточную часть Урала, расположенную к востоку от Уралтауского разлома, сле-

дует называть эвгеосинклинальной областью. Унифицированная схема расчленения геологического разреза Урала на структурные этажи, ярусы и подъярусы, разработанная редакционным советом металлогенической карты Урала (Горский, Соболев, 1969) и уточненная автором, приведена в табл. 1.

По особенностям внутреннего строения, истории развития и составу слагающих пород на Южном Урале выделяются следующие крупные субмеридиональные структурные зоны или структуры первого порядка (с запада на восток): Предуральский краевой прогиб, Западно-Уральская зона линейной складчатости, Центрально-Уральское поднятие, Магнитогорский мегасинклиниорий (южная часть Тагило-Магнитогорского прогиба), Восточно-Уральское поднятие, Восточно-Уральский прогиб, Зауральское поднятие, Тюменско-Кустанайский прогиб (см. рис. 1). Границами между перечисленными зонами, как правило, являются долгоживущие разломы.

Ниже дана краткая геологическая характеристика главных структур Южного-Урала. Основное внимание уделено Магнитогорскому мегасинклинирию, в котором находится большинство колчеданных месторождений. Эта структура описана в значительной мере по наблюдениям автора. Описание геологического строения других структурных зон приведено по материалам монографии «Геология СССР», том 12 (1969 г.) и том 13, (1964 г.), с соответствующими уточнениями по данным более поздних геологосъемочных работ.

ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Эта структурная зона является крупным горстовым поднятием, ограниченным Западно-Уральской зоной линейной складчатости на западе и Уралтауским глубинным разломом на востоке. В пределах поднятия выделяются Башкирский и Уралтауский мегантиклинории, выполненные палеозойскими отложениями (см. рис. 1).

В основании геологического разреза *Башкирского мегантиклинория* залегает архейско-раннепротерозойско-тараташский гнейсовый комплекс, выходящий на поверхность только в пределах одноименного антиклинория. Наибольшим распространением пользуются протерозойские отложения. Последние делятся на серии, соответствующие одноименным структурным ярусам (снизу вверх): бурзянскую, юрматинскую, каратаускую, ашинскую (зилимскую). В нижней части каждой серии залегают терригенные породы, которые вверх по разрезу сменяются карбонатными толщами.

В составе машакской свиты, выделяемой местами в нижней части юрматинской серии, установлен ряд горизонтов вулканогенных пород основного и кислого составов. Маломощные горизонты метаморфизованных основных эффузивов встречаются также в бурзянской и ашинской сериях.

В геологическом разрезе *Уралтауского мегантиклинория* выделяются два комплекса: нижний — максютовский и верхний — суваянский, различающиеся по литологическому составу и степени метаморфизма. В составе максютовского комплекса значительную роль играют ортосланцы, относящиеся, по данным А. А. Алексеева (1971), к метаморфизованным основным эффузивам спилит-диабазовой формации. Горные породы максютовского комплекса метаморфизованы до состояния эклогитов, глаукофановых сланцев, эпидотовых амфиболитов. Отложения суваянского комплекса претерпели метаморфизм зеленосланцевой фации.

Наиболее древние породы *Зилаирского мегантиклинория* — известняки с кембрийской фауной. Вышележащие отложения, развитые в Сакмарском антиклинории, представлены ордовикскими, силурийскими и

раннедевонскими кремнистыми сланцами, песчаниками, основными и кислыми эффузивами. Центральная часть Зилаирского мегасинклинория выполнена позднедевонско-раннетурнейскими граувакковыми и полимиктовыми песчаниками. Западное крыло этой структуры осложнено разрывными нарушениями и надвигами, подтвержденными глубокими скважинами. М. А. Камалетдиновым (1974) высказано предположение об аллохтонном происхождении вулканогенных толщ Сакмарской структуры и ультрабазитов массива Крака. Предполагается, что те и другие надвинуты на позднедевонские отложения с востока.

ТАГИЛО-МАГНИТОГОРСКИЙ ПРОГИБ

Южноуральская часть Тагило-Магнитогорского прогиба называется Магнитогорским мегасинклинорием. В последнем установлен более полный геологический разрез эвгеосинклинальных отложений палеозойского цикла развития Южного Урала (табл. 2).

Таблица 2

Геологический разрез палеозоя Магнитогорского мегасинклинория (По данным М. Ш. Бикова, Ю. С. Емельянова, Ф. И. Ковалева и др.)

Свита	Возраст	Состав	Мощность, м
Уртазымская	C_2	Конгломераты, песчаники, аргиллиты	600—800
Кизильская	C_2v_2-p	Известняки	600—1200
Березовская	$C_1t_2-v_1$	Алевролиты, трахитовые порфиры, андезитовые и базальтовые порфириты	1000—2500
Зилаирская	$D_3fm-C_1t_1$	Полимиктовые песчаники, алевролиты	500—1000
Колтубанская	D_3fr	Известняки, песчаники, кремнистые сланцы, андезит-базальтовые порфириты	300—1500
Улутауская	D_2gv	Вулканомиктовые отложения, слоистые туффиты, яшмы, андезит-базальтовые порфириты, их туфы	200—2300
Карамалыташская	D_2e-gv_1	Липарит-дацитовые порфиры, дацитовые порфириты, андезитовые, андезит-базальтовые и базальтовые порфириты	0—3000
Ирендыкская	$D_1-D_2e_1(?)$	Андезит-базальтовые порфириты, их туфы, туффиты	0—3500
Баймак-бурибаевская	$S_1w-D(?)$	Дацитовые и андезитовые порфириты, базальтовые афириты и порфириты	800—2000
Сакмарская и поляковская	S_1ln-w	Спилиты, диабазы, кремнистые сланцы	800—1300
Кураганская	O	Песчаники, алевролиты	500—1300

Наиболее фаунистически обоснован возраст сакмарской, улутауской и вышележащих, по отношению к последней, свит. В связи с недостаточным количеством находок фауны время формирования баймак-бурбаевской, ирендыкской и карамалыташской свит определено условно. Допускается одновременность их формирования и наличие скользящих границ. Угловые несогласия установлены в основании кураганской, улутауской, колтубанской, березовской и уртазымской свит. Однако приведенная в табл. 2 последовательность расположения свит в одном геологическом разрезе нигде не установлена, поэтому она является как бы сводной геологической колонкой рассматриваемой структуры.

В поперечном вертикальном сечении мегасинклинория наблюдается обратная (центробежная) вергентность складок, т. е. осевые плоскости последних наклонены в сторону осевой части структуры. В западном крыле мегасинклинория поэтому преобладает восточное падение слоев, осей складок, разрывных нарушений и зон рассланцевания, а в восточном крыле, наоборот, распространены западные падения. Для рассматриваемой структуры характерны сравнительно пологие углы падения пород, составляющие обычно 20—45°. Однако вблизи разрывных нарушений и в северной суженной части мегасинклинория контакты между толщами и слоистость пород наклонены под углом 70—80° к горизонту.

В пределах мегасинклинория выделяются ряд структур более высокого порядка (см. рис. 1). Вознесенско-Присакмарский синклинорий сложен в основном силурийскими вулканитами и позднедевонско-раннетурнейскими полимиктовыми песчаниками зилаирской свиты. В пределах Ирендыкского антиклинория распространены почти исключительно вулканогенные породы силура и раннего девона, представленные пироксен-плагиоклазовыми порфиридами и их туфами (ирендыкская свита) и в меньшем количестве диабазовыми и андезитовыми порфиридами и липарит-дацитовыми порфирами. На площади Кизило-Уртазымского синклинория широко развиты вулканомиктовые отложения среднего девона (улутауская свита) и полимиктовые песчаники позднего девона — раннего турне. Небольшие брахиантиклинали сложены вулканогенными породами раннего и среднего девона. Центральном-Магнитогорский синклинорий (осевая часть мегасинклинория) выполнен наиболее молодыми ранне- и среднекаменноугольными осадочными и вулканогенными отложениями. На площадях Ахуново-Кацбахского и Ащebutакского антиклинориев распространены преимущественно позднесилурийско-раннедевонские и среднедевонские эффузивные и осадочные породы. Кульминский (или Устиновский) синклинорий и Акжарский грабен-синклинорий выполнены раннекаменноугольными осадочными отложениями, которые местами подстилаются позднесилурийско-раннедевонскими и среднедевонскими эффузивами и туфами.

На площади мегасинклинория закартированы многочисленные разрывные нарушения типа сбросов, взбросов и надвигов, преимущественно субмеридионального простирания. Углы падения сбросов и взбросов составляют обычно 60—80°. Вдоль некоторых разломов расположены цепочки небольших массивов ультрабазитов и габбро. Наиболее выдержанные зоны ультраосновных и основных интрузий расположены вдоль Уралтауского и Кацбахского глубинных разломов, ограничивающих Магнитогорский мегасинклинорий на западе и востоке (см. рис. 4). В восточном крыле мегасинклинория присутствуют гранитные массивы.

ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Восточно-Уральское поднятие — крупная положительная структура, состоящая из антиклинориев, разделенных синклинальными погружениями различной формы (см. рис. 1). В ядрах антиклинориев расположены крупные гранитные массивы. Положительные структуры сложены

метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами различного возраста — от протерозоя до среднего девона. Синклинальные структуры выполнены преимущественно девонскими и каменноугольными отложениями.

По данным Н. Ф. Мамаева (1965), кембрийские и ордовикские отложения установлены в пределах Челябинско-Суундукского мегантиклинория, где они представлены преимущественно терригенными отложениями с линзами известняков. В разрезе кембрия наблюдаются потоки метаморфизованных базальтов. Силурийские отложения распространены преимущественно в северной части рассматриваемой структурной зоны. Они сложены филлитовыми, слюдисто-кварцевыми, кремнистыми и зелеными сланцами, эффузивами и туфами основного и среднего составов.

Горные породы девонского возраста распространены в Арамилско-Сухтелинском мегасинклинории и в Кваркенской седловине. В их состав входят кремнистые сланцы, песчаники, туффиты, эффузивы основного и кислого составов. Каменноугольные отложения выполняют более глубокие синклинали.

Кроме крупных позднепалеозойских гранитных батолитов, на площади Восточно-Уральского поднятия известны более мелкие интрузивные массивы диоритов, плагиогранитов, габбро и ультрабазитов, имеющие среднепалеозойский возраст.

ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКИЙ ПРОГИБ

Восточно-Уральский прогиб представляет собой сравнительно узкую (ширина 12—35 км) грабен-синклинальную структуру, выполненную преимущественно каменноугольными терригенными и вулканогенными породами. Ядра внутренних антиклинальных структур сложены силурийскими и девонскими отложениями. Состав горных пород и последовательность их напластования аналогичны Магнитогорскому мегасинклинорию (см. табл. 2). Однако мощность вулканогенных свит здесь несколько меньшая, чем в последнем, а общая мощность палеозойских отложений в прогибе достигает 4000 м.

Углы падения крыльев Восточно-Уральского прогиба 30—80°. В связи с ундуляцией оси прогиба в нем выделяются структуры более высокого порядка. Из них следует упомянуть Кособродскую антиклиналь, расположенную в Еманжелинско-Бородинском синклинории, сложенную преимущественно среднедевонскими вулканогенными породами спилит-кератофировой формации.

В Восточно-Уральском прогибе распространены среднепалеозойские интрузии ультраосновного и основного составов. С ними ассоциируют небольшие тела кварцевых диоритов и плагиогранитов.

ЗАУРАЛЬСКОЕ ПОДНЯТИЕ

На площади Зауральского поднятия распространен почти сплошной покров мезо-кайнозойских отложений. Обнажения палеозойских пород встречаются преимущественно в речных долинах. По данным И. Д. Соболева (1969), в пределах Зауральского поднятия крупные антиклинории разделены по простиранию седловинными погружениями, а вкрест простирания — узкими синклинальными структурами. В западной части поднятия складчатые структуры более сложные, с крутыми углами падения, опрокинутыми складками и многочисленными разрывными нарушениями. Восточные структуры более простые, близкие к симметричным, углы падения крыльев складок 20—60°.

В основании палеозойского геологического разреза Зауральского поднятия залегают кембрийские отложения, изученные Н. Ф. Мамае-

вым (1965) на западном крыле Увельского антиклинория на р. Санарке. Они представлены хлорит-серицит-кварцевыми, кварц-хлоритовыми и кремнистыми сланцами, основными эффузивами и полимиктовыми песчаниками с прослоями известняков. Общая мощность их 1500—2000 м. Отложения ордовик-раннедевонского возраста сложены серицит-хлоритовыми сланцами, кварцито-песчаниками и метаморфизованными основными эффузивами, распространенными в ядрах антиклинориев. В крыльях антиклинориев развиты средне- и позднедевонские отложения. В разрезе среднего девона имеются вулканогенные породы основного и частично кислого составов. Синклиналильные структуры выполнены каменноугольными отложениями.

В Зауральском поднятии распространены интрузивные породы различного состава. Ультрабазиты, габбро и диориты слагают небольшие тела и дайки. Более крупные позднепалеозойские гранитные массивы приурочены в основном к антиклинальным структурам.

ТЮМЕНСКО-КУСТАНАЙСКИЙ ПРОГИБ

В связи со сплошным развитием мощного чехла мезо-кайнозойских отложений представление о геологическом строении этого прогиба почти полностью основано на материалах буровых скважин и геофизических данных. Особенность Тюменско-Кустанайского прогиба — широкое развитие ранне- и среднекаменноугольных отложений, представленных вулканогенными, терригенными и карбонатными породами. Вблизи г. Кустаная в небольших антиклинориях на поверхность палеозойского фундамента выходят средне- и позднедевонские основные эффузивы, а ядра отдельных складок сложены предположительно позднесилурийско-раннедевонскими осадочно-вулканогенными породами.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНОГО УРАЛА

Геологическими исследованиями последних лет установлено, что характер и интенсивность эндогенной минерализации зависят от геологического строения глубоких горизонтов земной коры (Штейнберг, Соболев, 1968).

В последние годы на Южном Урале проведены широкие геофизические исследования. Через весь регион по линии Куйбышев — Зилаир — Сибай — Темиртау пройден профиль глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). В некоторых зонах начато бурение глубоких скважин. На основе геофизических и геологических данных высказаны гипотезы о глубинном строении Южного Урала (И. Д. Соболев, 1968; И. С. Огарин, 1968, 1973; Г. Я. Дементьев, 1968; Н. И. Халевин, 1972).

Для Центрально-Уральского поднятия характерны крупные плавные магнитные и гравиметровые аномалии субширотной ориентировки, продолжающиеся далее на запад в пределы Русской платформы. Эти аномалии резко обрываются на востоке в зоне Уралтауского глубинного разлома. К востоку от последнего распространены четко выраженные субмеридиональные аномалии. Общность физических полей Русской платформы и Центрально-Уральского поднятия свидетельствует о платформенном строении нижних горизонтов земной коры последнего.

По данным глубинного сейсмического зондирования (Строение земной коры..., 1968), Центрально-Уральское поднятие на западе и востоке ограничено разломами, достигающими границы Мохоровичича. Падение разломов восточное под углом 60—80°.

Магнитогорский мегасинклинорий фиксируется полосой повышенных значений силы тяжести и сложного магнитного поля. Такие зоны А. А. Борисов (1968) интерпретирует как пояса дробления, проплавления и базификации. Судя по геофизическим данным, мощности магма-

тических образований основного состава составляют здесь 2—14 км (Дементьев, 1968; Огаринов, Ахмадиев, 1972). Наибольшие мощности основных пород установлены вблизи восточного борта мегасинклинория, что свидетельствует о восточном падении подошвы вулканогенного комплекса пород. Для зоны Магнитогорского мегасинклинория И. С. Огаринов (1968) выделил уральский тип земной коры, для которого характерны повышенная мощность (40—42 км) и наличие «корня гор». Мощность гранитного слоя 14—19 км, базальтового 22—25 км. Уральский тип земной коры имеет выпуклые верхние границы гранитного и базальтового слоев и прогнутую поверхность Мохоровичича. И. С. Огаринов палеозойские вулканогенные образования включил в гранитный слой. По данным Н. А. Беляевского (1974) со ссылкой на сейсмические исследования Н. А. Хрычева, мощность гранитного слоя в Магнитогорском мегасинклинории 10—12 км, базальтового 34—38 км. Магнитогорский мегасинклинорий также ограничен наклонными на восток глубинными разломами, достигающими поверхности Мохоровичича.

Структурные зоны, расположенные восточнее Магнитогорского мегасинклинория, не имеют такой четкой дифференциации физических полей, как описанные, поэтому охарактеризуем их вместе. В пределах рассматриваемой территории А. А. Борисов (1968) выделяет еще два пояса дробления, плавления и частичной базификации, фиксируемые менее интенсивными аномалиями силы тяжести, чем Магнитогорская зона. Эти пояса можно сопоставлять с Восточно-Уральским и Тюменско-Кустанайским прогибами. Между прогибами расположены полосы пониженных значений силы тяжести, соответствующие зонам крупных гранитных интрузий Восточно-Уральского и Зауральского поднятий. В восточных зонах мощности гранитного и базальтового слоев примерно равны, а глубина залегания границы Мохоровичича 37—40 км. Значительная мощность земной коры, близкая к таковой для Магнитогорского мегасинклинория, свидетельствует о проявлении здесь геосинклинальных процессов, а большая мощность гранитного слоя — о наличии гранитных интрузий.

На профиле ГСЗ Темиртау — Куйбышев к востоку от Магнитогорского мегасинклинория установлено две зоны глубинных разломов. Одна из них примерно соответствует Восточно-Уральскому прогибу, а вторая, более резко выраженная, расположена несколько восточнее рассматриваемой территории и, очевидно, фиксирует восточную границу Уральской складчатой области.

По характеру тектоно-магматического развития эвгеосинклинальной области ордовикско-среднедевонский структурный ярус сформировался в раннегеосинклинальную, позднедевонско-раннекаменноугольный — в позднегеосинклинальную, а позднепалеозойский — в орогенную стадию развития палеозойской геосинклинали (см. табл. 1).

Для раннегеосинклинальной стадии характерно накопление мощных толщ вулканитов. В основании разреза вулканогенных пород залегают силурийские эффузивы основного состава, накопление которых происходило в подводных условиях. Вверх по разрезу в составе вулканитов увеличивается роль лав и туфов среднего и кислого составов (см. табл. 2). Последние формировались в подводных и в наземных (островных) условиях. В позднегеосинклинальную стадию, в связи с дифференцированными тектоническими движениями вертикального и горизонтального направлений, возник ряд интрагеосинклинальных поднятий и прогибов. В эту стадию, наряду с локальным накоплением вулканитов, происходило формирование осадочных толщ терригенного и карбонатного составов. Последние выполаняли прогибы и отлагались на дне внутренних морей. В позднегеосинклинальную стадию происходило общее воздымание территории, сопровождаемое интенсивными дислока-

циями складчатого и разрывного характера. Проявления магматизма орогенной стадии выражались в основном в формировании крупных гранитных массивов.

В результате миграции сходных тектоно-магматических процессов границы между отдельными стадиями развития и структурными ярусами скользящие. Они могут отклоняться от указанных в табл. 1 возрастных границ, определенных в основном по материалам о Магнитогорском мегасинклинории.

В последние годы получены новые данные, свидетельствующие о большой роли горизонтальных движений в формировании Уральского складчатого пояса (Камалетдинов, 1974; Иванов, Нечеухин, 1974). Эти данные требуют глубокого геолого-исторического анализа на примерах комплексного изучения конкретных геологических разрезов и районов. Дальнейшие исследования, несомненно, внесут коррективы в изложенные представления о геологическом строении и истории развития Урала.

**РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ
КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Региональные закономерности размещения колчеданных рудных районов, рудных полей и месторождений определяются геологическими факторами общеуральского или южноуральского масштабов. Они не зависят от особенностей геологического строения того или иного района, а являются сквозными для всего региона. Например, приуроченность месторождений к определенной геологической формации может сохраняться в пределах всего Южного Урала, а в отдельных его районах, ввиду местных особенностей фаций и структур, месторождения приобретают свои особенности состава руд, морфологии и размеров рудных тел или могут не проявляться вообще. Ниже рассмотрены связь колчеданных месторождений с вулканогенными формациями и крупными геологическими структурами, приуроченность их к определенным стратиграфическим подразделениям и фациям метаморфизма.

СВЯЗЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ВУЛКАНОГЕННЫМИ ПОРОДАМИ

Колчеданные месторождения распространены на площади, охватывающей почти всю эвгеосинклинальную область Южного Урала (см. рис. 1). Они находятся в районах, сложенных горными породами разного состава и возраста, в различной геолого-структурной обстановке. Однако несмотря на это разнообразие все колчеданные залежи размещаются среди вулканогенных пород. Повсеместная приуроченность месторождений к вулканогенным образованиям является четко выраженной региональной закономерностью, что дает основание рассмотреть эту закономерность в первую очередь. Кроме того, автор считает, что вулканические процессы — грандиозные, наиболее динамичные и до сих пор загадочные явления природы — имеют громадное общегеологическое и металлогеническое значение.

Фактический материал, используемый в этом разделе, получен автором в основном в процессе изучения вулканизма Магнитогорского мегасинклинория — наиболее крупной рудоносной структуры Южного Урала. Исследования выполнены совместно с П. В. Аржавитиным и М. В. Аржавитиной. Кроме того, нами учтены материалы других геологов.

В основу расчленения вулканических пород положено деление их на формации. Под вулканогенной формацией понимается естественное сообщество эффузивных, пирокластических и субвулканических пород, возникающее на определенном этапе развития региональных геологических структур, обладающее общностью происхождения и главнейших петрохимических особенностей (Кузнецов, 1964). В процессе геологического картирования Магнитогорского мегасинклинория вулканогенные образования, обособляющиеся в геологическом разрезе и по площади, т. е. возникающие на определенном этапе развития региональных геологических структур и характеризующиеся общими петрографическими и петрохимическими особенностями, выделяются в свиты. Таким образом, вулканогенные свиты Южного Урала близки понятию вулканогенная формация. Близки, но не соответствуют им в точности. Допуская определенное упрощение, неизбежное при рассмотрении больших площадей, в качестве основных объектов петрологического изучения приняты вулканогенные свиты. Одновозрастные образования близкого состава, например сакмарская и поляковская свиты, рассматривались

совместно. Если в свите присутствуют вулканические и осадочные породы, объектами детальных исследований являлись первые. Описание вулканогенных свит приведено снизу вверх по геологическому разрезу (см. табл. 2).

Сакмарская и поляковская свиты распространены в основном вдоль западного борта Магнитогорского мегасинклинория в пределах Вознесенско-Сакмарского синклинория (см. рисунок 1, 36, 52). Мощность их 800—1300 м. Свиты представлены спилитами и миндалекаменными базальтовыми афиритами. В подчиненном количестве в них присутствуют редкопорфировые разности основных эффузивов с вкрапленниками плагиоклаза, а иногда пироксена. Породы образуют протяжные лавовые потоки, нередко шарового строения. Изредка в них встречаются прослойки туфов. Характерная особенность рассматриваемых свит — присутствие среди эффузивов прослоев кремнистых сланцев.

Для этих пород обычны текстуры и микроструктуры спилитов, базальтовых афиритов и порфиритов. Плагиоклаз в них представлен альбитом и альбит-олигоклазом. Пироксен присутствует иногда в основной массе и относится к диопсиду. Химический состав основных эффузивов сакмарской и поляковской свит приведен в табл. 3 и на рис. 2. По петрографическим и петрохимическим особенностям, присутствию шаровых лав и спилитовых микроструктур, нормальному содержанию глинозема и магнезии, пониженному содержанию кальция и резкому превышению натрия над калием вулканыты сакмарской и поляковской свит соответствуют спилит-диабазовой формации (Кузнецов, 1964). Залеганием рассматриваемых свит в основании эвгеосинклинального разреза Магнитогорского мегасинклинория подтверждается принадлежность их к этой формации. По низкому содержанию кремнезема (50, 33%) и повышенному титана (1,32%), суммы окиси и закиси железа (11,19%, см. табл. 3, ан. 1) вулканыты сакмарской и поляковской свит приближаются к океаническим базальтам (табл. 3, ан. 15).

Баймак-бурибаевская свита выделена в западном крыле Магнитогорского мегасинклинория в Бурибайском и Баймакском рудных районах (см. рис. 1, 36, 57). В основании свиты лежит толща основных эффузивов, представленная спилитами, базальтовыми порфиритами. Она распространена повсеместно в двух указанных районах. Мощность

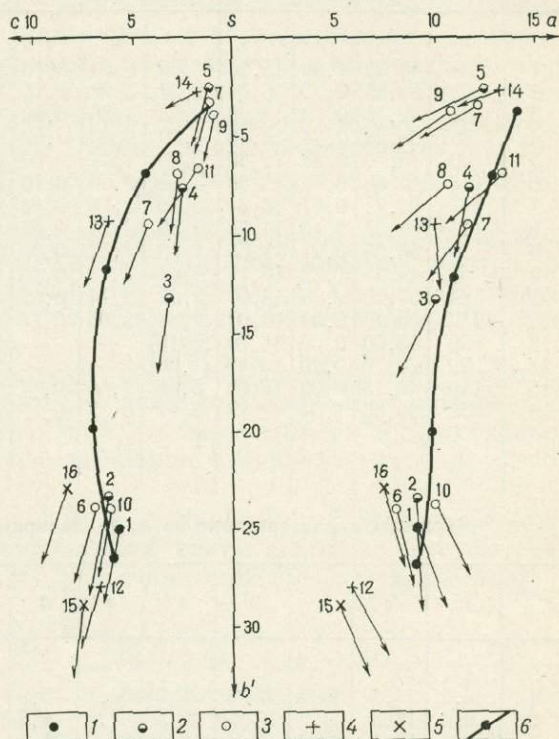


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма химических составов спилит-диабазовой и спилит-кератофировой формаций. По А. Н. Заварицкому (1950) с дополнением по Д. С. Штейнбергу (1964). (Номера точек соответствуют номерам проб табл. 3).

1 — силурийская спилит-диабазовая формация; 2 — силурийская спилит-кератофировая формация; 3 — девонская спилит-кератофировая формация; 4 — составы пород по С. Р. Ноккольдсу (Nockolds, 1954); 5 — составы пород по В. А. Кутолину (1972); 6 — вариационная кривая средних типов пород по Р. Дэли



**Химический состав и числовые характеристики
спилит-диабазовой и спилит-кератофировой формаций
Магнитогорского мегасинклиория**

Номер п. п.	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.
1	29	50,33	1,32	15,03	4,65	6,54	0,16	6,21	7,42	3,64	0,67	0,11	4,02
2	72	51,65	0,55	15,74	2,27	6,77	0,15	8,03	5,49	3,59	0,57	0,08	4,85
3	43	62,14	0,43	14,96	2,28	4,36	0,10	4,39	2,56	4,20	0,73	0,09	3,74
4	58	68,53	0,34	13,46	1,30	3,00	0,09	2,07	2,07	5,12	0,60	0,08	2,35
5	20	75,70	0,21	12,30	0,79	1,44	0,03	0,41	1,02	5,30	0,96	0,05	0,70
6	118	50,00	0,72	15,80	3,80	7,60	0,16	5,90	7,30	3,10	0,90	0,07	4,30
7	7	61,71	0,57	16,54	3,30	3,16	0,08	2,18	3,47	4,31	1,36	0,12	2,74
8	14	67,65	0,46	14,78	2,30	2,58	0,07	1,81	2,21	4,30	1,02	0,12	2,07
9	9	76,35	0,21	11,55	1,33	1,82	0,05	0,70	0,93	4,34	1,19	0,06	0,84
10	53	49,67	1,23	16,19	4,61	7,18	0,16	5,53	7,02	3,83	0,89	0,13	3,22
11	24	67,76	0,39	15,07	2,02	2,74	0,07	1,61	1,52	4,58	2,52	—	1,46
12	137	50,83	2,03	14,07	2,88	9,06	0,18	6,34	10,42	2,23	0,82	—	—
13	50	63,60	0,60	16,70	(5,10)	—	—	2,10	5,50	4,00	1,40	0,17	—
14	22	73,70	0,20	13,40	(1,90)	—	—	0,70	1,10	3,00	5,40	0,07	—
15	110	49,15	2,09	15,09	3,35	7,56	0,17	7,75	10,61	2,23	0,30	0,23	—
16	355	50,86	1,04	17,73	3,92	6,33	0,17	5,37	9,81	2,69	1,00	0,19	—

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому и Д. С. Штейнбергу

Номер п. п.	a	c	a	b	b'	s	Q	a'	f'	m'	c'	n	f
1	9,2	5,7	38,3	25,0	25,0	60,1	-3,9	—	42	43	14	90	49
2	9,0	6,3	41,2	23,5	23,5	61,2	-1,8	—	37	61	2	91	39
3	10,1	3,1	23,4	16,9	13,4	69,9	16,5	21	36	43	—	97	45
4	11,9	2,5	17,3	8,2	7,5	77,4	28,5	9	48	43	—	93	53
5	12,4	1,1	8,1	3,8	2,6	82,7	39,5	36	48	17	—	89	73
6	8,6	6,8	44,2	24,2	24,2	60,4	-3,2	—	46	43	10	83	51
7	11,6	4,3	27,0	11,9	9,5	72,2	16,9	20	52	29	—	93	63
8	10,7	2,6	19,5	10,8	7,3	75,9	27,9	32	40	28	—	86	59
9	10,7	1,1	9,3	5,5	3,8	81,7	36,4	31	49	20	—	84	72
10	10,1	6,2	38,0	23,8	23,8	59,9	-6,6	—	44	38	18	86	53
11	13,4	1,8	11,8	9,5	6,8	75,3	22,0	28	46	28	—	72	62
12	6,0	6,5	52,0	28,1	28,1	59,4	0,3	—	40	38	22	81	51
13	10,0	5,8	36,0	9,5	9,5	74,7	23,6	—	52	38	1	81	58
14	13,8	1,3	8,0	3,2	2,1	81,6	34,3	33	53	14	—	45	62
15	5,3	7,4	—	29,0	—	—	2,0	—	35	45	19	92	—
16	7,6	8,5	—	23,0	—	—	-2,1	—	43	40	16	81	—

Примечание. 1 — спилит-диабазовая формация силура, сакмарская и поляковская свиты; 2—5 — спилит-кератофировая формация силура, баймак-бурибаевская свита; 2 — базальтовые и андезит-базальтовые афириты и порфириты, 3 — андезитовые порфириты, 4 — дацитовые порфириты, 5 — липаритовые порфиры; 6—9 — спилит-кератофировая формация девона, карамалыташская свита; 6 — спилиты, базальтовые афириты и порфириты, 7 — андезитовые порфириты, 8 — дацитовые порфириты, 9 — липаритовые порфиры; 10—11 — спилит-кератофировая формация, карамалыташская свита в Ащebutакском, Джусинском и Домбаровском рудных районах; 10 — основные породы, 11 — дацитовые порфириты; 12—14 — средние составы пород по С. Ноккольдсу (Nackolds, 1954); 12 — нормальный толеитовый базальт, 13 — дациты и дацитовые обсидианы (известкоистые дациты), 14 — известково-щелочные риолиты и риолитовые обсидианы; 15 — базальты океанической оливин-базальтовой формации (Кутюлин, 1972); 16 — базальт андезитовых формаций островных дуг (Кутюлин, 1972).

Здесь и далее в скобках приведено суммарное содержание железа в пересчете на закись.

ее в южной части Бурибайского района превышает 900 м. Вверх по геологическому разрезу основные эффузивы обычно сменяются вулканитами андезитового и андезит-дацитового составов. Одновременно сокращается площадь их развития. Для вулканитов андезит-дацитового состава характерны порфировые структуры. В верхней части разреза баймак-бурибаевской свиты на ограниченных площадях развиты дацитовые порфириды, липарит-дацитовые порфиры и их пирокластические аналоги. Эти породы широко распространены в Баймакском рудном районе. Нередко они слагают изометричные в плане вулканические постройки, пронизанные субвулканическими и экструзивными телами кислого состава. В некоторых геологических разрезах установлено чередование кислых и основных эффузивов и появление последних в верхней части разреза (см. табл. 7). Однако общая тенденция увеличения доли кислых вулканитов снизу вверх по геологическому разрезу сохраняется.

В центральной части Таналыкской мегантиклинали с кислыми вулканитами ассоциируют гипабиссальные интрузии плагиогранитов и кварцевых диоритов, что позволило П. Ф. Сопко и др. (Колчеданные месторождения..., 1973) выделить здесь Баймакский интрузивно-эффузивный комплекс.

Эволюцию вулканизма баймак-бурибаевской свиты во времени можно выразить следующим образом: от широких площадных проявлений к локальным, от подводных излияний — к наземным, от пород основного состава — к кислым, от лавовых фаций — к пирокластическим и субвулканическим.

М. Ш. Биков, А. А. Захаров и Б. М. Садрисламов коррелируют нижнюю часть разреза баймак-бурибаевской свиты с верхней частью сакмарской свиты, а общий возраст свиты ими определяется как венлок — ранний девон.

По приближенным расчетам П. В. Аржавитина и М. В. Аржавитиной (1972) баймак-бурибаевская свита на 45—50% состоит из пород базальтового, на 20—25% — андезит-базальтового, на 10—15% — андезитового, на 15% — дацитового и на 5% — липаритового составов.

Текстуры основных эффузивов нижних частей разреза свиты массивная и миндалекаменная, структуры — спилитовая, интерсертальная и гиалопилитовая.

Структура андезитовых и дацитовых порфиритов обычно порфировая, текстура иногда миндалекаменная. По составу фенокристаллов среди них выделяются плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые и реже пироксен-плагиоклазовые разности. Порфировые выделения составляют обычно не более 15% объема породы. Для основной массы породы характерны гиалопилитовая, микролитовая, пилотакситовая структуры.

Липарит-дацитовые и липаритовые порфиры отличаются от дацитовых порфиритов более высоким содержанием кварца во вкрапленниках и в основной массе, а также отсутствием роговой обманки. Структура основной массы этих пород микрозернистая, аллотриоморфная и сферолитовая.

Субвулканические породы кислого состава отличаются от лав и туфов более полной раскристаллизацией основной массы и широким развитием гранофировой, гранофирово-зернистой и призматически-зернистой структур. Некоторые фенокристаллы кварца в субвулканических породах имеют изометричную, как бы оплавленную форму и окружены кварц-плагиоклазовыми каемками. Нередко в них наблюдаются фенокристаллы двух генераций, отличающиеся друг от друга размерами. Характерная особенность субвулканических дацитовых порфиритов — присутствие в них шлировидных включений пород с диабазовой струк-

турой основной массы. Величина этих включений изменяется от нескольких миллиметров до 5—6 см.

Химический состав вулканитов баймак-бурибаевской свиты приведен в табл. 3 (анализы 2, 3, 4, 5) и на рис. 2. Основные эффузивы свиты (анализ 2) отличаются от среднего состава толеитовых базальтов (анализ 12) меньшим содержанием титана, железа и кальция, но более высокими содержаниями кремнезема, магния и щелочей. По содержанию щелочей они близки к базальтам островных дуг (анализ 16). В кислых вулканитах свиты (анализы 4, 5) по сравнению со среднемировыми значениями (анализы 13, 14) содержится больше кремнезема и натрия, но значительно меньше кальция и калия. Как в основных, так и в кислых породах натрия резко преобладает над калием.

Все петрографические и фациальные разности свиты обнаруживают тесную пространственную связь, что свидетельствует о формировании свиты на протяжении единого тектоно-магматического этапа. Общность очагов, непрерывность формирования и указанное петрохимическое сходство позволяют рассматривать баймак-бурибаевскую свиту в качестве единой вулканогенной формации. Приуроченность свиты к нижней части эвгеосинклинального разреза Южного Урала, тесная ассоциация основных и кислых вулканитов, низкие содержания кальция и высокое значение отношения натрия к калию дают возможность отнести баймак-бурибаевскую свиту к спилит-кератофировой формации (Кузнецов, 1964; Иванов, Логинов, 1965). Это название не отражает в полной мере ее содержание, так как в последние годы установлено большое разнообразие пород спилит-кератофирового ряда (Фролова, 1968; Колчеданные месторождения..., 1973) и доказан первично натровый их состав (Иванов, 1969). Установлены также различные степень и характер дифференциации вулканитов спилит-кератофирового ряда (Д. С. Штейнберг, 1969, 1970; Базальтоидные формации..., 1973). Выделяются две различные ветви базальтоидных вулканитов — контрастно дифференцированные и непрерывно дифференцированные. Их можно рассматривать как субформации единой спилит-кератофировой формации (Прокин, 1972) или как самостоятельные формации (Базальтоидные формации..., 1973).

Учитывая отсутствие резких границ между контрастным и непрерывным комплексами пород, общность питающих магматических очагов и формирование их на протяжении единого тектоно-магматического этапа, автор отдает предпочтение первому варианту классификации, т. е. считает эти комплексы субформациями единой спилит-кератофировой формации. Следовательно, вулканогенные породы баймак-бурибаевской свиты, развитые в западной части Бурибайского района, относятся к контрастной липарит-базальтовой субформации. Породы свиты, распространенные в восточной части Бурибайского района и в Баймакском районе, следует отнести к непрерывной липарит-дацит-андезит-базальтовой субформации.

Среди вулканогенных толщ баймак-бурибаевской свиты залегают многочисленные колчеданные месторождения Баймакского и Бурибайского рудных районов (см. рис. 11).

К *ирендыкской* свите относятся пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые порфириды и их туфы. В западном крыле Магнитогорского мегасинклинория непрерывная полоса ирендыкских вулканитов простирается вдоль одноименного антиклинория, слагая ядро последнего. Аналогичная, но прерывистая зона пород ирендыкской свиты закартирована в восточном крыле мегасинклинория, где она приурочена к Ахуново-Кацбахскому и Теренсайскому антиклинориям (см. рис. 1). Вулканиты свиты образуют наиболее мощные (3500 м и более) накопления в разрезах эвгеосинклинальной области Южного Урала. В общем объеме свиты пирокластические разности составляют около 60%.

Как показали детальные геологосъемочные и буровые работы, в краевых частях зон распространения ирендыкских вулканитов в нижней части разреза наблюдается переслаивание их с породами баймак-бурбаевской свиты (Маслов, 1969), а в верхней части — с вулканитами карамалыташской свиты. Следовательно, формирование порфиритов и туфов ирендыкской свиты шло параллельно со спилит-кератофировым вулканизмом, но в специфических тектонических условиях.

Лавы и туфы ирендыкской свиты имеют базальтовый, андезит-базальтовый и реже андезитовый состав. Вулканогенные породы местами сопровождаются туфитами, туфопесчаниками и рифогенными известняками. В большинстве изученных разрезов нижняя часть ирендыкской свиты представлена осадочно-туфогенными образованиями, а верхняя — лавами и грубообломочными туфами.

В составе ирендыкской свиты наблюдаются подводные и наземные фации. Последние установлены в верхней части разреза свиты в Сибайском рудном районе. Для наземных фаций характерны краснокаменные изменения. Среди пирокластических пород отмечены шлаковые и пизолитовые туфы и лахаровые отложения (Коротеев, 1969).

Текстура пироксен-плагиоклазовых порфиритов миндалекаменная, структура гломеропорфирная, микроструктура основной массы интерсертальная, пилотакситовая и гиалопилитовая. Вкрапленники составляют 25—35% объема породы. Пироксен принадлежит к ряду диопсид — авгит. Состав плагиоклаза вкрапленников колеблется от альбита до андезина № 45.

Химический состав пород ирендыкской свиты отличается стабильностью на площади всего Магнитогорского мегасинклинория. Базальтовые порфириты ирендыкской свиты по химическому составу близки к базальтам андезитовых формаций по В. А. Кутолину (табл. 4). От основных эффузивов спилит-кератофировой формации они отличаются более высоким содержанием кальция и повышенным значением отношения калия к натрию. На петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого фигуративные точки пород ирендыкской свиты располагаются вблизи кривой Лассен-Пик (рис. 3).

Приуроченность ирендыкской свиты к антиклинальным структурам древнего (досреднедевонского) заложения, петрографический и петрохимический составы пород позволяют сопоставлять ее с андезитовыми

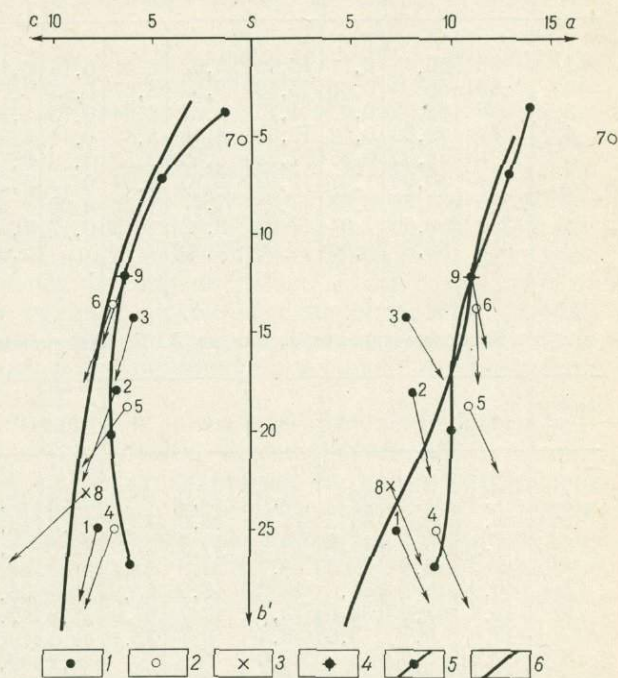


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма средних химических составов андезит-базальтовых формаций. По А. Н. Заварицкому (1950) с дополнением по Д. С. Штейнбергу (1964). (Номера точек соответствуют номерам проб табл. 4.)

1 — раннедевонская формация; 2 — позднедевонская (франская) формация; 3 — базальт андезит-базальтовых формаций по В. А. Кутолину (1972); 4 — средний состав андезитов по Р. Дэли (1945); 5 — вариационная кривая средних типов пород по Р. Дэли; 6 — кривая андезитовой формации Лассен-Пик по А. Н. Заварицкому (1950)

**Химический состав вулканогенных пород
андезит-базальтовой формации
Магнитогорского мегасинклинария**

Номер п. п.	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.
1	93	50,45	0,71	15,99	3,02	6,61	0,15	6,11	9,59	2,73	0,74	0,13	3,63
2	24	56,59	0,61	15,50	2,63	5,67	0,13	4,72	6,75	2,74	1,16	0,12	3,1
3	6	62,05	0,37	14,75	2,67	3,84	0,13	2,9	7,48	3,04	0,72	0,15	1,78
4	43	49,66	0,78	16,41	4,15	5,51	0,14	6,37	8,88	3,25	1,15	0,19	3,83
5	4	53,02	0,35	17,22	5,88	3,51	0,18	3,71	7,43	3,23	2,27	—	3,09
6	4	56,04	1,01	17,92	2,93	4,94	0,13	3,27	5,59	3,92	1,44	—	2,41
7	6	65,85	0,36	17,28	2,27	1,71	0,05	1,01	0,63	4,64	5,57	0,05	1,56
8	355	50,86	1,04	17,73	3,92	6,33	0,17	5,37	9,81	2,69	1,00	0,19	—
9	87	59,6	0,80	17,30	(6,30)	—	—	2,80	5,80	3,60	2,00	0,26	—

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому и Д. С. Штейнбергу

Номер п. п.	a	c	a	b	b ₁	s	f'	m'	c'	n	t	Q	f
1	7,4	7,5	50,3	24,9	24,9	60,2	37,8	43,3	18,9	84,6	1,07	-1,9	46
2	8,1	6,7	45,2	18,0	18,0	67,2	44,3	45,9	9,8	78,8	0,9	11,5	49
3	7,8	6,1	43,9	14,2	14,2	71,9	42,8	34,9	22,3	87,5	0,5	22,1	55
4	9,2	6,8	42,5	24,9	24,9	59,1	37,3	44,9	17,8	80,7	1,2	-7,0	46
5	10,9	6,3	36,6	18,8	18,8	63,9	48,9	35,1	16,0	68,0	0,5	-0,2	58
6	11,4	7,0	38,0	13,7	13,7	67,9	55,8	42,6	1,6	80,4	1,4	6,0	57
7	17,8	0,7	3,8	8,4	5,1	73,1	41,0	19,6	—	55,9	0,5	9,9	68
8	7,6	8,5	—	23,0	—	—	43,2	40,1	16,4	81,0	1,5	-2,1	—
9	11,1	6,2	36,6	12,0	12,0	70,5	52,0	41,0	7,0	75,0	—	-12,4	—

Примечание: 1—3 — раннедевонская ирендыкская свита: 1 — базальтовые порфиристы, 2 — андезит-базальтовые порфиристы, 3 — андезитовые порфиристы; 4—7 — франская (колтубанская) свита: 4 — базальтовые порфиристы, 5 — андезит-базальтовые порфиристы, 6 — андезитовые порфиристы, 7 — трахитовые порфиры; 8 — базальты андезитовых формаций по В. А. Кутюлину (1972); 9 — средний состав андезитов по Р. Дэйли (1936).

формациями по Ю. А. Кузнецову (1964), распространенными в Каскадных горах Америки, на Камчатке и Курильских островах. Учитывая ограниченное распространение андезитов в ирендыкской свите, автор относит ее, вслед за Д. С. Штейнбергом и И. Д. Соболевым (1968), В. А. Кутюлиным (1972) и Г. Ф. Червяковским (1972), к известково-щелочной андезит-базальтовой формации.

Преобладание среди ирендыкских пород пирокластического материала, проявление краснокаменных изменений и локальное чередование вулканитов с вулканогенно-осадочными породами указывают на мелко-водные и островные условия их формирования.

Среди ирендыкских и лежащих выше среднедевонских пироксен-плаггиоклазовых порфиритов и туфов колчеданные месторождения не обнаружены. Исключением являются самые нижние горизонты ирендыкской свиты, куда проникают поздние кислые субвулканические фации подстилающей баймак-бурибаевской спилит-кератофировой формации. В контакте с кислыми субвулканическими телами среди туфов пироксен-плаггиоклазовых порфиритов в Баймакском районе известны колчеданные залежи.

Карамалыташская свита сложена вулканитами основного, среднего и кислого составов. На геологических картах Учалинского и Верхнеуральского рудных районов эффузивы этой свиты, залегающие под среднедевонскими туффитами и пироксеновыми порфиритами, иногда относятся к улутауской свите. Однако общность стратиграфического положения, петрографического и петрохимического составов вулканитов этих свит свидетельствует о едином литолого-стратиграфическом комплексе, который по аналогии с южными районами следует называть карамалыташской свитой.

Вулканиты карамалыташской свиты распространены в западном и восточном крыльях Магнитогорского мегасинклинория в пределах Кизило-Уртазымского и Западно-Мугоджарского синклинориев, Ахуново-Кацбахского, Ащebutакского и Теренсайского антиклинориев (см. рис. 1). В антиклинориях и синклинориях карамалыташские вулканиты слагают антиклинальные и горст-антиклинальные структуры вулканотектонического происхождения, окруженные более молодыми, преимущественно туфогенно-осадочными и осадочными породами. Для этих структур характерно локальное накопление мощных толщ, достигающих 3000 м и образующих крупные вулканические постройки. Между вулканическими постройками мощность рассматриваемых вулканитов резко сокращается, а местами они выклиниваются (к югу от Сибайской горст-антиклинали, см. рис. 18).

В нижней части карамалыташской свиты залегают эффузивы основного состава, представленные спилитами, базальтовыми афиритами и порфиритами. В некоторых разрезах, например в карамалыташской брахиантиклинали, расположенной в 5 км к западу от г. Сибая, среди основных эффузивов присутствуют многочисленные маломощные прослои яшмовидных кремнистых сланцев. Выше по разрезу состав пород сменяется на андезит-базальтовый, увеличивается роль лавокластов, вулканических брекчий и туфов. Мощность основных эффузивов в низах карамалыташской свиты 600—1800 м.

На фоне широко распространенных вулканитов основного состава в карамалыташской свите местами проявлен более кислый вулканизм в лавовых, туфовых и субвулканических фациях. Состав и строение более кислых пород не одинаковы в различных районах и вулканических постройках. На некоторых участках (Учалинское и Сибайское рудные поля) кислые породы представлены дацитовыми порфиритами, липарит-дацитовыми и липаритовыми порфирами, что позволяет выделять здесь контрастно дифференцированные комплексы. На других площадях, как, например, на Узельгинском рудном поле и в Верхнеуральском рудном районе, в составе карамалыташской (на некоторых геологических картах — улутауской) свиты распространены андезитовые и дацитовые порфириты, которые на отдельных участках сменяются в верхней части разреза липарит-дацитовыми и липаритовыми порфирами. Следовательно, эти вулканиты можно отнести к непрерывно дифференцированным комплексам. Наконец, на отдельных участках, например на Гайском рудном поле, наряду с основными и кислыми вулканитами, присутствуют андезит-дацитовые лавы и субвулканические тела, но породы андезитового состава не проявились (Требухин, 1970; Бородаевская и др., 1973). Поэтому вулканогенный комплекс Гайского рудного поля по степени дифференциации следует рассматривать как промежуточный между контрастными и непрерывными рядами.

Для вулканитов кислого состава карамалыташской свиты характерна резкая изменчивость фациального состава по горизонтали и вертикали. Лавы сменяются туфами, эксплозивными брекчиями, эструзивными и субвулканическими телами.

Петрографический состав карамалыташских эффузивов аналогичен таковому для соответствующих пород баймак-бурибаевской свиты.

Химический состав основных и кислых вулканитов карамалыташской свиты приведен в табл. 3 (анализы 6—9) и показан на рис. 2. Для них характерны пониженные содержания кальция и высокое значение отношения натрия к калию. Карамалыташские породы основного состава (анализ 6) отличаются от сакмарских более низким содержанием титана, а от баймак-бурибаевских — повышенным содержанием железа и кальция и пониженным магния. По содержанию кремнезема, железа и магния они близки к базальтам островных дуг (анализ 16). Кислые породы пересыщены кремнеземом и содержат избыточную окись алюминия, содержание которой сильно возрастает в липаритовых порфирах.

В целом карамалыташская свита характеризуется геологическими, петрографическими и петрохимическими особенностями спилит-кератофировой формации (Кузнецов, 1964; Иванов, Логинов, 1965).

В юго-восточной части Магнитогорского мегасинклинория в Ащebutакском, Теренсайском и Домбаровском рудных районах породы карамалыташской свиты отличаются повышенным содержанием титана, а кислые — калия (табл. 3, анализы 10 и 11).

Общие черты эволюции во времени среднедевонской карамалыташской спилит-кератофировой формации аналогичны таковым для одноименной силур-раннедевонской баймак-бурибаевской формации. Ассоциация продуктов заключительных извержений с известняками (Узельгинское рудное поле), присутствие в них мелководных водорослей и игнимбритов (Грешнер и др., 1970) свидетельствуют о небольшой глубине водного бассейна и наличии островных условий на конечных этапах развития среднедевонского спилит-кератофирового вулканизма.

В породах среднедевонской спилит-кератофировой формации залегают многочисленные колчеданные месторождения.

К *улутауской* свите относятся слоистые толщи обломочных пород, широко распространенные в западном и восточном крыльях Магнитогорского мегасинклинория. Эти толщи представляют собой переслаивание слезов с различной крупностью обломков — от мелко- до крупнообломочных, местами с прослоями кремнистых и углисто-глинистых сланцев. Обломочный материал состоит в основном из вулканогенных пород.

Улутауские отложения слагают значительную часть Кизило-Уртазымского и Западно-Мугоджарского синклинориев, а также выполняют небольшие синклинали в Ирендыкском, Ахуново-Кацбахском, Ащebutакском и Теренсайском антиклинориях (см. рис. 1). Мощность улутауских отложений в Кизило-Уртазымском синклинории 1400—2300 м. В других структурах она составляет обычно 200—600 м.

Слоистые породы улутауской свиты обычно залегают на вулканогенных отложениях карамалыташской, ирендыкской и баймак-бурибаевской свит. Нередко между вулканитами и лежащими выше слоистыми породами залегают горизонт красных, реже светло-желтых бугулыгирских яшм мощностью до 200 м. В геологических разрезах западного крыла Магнитогорского мегасинклинория в направлении с востока на запад наблюдается налегание улутауской свиты на все более древние отложения. Улутауские толщи покрываются осадочными терригенными породами с конгломератами в основании или пироксен-плагиоклазовыми порфиритами. Среди перекрывающих осадочных пород встречаются линзы франских известняков.

Повсеместная слоистость улутауских отложений, угловатость или слабая окатанность слагающих их обломков и присутствие в последних вулканогенных пород различного состава позволяют рассматривать эту свиту как вулканомиктовые образования. Накопление обломочного материала происходило в мелководной среде вблизи действующих и разрушающихся вулканических сооружений. В отложениях улу-

тауской свиты присутствуют обломки карамалыташской, ирендкской, баймак-бурибаевской, сакмарской и поляковской свит.

В северной части Магнитогорского мегасинклинория стратиграфически выше карамалыташской и улутауской свит залегают относимые к колтубанской свите пироксен-плагиоклазовые порфириды и туфы. Мощность ее изменяется от первых сотен метров до 1000—1200 м. Колтубанские порфириды перекрываются осадочными, преимущественно терригенными отложениями с франской фауной. Среди франских вулканитов преобладают пирокластические породы, составляющие 60—65% объема.

В самом веру колтубанской свиты местами встречены туфы и лавы трахитовых и трахидацитовых порфиров. Трахитовые породы содержат фенокристаллы плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, реже роговой обманки и биотита. Химический состав их характеризуется высокой щелочностью ($a=17,8$) и преобладанием калия над натрием (см. табл. 4, анализ 7). В целом химические составы пород ирендкской и колтубанской свит близки (см. табл. 4, рис. 3), поэтому вулканиты последней также относятся к андезит-базальтовой формации.

Среди пироксен-плагиоклазовых порфиритов и туфов колтубанской андезит-базальтовой формации колчеданные месторождения не обнаружены.

В составе березовской и частично кизильской свит, распространенных в центральной части Магнитогорского мегасинклинория, установлены толщи раннекаменноугольных вулканогенных пород. Широкая их полоса прослеживается вдоль р. Урал к югу от г. Магнитогорска.

В основании вулканогенных отложений березовской свиты залегают базальтовые и андезит-базальтовые порфириды. Вверх по разрезу они сменяются андезитовыми и трахиандезитовыми порфиридами. Последние перекрываются трахитовыми и трахилипаритовыми порфирами. Все перечисленные разности пород сопровождаются туфами и субвулкани-

Таблица 5

Химический состав вулканогенных пород
трахилипарит-базальтовой формации
Магнитогорского мегасинклинория

Номер п. п.	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.
1	58	49,57	1,77	16,26	5,22	5,65	0,14	5,56	7,69	3,82	0,95	0,2	2,72
2	41	57,92	1,05	16,95	3,42	3,63	0,09	3,05	4,65	4,89	2,35	0,13	1,34
3	55	73,09	0,29	13,38	1,31	1,51	0,04	0,37	0,75	4,50	3,70	0,08	0,72
4	198	49,10	1,40	15,70	—	(11,50)	—	6,20	9,00	3,10	1,50	0,45	—

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому и Д. С. Штейнбергу

Номер п.п.	a	c	α	b	b'	s	a'	f'	m'	c'	n	t	Q	f
1	10,2	6,1	37,4	23,7	23,7	60,0	—	43,9	41,2	14,9	85,4	2,8	6,5	52
2	14,4	4,4	23,4	13,1	13,1	68,1	—	49,5	39,3	10,6	76,3	1,3	3,0	55
3	14,8	0,9	5,7	3,8	3,1	80,5	17,5	64,9	17,6	—	65,2	0,3	30,5	79
4	9,2	6,1	39,8	26,8	26,8	57,9	—	41,0	40,0	19,0	76,0	—	—8,7	50

Примечание. 1—3 — раннекаменноугольная трахилипарит-базальтовая формация: 1 — базальтовые порфириды, 2 — андезитовые порфириды, 3 — липаритовые порфиры; 4 — средний состав базальтов по Р. Дэли (1936).

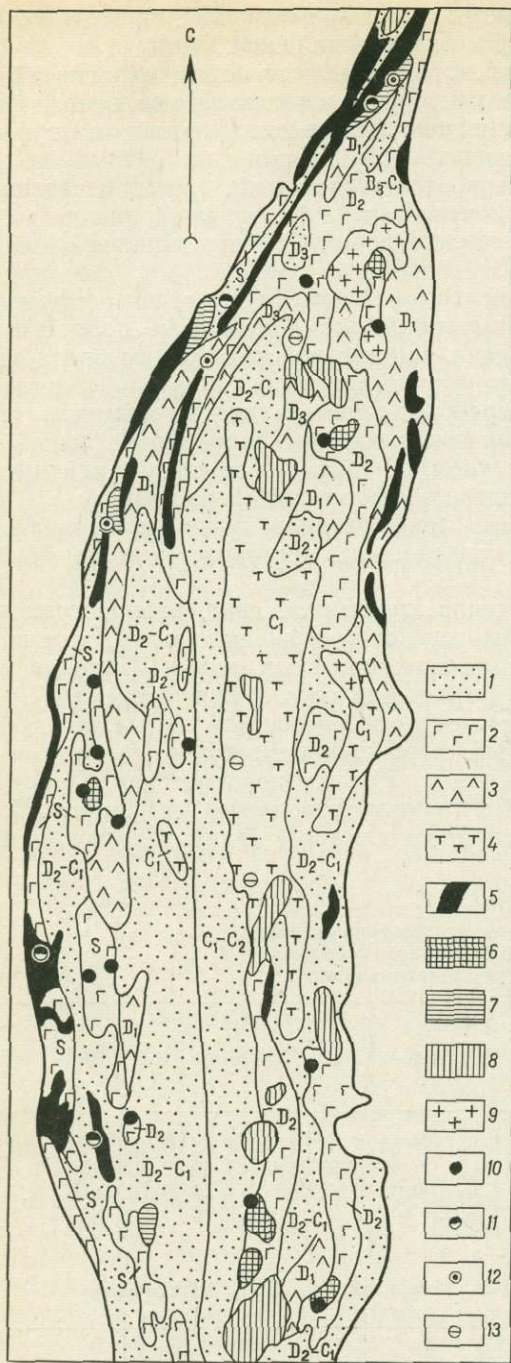


Рис. 4. Схематическая карта магматизма Магнитогорского мегасинклиория. Составили В. А. Прокин, П. В. Аржавитин, Н. Д. Салихов.

1 — туфоогенно-осадочные и осадочные породы; 2—4 — вулканогенные формации: 2 — спилит-кератофировая, 3 — андезит-базальтовая, 4 — трахилипарит-базальтовая; 5—8 — интрузивные формации: 5 — дунит-гардбургитовая, 6 — габбро-плагиигранитная, 7 — габбро-диоритовая, 8 — габбро-сеннит-гранитная; 9 — гранитная группа формаций; 10—13 — сульфидные месторождения и рудопроявления: 10 — колчеданные, 11 — медно-никель-кобальтовые, 12 — медно-порфировые; 13 — медно-цеолитовые

ческими телами. Наибольшая мощность вулканитов березовской свиты достигает 1700 м. В вышележащей кизильской свите мощность эффузивных пород не превышает 300 м.

По петрохимическим особенностям раннекаменноугольные основные породы близки к среднемировому составу базальтов по Р. Дэли (см. табл. 5). Березовские эффузивы характеризуются более низким содержанием кальция. От базальтовых пород спилит-кератофировых и андезит-базальтовых формаций они отличаются высоким содержанием титана, а от всех рассмотренных средних и кислых пород — повышенным содержанием щелочей и более высоким значением отношения калия к натрию. Учитывая наличие полного ряда дифференциатов (от липаритов до базальтов), входящих в состав раннекаменноугольных вулканитов, и их щелочной трахитоидный характер, автор вслед за Д. С. Штейнбергом (1970) и Г. Ф. Червяковским (1972), относит раннекаменноугольные вулканиты к калий-натровой трахилипарит-базальтовой формации (табл. 6, рис. 4). Широкое развитие краснокаменных изменений и существенно калиевый состав пород свидетельствуют о формировании раннекаменноугольной трахилипарит-базальтовой формации в континентальных условиях.

Колчеданные месторождения в породах трахилипарит-базальтовой формации не обнаружены.

Можно наметить следующие закономерности развития базальтоидного вулканизма в Магнитогорском мегасинклиории. В раннеэоцинклинальную стадию, т. е. в ордовике — среднем девоне, в западном и восточном крыльях рассматриваемой структуры последовательно возникали спилит-диабазовая, спилит-ке-

Вулканогенные формации Магнитогорского мегасинклинория

Формация	Субформация	Возраст	Свита	Колчеданные месторождения
Спилит-диабазовая		Раннесилурийский	Сакмарская, поляковская	Чингизовское (непромышленное)
Спилит-кератофировая, натровая, дифференцированная	Липарит-базальтовая	Позднесилурийско-раннедевонский	Баймак-бурибаевская (нижняя часть)	Бурибайское, Юбилейное
		Эйфельский	Карамалы-ташская	Учалинское, Александринское, Сибайское, Джусинское, Весеннее, Летнее, Осеннее, Приорское, им. 50 лет Октября
	Липарит-дацит-андезит-базальтовая	Позднесилурийско-раннедевонский	Баймак-бурибаев— (верхняя часть)	Маканское, Октябрьское, Бакртау, Таштау, Восточно-Семеновское, Балтау, Майское
		Эйфельско-живетский	Карамалы-ташская (верхняя часть)	Озерное, им. XIX партсъезда, Узельгинское, Молодежное, Гайское
Андезит-базальтовая известково-щелочная (порфировая)		Раннедевонский	Ирендыкская	
		Среднедевонский	Улутауская (горизонты среди туфогенно-осадочных пород)	
		Франский	Колтубанская	
Трахилипарит-базальтовая калий-натровая	Трахилипаритовая и трахибазальтовая	Раннекаменноугольный	Березовская, кизильская	

ратофиновая и андезит-базальтовая формации. В позднегеосинклинальную стадию, в позднем девоне — раннем карбоне, появились андезит-базальтовая с трахитоидным уклоном и трахилипарит-базальтовая формации. Наряду с указанной последовательностью имело место синхронное проявление спилит-кератофирового и андезит-базальтового вулканизма. По мере развития вулканизма в каждой конкретной зоне увеличивается относительное количество пирокластических образований и кислых вулканитов.

Эволюция химического состава вулканитов заключается в уменьшении содержания титана и увеличении калия. Все силуро-девонские вулканогенные формации Магнитогорского мегасинклинория бедны ти-

таном и обогащены кремнеземом по сравнению со среднемировыми составами соответствующих пород. Это указывает на генетическое родство родоначальных магматических расплавов, происходящих, по-видимому, из единой мантийной области питания, подстилающей геосинклинальное основание.

Все промышленные колчеданные залежи находятся среди вулканитов спилит-кератофировой формации. Месторождения залегают в толщах различного состава: в спилитах (Бурибайское), в андезит-базальтовых порфиритах (Учалинское), в андезитовых порфиритах (Маканское), в дацитовых порфиритах (Майское), в контактах с субвулканическими липарит-дацитовыми порфирами (Гайское).

Состав и последовательность отложения вулканогенных пород в других структурах аналогичны таковым для Магнитогорского мегасинклинория (см. главы III и IV). Следовательно, установленные закономерности развития вулканизма в Магнитогорском мегасинклинории распространяются на всю эвгеосинклинальную область Южного Урала.

ПОЛОЖЕНИЕ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ

Колчеданные месторождения установлены почти во всех крупных структурах эвгеосинклинальной области Южного Урала: в Магнитогорском мегасинклинории, Восточно-Уральском и Зауральском поднятиях, Восточно-Уральском прогибе. В пределах миевгеосинклинальной области они присутствуют в Сакмарском антиклинории, расположенном в южной части Зилаирского мегасинклинория (см. рис. 1). Однако предполагается, что рудовмещающие толщи находятся здесь в аллохтонном залегании (Камалетдинов, 1974).

В эвгеосинклинальной области в целом и в пределах отдельных рудоносных структур колчеданные месторождения распределены неравномерно. Наиболее четкой закономерностью является расположение месторождений в виде субмеридиональных цепочек или рудоносных зон, протянувшихся генеральному простиранию Уральских структур. В направлении с запада на восток выделяются следующие субмеридиональные рудоносные зоны: Медногорская, Баймак-Бурибайская, Сибай-Гайская, Учалинско-Тастыбутакская, Джусинско-Домбаровская, Султановско-Кособродская, Ново-Николаевская (рис. 5).

Зоны приурочены к субмеридиональным полосам распространения спилит-кератофировой формации. Первые три рудоносные зоны, расположенные в Зилаирском мегасинклинории и западном крыле Магнитогорского мегасинклинория, более или менее подчиняются современным структурам. Медногорская зона следует вдоль Сакмарского антиклинория, Баймак-Бурибайская приурочена к западному крылу Ирендыкского антиклинория, Сибай-Гайская располагается в пределах Кизило-Уртазымского синклинория. Перечисленные рудоносные структуры сформировались в основном в силуре и девоне (Пронин, 1965; Соболев, 1969). В восточном крыле Магнитогорского мегасинклинория и в более восточных структурах такого согласия не наблюдается. Северная часть Учалинско-Тастыбутакской рудоносной зоны отделена от южной части Центрально-Магнитогорским синклинорием, выполненным каменноугольными отложениями. Джусинско-Домбаровская зона ограничена по простиранию. На севере и на юге она срезана соответственно Андреевским и Борлинским разрывными нарушениями, ограничивающими Магнитогорский мегасинклинорий на востоке. Султановско-Кособродская зона в северной части разобщена Челябинским гранитным массивом, а в южном направлении прервана Успеновско-Павловским

разломом, проходящим по западной границе Восточно-Уральского прогиба. Вероятно, эта зона продолжается на юг на Еленовско-Кулакской площади развития вулканитов спилит-кератофировой формации в пределах Восточно-Уральского поднятия. Еще восточнее, в Зауральском поднятии, Ново-Николаевская зона на севере и юге ограничена позднепалеозойскими гранитными массивами. После перерыва она продолжается в южном направлении в районе Светлинского месторождения. К югу от последнего Ново-Николаевская зона пересекает восточную границу Восточно-Уральского прогиба и проходит вдоль него в виде обширной Карабутацкой площади.

Приведенные примеры показывают, что согласие сохраняется только в силуро-девонских структурах. Более молодые дислокации, связанные с формированием Центрально-Магнитогорского синклинория, Восточно-Уральского и Зауральского поднятий и других молодых структур, являются секущими по отношению к более древним рудомещающим структурам. Они не контролируют размещение силуро-девонских вулканитов и связанных с ними рудоносных зон. Следовательно, для выявления рудоконтролирующих региональных структур нужно попытаться восстановить древние докаменноугольные структуры. Обратимся к Магнитогорскому мегасинклинорию, в котором в меньшей степени, чем в других структурах, проявились позднейшие деформации и процессы гранитизации.

Рассмотрим соотношение глубинного строения мегасинклинория с рудоносными зонами колчеданных месторождений. На рис. 6 показаны изогипсы поверхности базальтового слоя Магнитогорского мегасинклинория. Глубина залегания базальтового слоя определялась по корреляционным зависимостям $H=f(\Delta g)$, составленным на основе сопоставления данных гравиметрических наблюдений и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). И. С. Огарин (1968) вывел следующую зависимость между гравиметровыми аномалиями и глубиной залегания базальтового слоя (H) для Уральской складчатой области: $H=20,4 \cdot 10^{55} - 460 \cdot 10 \Delta g_{55}$, где Δg_{55} — значения аномалий силы тяжести при радиусе усреднения 55 км. Учитывая большой радиус усреднения, в расчетах глубин базальтового слоя, выполненных И. С. Огариным для всего Урала, исключалось влияние палеозойских вулканогенных отложений. Последние оказались включенными в гранитный слой. Позднее И. С. Огарин и Ю. Х. Ахмадиев (1972), по данным интерпретации гравиметрических и магнитных аномалий по ряду профилей, пересекающих Магнитогорский мегасинклинорий, определены мощности палеозойских вулканогенных образований, состоящих преимущественно из вулканитов основного состава. Эти мощности исключены из гранитного слоя и на соот-

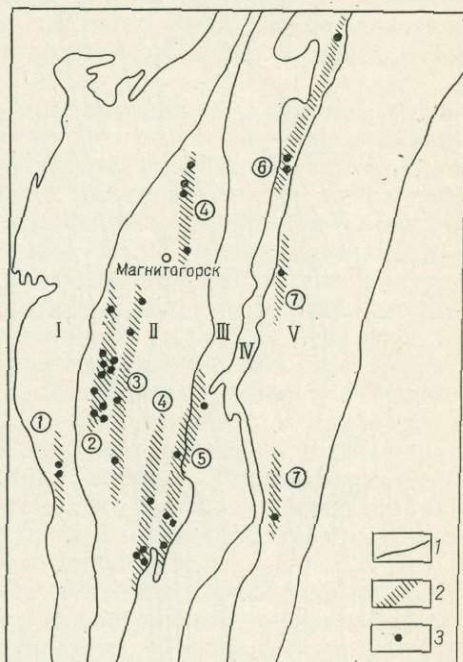


Рис. 5. Схема расположения рудоносных зон колчеданных месторождений.

1 — границы структур первого порядка: I — Центрально-Уральское поднятие, II — Магнитогорский мегасинклинорий, III — Восточно-Уральское поднятие, IV — Восточно-Уральский прогиб, V — Зауральское поднятие; 2 — рудоносные зоны (цифры в кружках): 1 — Медногорская, 2 — Баймак-Бурибайская, 3 — Сибай-Гайская, 4 — Учалинско-Тастыбутацкая, 5 — Джусинско-Домбаровская, 6 — Султановско-Кособродская, 7 — Ново-Николаевская; 3 — колчеданные месторождения

ветствующие величины уменьшена глубина залегания базальтового слоя (см. рис. 6).

В осевой части Магнитогорского мегасинклиория наблюдается срединное погружение базальтового слоя до 12—14 км. В западном и вос-

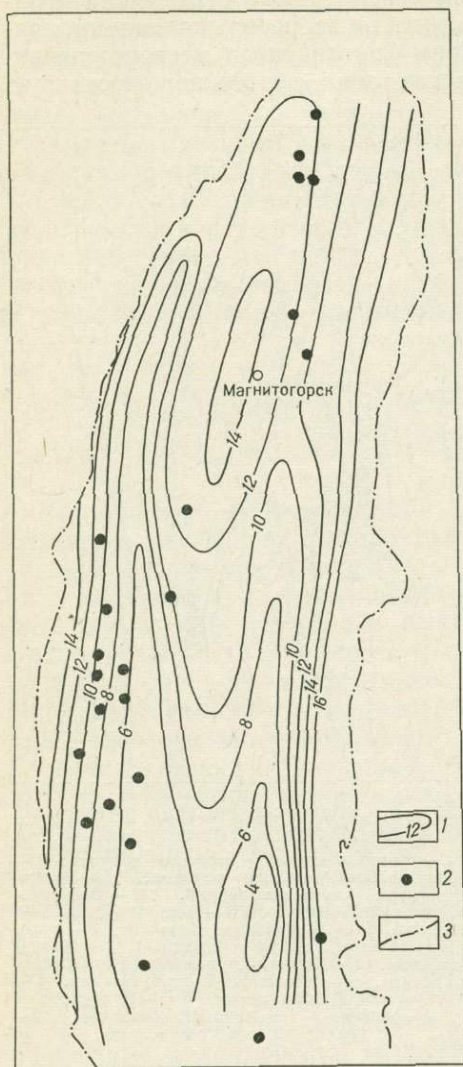


Рис. 6. План изоглубин базальтового слоя в Магнитогорском мегасинклиории. Составили И. С. Огарин, Ю. Х. Ахмадиев, Л. Б. Арсланбекова.

1 — изоглинии глубин базальтового слоя в км; 2 — колчеданные месторождения; 3 — границы мегасинклиория

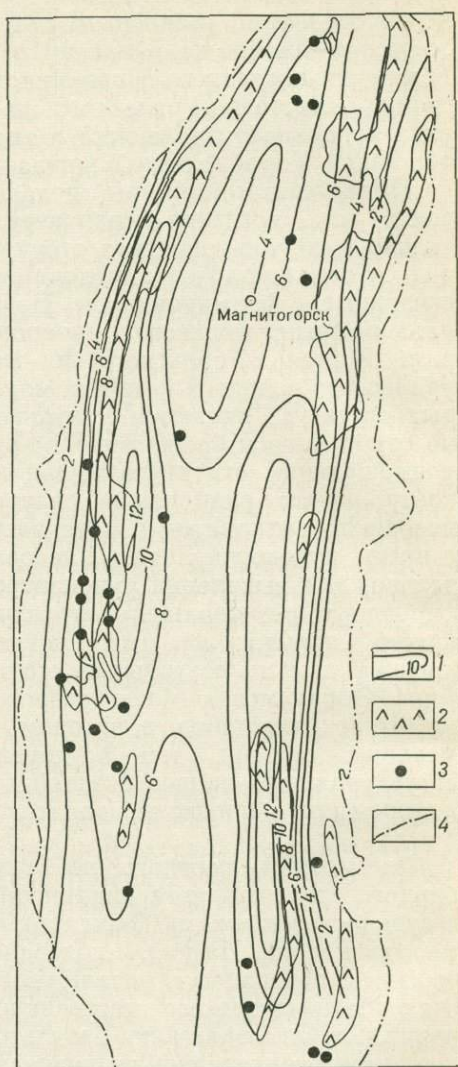


Рис. 7. План изомощностей палеозойских вулканогенных пород в Магнитогорском мегасинклиории. Составили И. С. Огарин, Ю. Х. Ахмадиев, Л. Б. Арсланбекова.

1 — изоглинии мощностей в км; 2 — выходы на поверхность вулканитов раннедевонской андезит-базальтовой формации; 3 — колчеданные месторождения; 4 — границы Магнитогорского мегасинклиория

точном крыльях мегасинклиория базальтовый слой приближается к поверхности до 4—6 км. Максимумы подъема базальтового слоя приурочены к южной части структуры. В западном ее крыле наибольший подъем базальтового слоя установлен в Бурибайском и Гайском рудных районах, а в восточном крыле — в Ащebutакском районе (геофизические данные по более южным районам не анализировались). В се-

верном направлении вершины западного и восточного субмеридиональных хребтов базальтового слоя постепенно погружаются, достигая в Учалинском и Верхнеуральском районах глубины 10—12 км.

Колчеданные месторождения приурочены к субмеридиональным зонам воздыманий базальтового слоя. Большая часть месторождений находится на склонах хребтов поверхности базальтового слоя (см. рис. 6). Некоторые месторождения — Гайское, Мамбетовское, Александринское, Молодежное — расположены почти на вершинах хребтов. Джусинское месторождение находится на участке глубокого погружения базальтового слоя, что можно объяснить присутствием здесь верхнепалеозойских гранитных интрузий с соответствующим увеличением здесь мощности гранитного слоя.

В западной и восточной частях мегасинклиория выделяются субмеридиональные зоны максимального развития палеозойских вулканитов (рис. 7). Последние примерно совпадают с зонами значительного сокращения мощности гранитного слоя в области высокого положения поверхности Конрада. Мощности палеозойских вулканогенных пород в крыльях мегасинклиория достигают 10—12 км. Приведенные данные свидетельствуют о незначительном развитии или отсутствии силуро-девонских вулканогенных толщ под каменноугольными отложениями осевой части Магнитогорского мегасинклиория и о существовании двух самостоятельных зон проявления раннегеосинклинальных вулканитов. Последние И. С. Огаринным и Ю. Х. Ахмадиевым названы Западно-Восточно-Магнитогорской.

Колчеданные месторождения расположены в зонах повышенных мощностей палеозойских вулканогенных пород. Некоторые из них (Юлалинское, Балтатауское, Мамбетовское, Гайское, Александринское) расположены на линии максимальных мощностей вулканитов, а большая часть — в краевых частях этого максимума.

На карте мощностей палеозойских вулканогенно-осадочных отложений (см. рис. 7) показаны контуры распространения вулканитов раннедевонской андезит-базальтовой формации (ирендыкской свиты). В Западно-Магнитогорской зоне, где каменноугольные отложения распространены весьма ограничено и отсутствуют позднепалеозойские граниты, раннедевонская андезит-базальтовая формация приурочена к зоне наибольшей мощности палеозойских вулканогенных толщ. В соответствии с восточным падением пород, выходы на поверхность вулканитов андезит-базальтовой формации несколько смещены к западу по отношению к зоне максимума мощности силуро-девонских эффузивов. То же наблюдается в Восточно-Магнитогорской зоне. В связи с преобладающими здесь западными падениями горных пород, выходы андезит-базальтовых вулканитов смещены к востоку от линии максимума мощностей этих вулканогенных образований.

В Западно-Магнитогорской зоне распространена ирендыкская андезит-базальтовая формация. К западу и востоку от этой зоны, сложенной в основном раннедевонскими вулканитами, развиты более молодые (средне- и позднедевонские, а также каменноугольные) отложения. Эти данные и прямые замеры элементов залегания пород свидетельствуют об антиклинальном строении Ирендыкской зоны, выделяемой на структурных картах в виде Ирендыкского антиклинория. Сохранность или слабая нарушенность вулканических построек, как в Ирендыкской зоне так и в смежных структурах, свидетельствуют об отсутствии проявления здесь более поздних значительных деформаций (Иванов и др., 1962; Шарфман, 1972; Серавкин, 1970). Следовательно, антиклинальная структура Ирендыкской зоны унаследована со среднего палеозоя.

В районах современного развития андезит-базальтового вулканизма, например, на Камчатке, центры извержений приурочены к антиклинальным поднятиям (Святловский, 1967).

Ирендыкская андезит-базальтовая формация в Западно-Магнитогорской зоне прослеживается непрерывно на 400 км и на всем протяжении четко фиксируется повышенным значением силы тяжести (рис. 8). Баймак-Бурибайская и Сибай-Гайская рудоносные зоны колчеданных месторождений расположены соответственно к западу и к востоку от зоны развития раннедевонской андезит-базальтовой формации, вблизи и параллельно последней. В поле силы тяжести они приурочены к зонам высоких градиентов и региональным ступеням (см. рис. 8, проф. III). Аналогичная картина наблюдается в восточном крыле Магнитогорского мегасинклинория, где роль Ирендыкского антиклинория играют Ахуново-Кацбахский антиклинорий и его южное продолжение — Теренсайский и Ащебутакский антиклинории (см. рис. 1). Осевые части этих структур сложены породами андезит-базальтовой формации.

На примере Магнитогорского мегасинклинория установлены следующие зависимости между геофизическими полями, геологическими структурами и вулканогенными формациями: 1) региональные максимумы поля силы тяжести фиксируют зоны наибольших мощностей силуро-девонских вулканогенных образований (вулканические пояса); 2) осевые части последних имеют антиклинальную структуру (палеоподнятия) и сложены породами андезит-базальтовой формации; 3) дифференцированные вулканы спилит-кератофировой формации, вмещающие колчеданные месторождения, окаймляют с обеих сторон зоны развития андезит-базальтового вулканизма. Приуроченность рудоносных пород спилит-кератофировой формации к краевым частям зон проявления андезит-базальтового вулканизма и региональным ступеням поля силы тяжести свидетельствуют о пространственной связи центров извержений рудоносных вулканогенных образований с зонами глубинных разломов, возникающих в краевых частях поднятий.

Рассмотрим геологические и геофизические материалы всей эвгеосинклинальной области Южного Урала. В пределах последней для более детального анализа выбраны пять широтных профилей, расположенных на расстоянии 70—100 км друг от друга (см. рис. 8, 9). Линии профилей находятся в местах наибольшей сохранности силуро-девонских эффузивно-туфовых толщ и на участках наименьшего развития позднепалеозойских гранитных массивов. По возможности профили приближены к колчеданным месторождениям. Северный профиль I проходит несколько севернее Учалинского месторождения, профиль II — вблизи Александринского месторождения, профиль III — около Сибайского месторождения, IV — поблизости от Юбилейного и Айдырлинского месторождений, V — несколько севернее Ащебутакского и Светлинского месторождений. На каждый профиль с геологической карты Урала нанесены контуры распространения вулканитов андезит-базальтовых формаций раннедевонского возраста (включая ранне- и среднедевонские). В пределах Зауральского поднятия на профилях показаны также андезит-базальтовые формации, датируемые средним и средним — поздним девонем.

Все вынесенные на профили зоны развития пород андезит-базальтовой формации приурочены к максимумам поля силы тяжести (см. рис. 8). В некоторых профилях пироксен-плагиоклазовые порфириды не выходят на поверхность, но на геологической карте они выклиниваются вблизи профиля, погружаясь под более молодые отложения. Однако аномалии силы тяжести в профиле сохраняются. В этих случаях на профиле показано предположительное глубинное положение пород андезит-базальтовой формации. В ряде случаев в пределах Восточно-Уральского и Зауральского поднятий и Восточно-Уральского прогиба на простирании полосы пироксен-плагиоклазовых порфиритов в линии профиля и вблизи него на поверхности распространены метаморфиче-

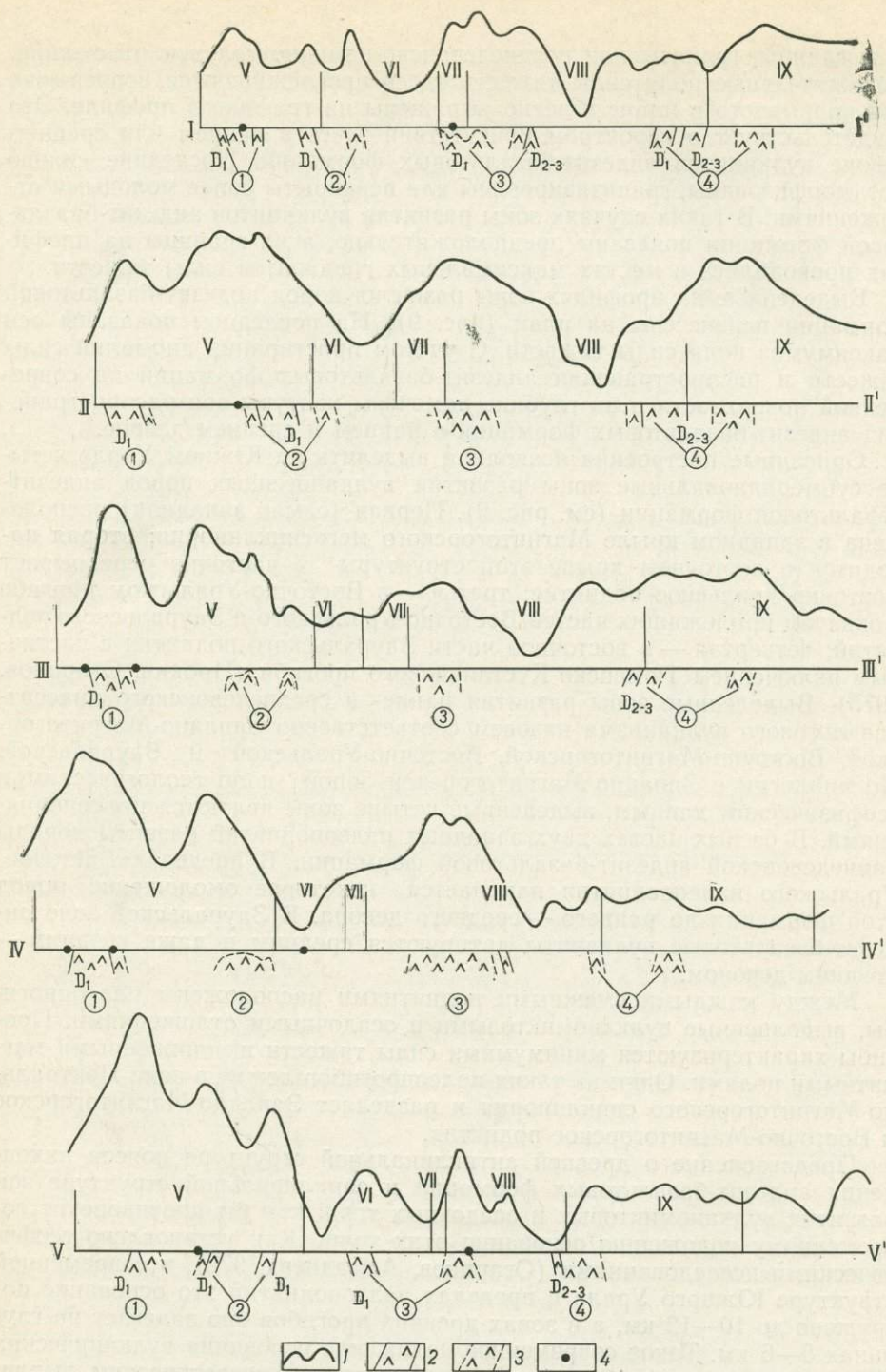


Рис. 8. Схематические широтные разрезы среднепалеозойской андезит-базальтовой формации Южного Урала (положение профилей в плане см. на рис. 9).

1 — кривые силы тяжести (нулевые линии выбраны для каждого профиля произвольно); 2 — установленные зоны развития андезит-базальтовой формации; 3 — предполагаемые зоны развития андезит-базальтовой формации; 4 — колчеданные месторождения.

Римскими цифрами обозначены структуры первого порядка (см. рис. 1), римские цифры со штрихами — номера разрезов на плане (см. рис. 9). Цифрами в кружочках обозначены номера вулканических поясов (см. рис. 9), к которым относятся соответствующие выходы вулканитов андезит-базальтовой формации.

ские сланцы, граниты или позднедевонско-каменноугольные отложения. Положительные поля силы тяжести здесь прослеживаются непрерывно или прерывисто в плане и четко выражены на графике в профиле. Это свидетельствует о вероятном присутствии здесь в раннем или среднем девоне вулканитов андезит-базальтовых формаций. Последние сильно метаморфизованы, гранитизированы или перекрыты более молодыми отложениями. В таких случаях зоны развития вулканитов андезит-базальтовой формации показаны предположительно, а их границы на профилях проводились в местах максимальных градиентов силы тяжести.

Выделенные на профилях зоны развития пород андезит-базальтовой формации перенесены на план (рис. 9). На последнем показаны оси максимумов поля силы тяжести. С учетом простирания аномалий силы тяжести и распространения андезит-базальтовых формаций на современной поверхности и на глубине намечены контуры зон распространения андезит-базальтовых формаций в раннем и среднем девоне.

Описанные построения позволили выделить на Южном Урале четыре субмеридиональные зоны развития вулканогенных пород андезит-базальтовой формации (см. рис. 9). Первая (самая западная) расположена в западном крыле Магнитогорского мегасинклинория; вторая находится в восточном крыле этой структуры и частично перекрывает Восточно-Уральское поднятие; третья — в Восточно-Уральском прогибе с охватом прилежащих частей Восточно-Уральского и Зауральского поднятий; четвертая — в восточной части Зауральского поднятия с частичным включением Тюменско-Кустанайского прогиба (Прокин, Огарин, 1975). Выделенные зоны развития ранне- и среднедевонского андезит-базальтового вулканизма назовем соответственно Западно-Магнитогорской, Восточно-Магнитогорской, Восточно-Уральской и Зауральской. По аналогии с Западно-Магнитогорской зоной и по геологическим и геофизическим данным, выделенные четыре зоны являются палеоподнятиями. В осевых частях двух западных палеоподнятий развиты породы раннедевонской андезит-базальтовой формации. В пределах Восточно-Уральского палеоподнятия намечается некоторое омоложение пород этой формации до раннего — среднего девона. В Зауральской зоне андезит-базальтовые вулканиты датируются средним и даже средним — поздним девонем.

Между каждым смежными поднятиями расположены палеопрогибы, выполненные вулканомиктовыми и осадочными отложениями. Прогибы характеризуются минимумами силы тяжести и пониженными магнитными полями. Один из таких палеопрогибов лежит в зоне Центрально-Магнитогорского синклинория и разделяет Западно-Магнитогорское и Восточно-Магнитогорское поднятия.

Представление о древней антиклинальной структуре поясов накопления андезит-базальтовых формаций и синклинальной структуре зон развития вулканомиктовых и осадочных толщ как бы противоречит современному положению основания этих толщ. Как установлено геофизическими исследованиями (Огарин, Ахмадиев, 1972), в современной структуре Южного Урала в пределах палеоподнятий это основание погружено до 10—12 км, а в зонах древних прогибов оно залегает на глубинах 5—6 км. Такое современное положение основания вулканических толщ, по-видимому, объясняется последующим изостатическим выравниванием за счет общего погружения этого основания в вулканических поясах и значительного воздымания смежных с ними зон, сложенных осадочными породами.

Колчеданные месторождения Учалинского рудного района, относимые сейчас к Учалинско-Гастыбутакской рудоносной зоне (см. рис. 5), тяготеют к Западно-Магнитогорскому палеоподнятию и скорее принадлежат Сибай-Гайской рудоносной зоне. В западной части Восточно-Магнитогорского палеоподнятия расположены следующие колчеданные

месторождения: Александринское, Ащebutакское, Авангард, Приорское, им. 50-летия Октября; а к восточной его части приурочены Айдырлинское, Джусинское, Осеннее, Летнее, Весеннее. Восточно-Ураль-

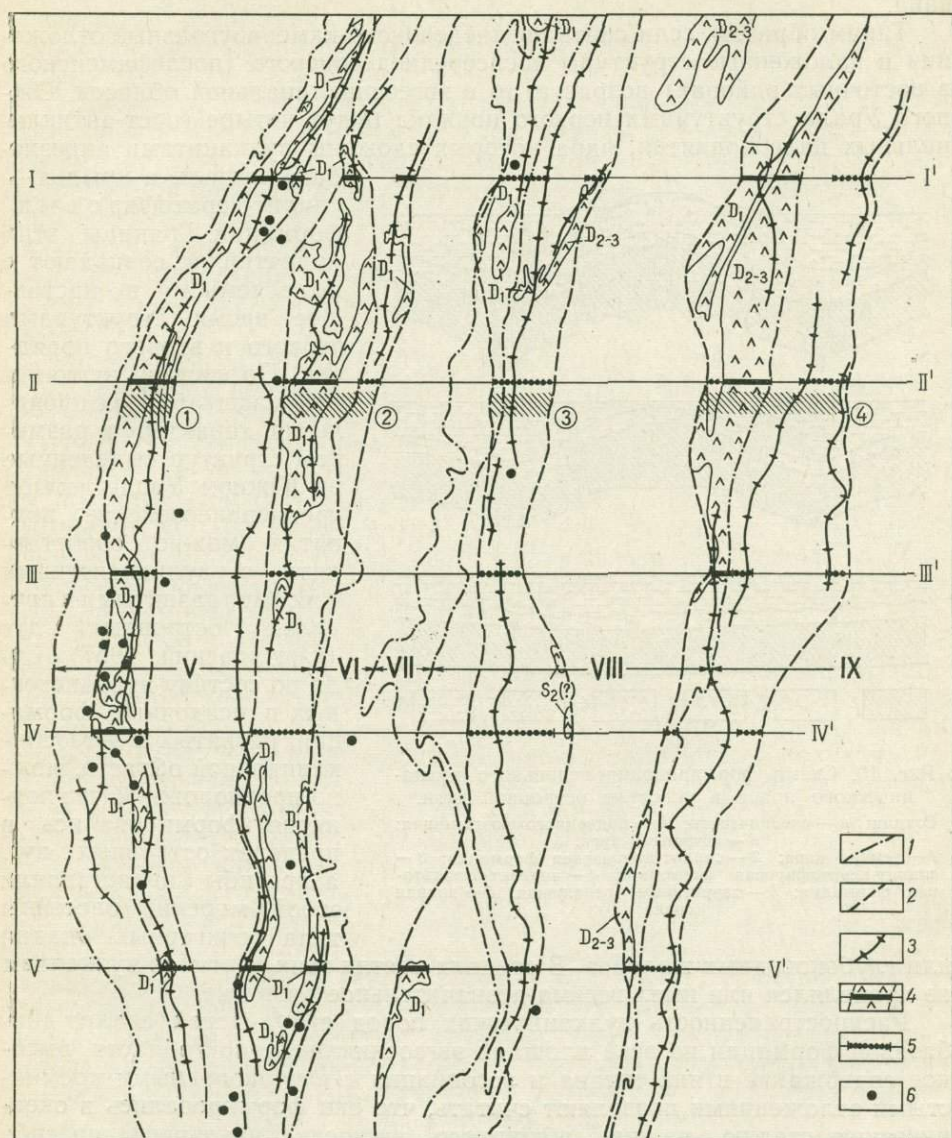


Рис. 9. Схема расположения среднепалеозойских вулканических поясов на Южном Урале.

1 — граница современных структур первого порядка: V — Магнитогорский мегасинклиниорий, VI — Восточно-Уральское поднятие, VII — Восточно-Уральский прогиб, VIII — Зауральское поднятие, IX — Тюменско-Кустанайский прогиб; 2 — граница осевых зон вулканических поясов (площади предполагаемого развития андезит-базальтовых формаций); 3 — ось максимума аномалий силы тяжести; 4 — выход на поверхность вулканитов андезит-базальтовых формаций; 5 — предполагаемые по геофизическим данным зоны распространения андезит-базальтовых формаций; 6 — колчеданные месторождения.

Цифры в кружочке — вулканические пояса: 1 — Западно-Магнитогорский, 2 — Восточно-Магнитогорский, 3 — Восточно-Уральский, 4 — Зауральский (ширина поясов показана наклонной штриховкой)

ское палеоподняtie включает две рудоносные зоны — западную и восточную. В западную зону входят небольшие месторождения и рудопроявления Увельского рудного района, а в восточную — Ново-Николаевское и Светлинское месторождения. В пределах Зауральского палео-

поднятия колчеданные месторождения пока не обнаружены, однако вдоль западного его края на Денисовской площади установлены рудопоявления колчеданного типа, а восточная часть пояса перекрыта каменноугольными отложениями и пока не опоскована.

Таким образом, если снять позднедевонско-каменноугольные отложения и наложенные структуры послесреднедевонского (послефаменского) возраста, то в эвгеосинклинальной области Южного Урала структурами первого порядка будут четыре горст-антиклинальных палеоподнятия, ядра которых сложены вулканитами андезит-

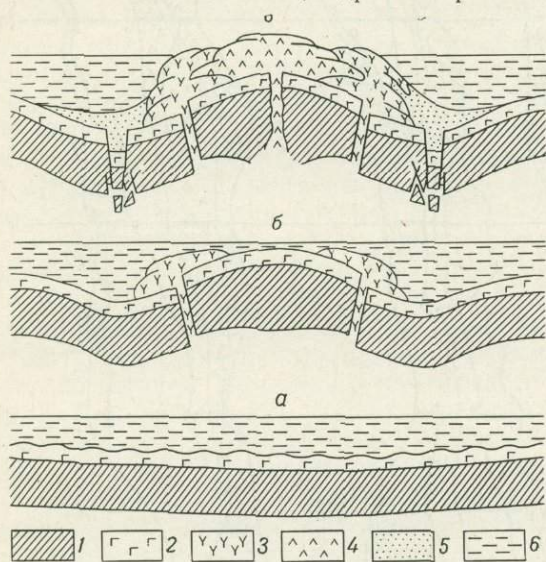


Рис. 10. Схема формирования отдельного вулканического пояса в условиях островной дуги.

Стадии: а — океаническая; б — подводного воздымания; в — островной дуги.

1 — земная кора; 2 — спилит-диабазовая формация; 3 — спилит-кератофировая формация; 4 — андезит-базальтовая формация; 5 — терригенные отложения; 6 — водная среда

базальтовых, а крылья — спилит-кератофир о в ы х формаций. Границы этих поднятий не совпадают с выделяемыми в настоящее время структурами первого и второго порядков. По составу вулканитов, масштабам их проявления, характеру и размерам структур выделенные на Южном Урале четыре среднепалеозойские поднятия можно сопоставлять с вулканическими поясами, развитыми в пределах островных дуг (Святловский, 1967). Судя по составу вулканогенных и осадочных формаций, развитых в эвгеосинклинальной области, можно предположить, что поднятия формировались в пределах островных дуг, а прогибы представляли собой морские бассейны типа межгорных впадин

или глубоководных желобов. В средних частях этих прогибов вулканизм не проявлялся или имел весьма незначительное развитие.

Распространенность вулканических пород силурийской спилит-диабазовой формации по всей площади эвгеосинклинальной области, высокое содержание в них титана и ассоциация с глубоководными кремнистыми отложениями позволяют считать, что они формировались в океаническую стадию на дне обширного эвгеосинклинального прогиба (рис. 10, а). Рельеф этого прогиба, вероятно, был подобен рельефу абиссальных холмов, наблюдаемому в современных океанических впадинах (Менард, 1966).

В конце позднего силура на фоне эвгеосинклинального прогиба появились субмеридиональные подводные поднятия (рис. 10, б). Вдоль глубинных разломов, возникших в зонах сочленения прогибов и поднятий, располагались центры спилит-кератофирового вулканизма. В начальные стадии его проявления изливались лавы основного состава. Позднее, по мере подъема территории и роста поднятий, в составе лав и туфов спилит-кератофировых формаций появились породы среднего и кислого составов. Формирование последних завершилось в мелководных и наземных условиях, о чем свидетельствует широкое развитие игнимбригов среди кислых вулканитов, наличие краснокаменных измене-

ний (Серавкин, 1970), присутствие мелководных водорослей (Грешнер и др., 1970), появление рифогенных известняков (Узельгинское рудное поле). В зависимости от степени дифференциации магматических расплавов, состава кислых и средних вулканитов и их взаимоотношений с основными эффузивами образовались липарит-базальтовые и липарит-дацит-андезит-базальтовые субформации спилит-кератофировой формации.

Несколько позднее в осевых частях силуро-девонских поднятий в островных условиях возникли центры извержений андезит-базальтовых формаций (рис. 10, в). Извержения носили преимущественно взрывной характер и привели к накоплению мощных пирокластических толщ ирендыкской свиты и ее аналогов. Спилит-кератофировый и андезит-базальтовый типы вулканизма в определенное время развивались параллельно. Длительная активная деятельность вулканизма вдоль четырех субмеридиональных поднятий привели к формированию вулканических поясов.

Вопрос об источнике и способе генерации указанных вулканогенных формаций является дискуссионным. Более или менее определенно можно сказать о происхождении базальтов, образовавшихся в результате частичного плавления верхней мантии (Кутолин, 1972). Это подтверждается расположением питающих вулканы магматических очагов в пределах разуплотненного астеносферного слоя верхней мантии на глубинах 20—100 км (Горшков, 1969). Предполагается, что магмогенерирующие очаги островодужного вулканизма приурочены к зонам Беньофа—Заварицкого, в которых расположены центры глобофокусных землетрясений (Смирнов, 1974₂).

А. Е. Рингвуд (Ringwood, 1974) пытался объяснить условия формирования вулканогенных пород островодужного (эвгеосинклинального) типа. По его мнению, базальты спилит-диабазовых формаций это продукты селективной выплавки из пиролитовых диапиров, поднимающихся из верхней мантии в гравитационно-неустойчивых основаниях срединноокеанических хребтов. Высказанное предположение подтверждается изучением образцов основных эффузивов из рифтовых зон срединных океанических хребтов (Чернышева, Рудник, 1970).

В конце эйфельского и в начале живетского века активный спилит-кератофировый и андезит-базальтовый вулканизм прекратился. После прекращения вулканической деятельности положительные формы рельефа разрушались и рудоносные вулканиты перекрывались сначала вулканомиктовыми отложениями (улутауская свита), а затем терригенными осадочными породами (колтубанская и зилаирская свиты). В этот период в прибрежно-морских условиях происходило локальное рифообразование, в результате которого сформировались небольшие линзы известняков среди вулканомиктовых отложений улутауской свиты и терригенных осадочных пород колтубанской свиты.

На высоких гипсометрических уровнях поднятий, под действием гравитационных сил, вертикальные движения трансформировались в горизонтальные, что привело к появлению надвигов и олистостром, расположенных западнее и восточнее хребта Ирендык (Смирнов и др., 1972).

По простиранию выделенных субмеридиональных рудоносных зон (см. рис. 5) колчеданные месторождения распределены неравномерно. Эмпирически можно выделить ряд субширотных зон колчеданного оруднения. В направлении с севера на юг намечаются следующие широтные рудоносные зоны колчеданных месторождений: 1) Учалинско-Увельская, 2) Баймак-Сибайская, 3) Бурибайско-Айдырлинская, 4) Гайско-Теренсайская, 5) Домбаровско-Светлинская. Предполагается, что причиной проявления широтных рудоносных зон являются субширотные разрывные нарушения в допалеозойском фундаменте.

Участки, на которых субмеридиональные рудоносные зоны пересекаются с широтными, должны выделяться в качестве колчеданных рудных районов. Многие из сложившихся рудных районов отвечают этому (рис. 11). Например, Баймакский и Сибайский рудные районы расположены на пересечении одноименной субширотной рудоносной зоны с субмеридиональными зонами, окаймляющими соответственно с запада и

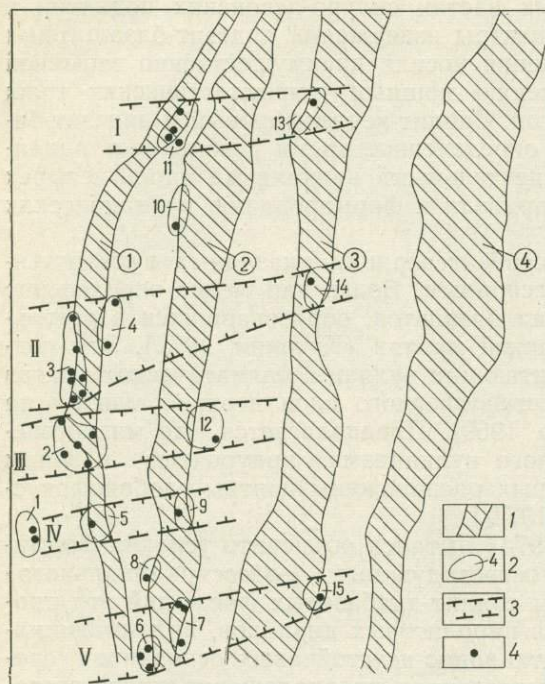


Рис. 11. Схема расположения широтных рудоносных зон и рудных районов колчеданных месторождений.

I — силуро-девонские вулканические пояса (цифры в кружках): 1 — Западно-Магнитогорский, 2 — Восточно-Магнитогорский, 3 — Восточно-Уральский, 4 — Зауральский; 2 — рудные районы: 1 — Медногорский, 2 — Бурибайский, 3 — Баймакский, 4 — Сибайский, 5 — Гайский, 6 — Средне-Орский, 7 — Домбаровский, 8 — Ашебутакский, 9 — Теренсайский, 10 — Верхнеуральский, 11 — Учалинский, 12 — Айдырлинский, 13 — Увельский, 14 — Ново-Николаевский, 15 — Зауральский; 3 — широтные рудоносные зоны: I — Учалинско-Увельская, II — Баймак-Сибайская, III — Бурибайско-Айдырлинская, IV — Гайско-Теренсайская, V — Домбаровско-Светлинская; 4 — колчеданные месторождения

мегасинклинории — Медногорский; в западном крыле Магнитогорского мегасинклинория — Бурибайский, Баймакский, Сибайский, Гайский; в восточном крыле этой же структуры — Средне-Орский, Домбаровский, Ашебутакский, Теренсайский, Верхнеуральский, Учалинский; в Восточно-Уральском поднятии — Айдырлинский; в Восточно-Уральском прогибе — Увельский; в Зауральском поднятии — Ново-Николаевский и Зауральский (см. рис. 11).

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рудовмещающие вулканогенные толщи бедны органическими остатками. Исследованиями последних лет, выполненными М. Ш. Биковым, Ю. С. Емельяновым, С. М. Кропачевым, В. А. Масловым, В. В. Саглом, Б. М. Садрисламовым, М. Д. Тесаловским, Е. В. Чибриковой,

и востока Восточно-Магнитогорский вулканический пояс. Подобное положение занимают Средне-Орский и Домбаровский рудные районы по отношению к Восточно-Магнитогорскому вулканическому поясу. Увельский рудный район находится на пересечении широтной Учалинско-Увельской рудоносной зоны с западной субмеридиональной зоной Восточно-Уральского вулканического пояса. На пересечении восточной рудоносной зоны этого же пояса с Баймак-Сибайской и Домбаровско-Светлинской широтными зонами расположены соответственно Ново-Николаевский и Зауральский рудные районы.

Более насыщены колчеданными месторождениями некоторые структуры четвертого порядка, сложенные преимущественно силуро-девонскими вулканитами спилит-кератофировой формации. Эти структуры, как правило, оконтуриваются в качестве рудных районов.

Всего на Южном Урале выделяются 15 рудных районов, в которых распространены колчеданные месторождения: в Зилаирском

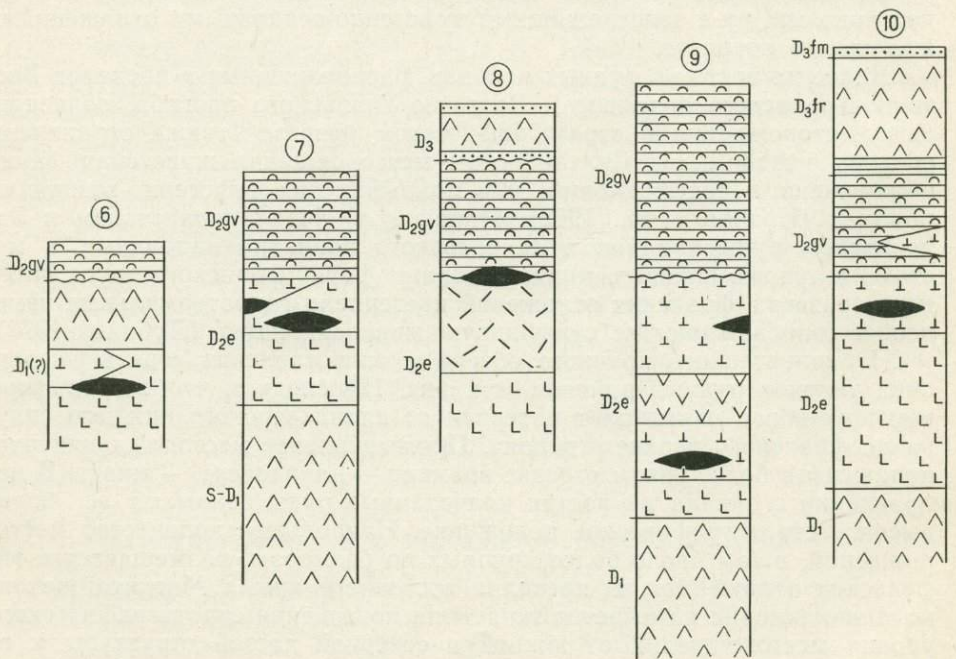
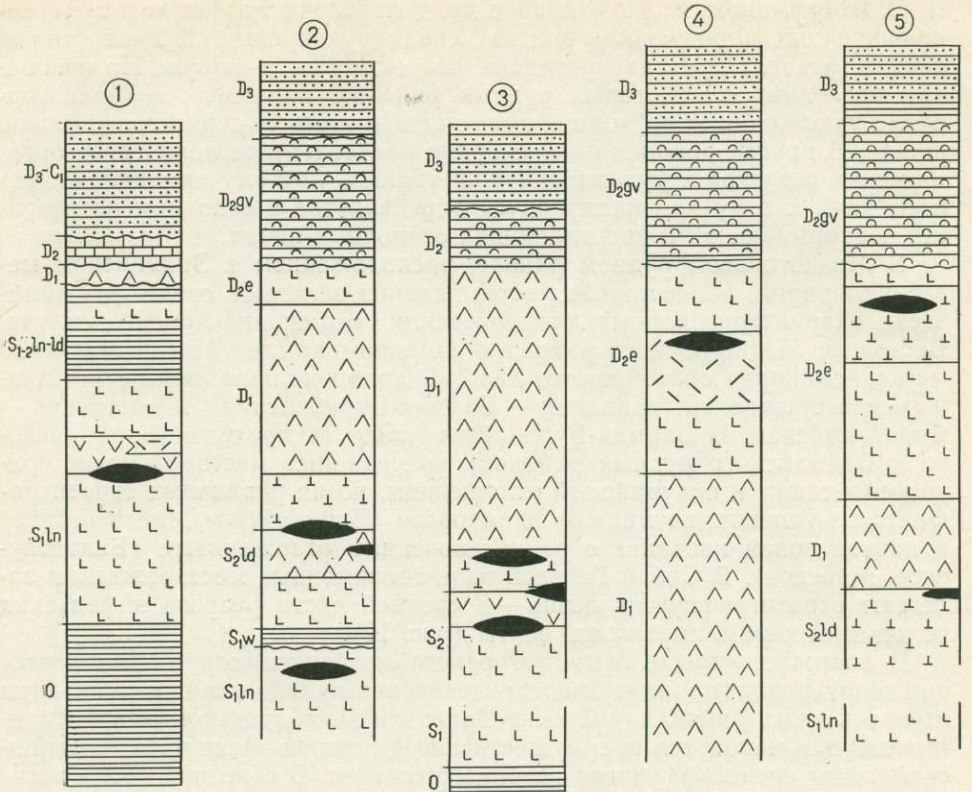
В. С. Шарфманом, Е. П. Ширай и др. в прослоях туффитов и туфогенно-осадочных пород, заключенных среди рудоносных вулканогенных свит, во многих пунктах проведены сборы фауны и флоры. На основании последних в некоторых рудных районах, например, в Медногорском, рудовмещающие толщи привязаны к единой стратиграфической шкале. В других районах пока собрано недостаточное количество органических остатков в рудовмещающих толщах, поэтому принадлежность последних к тому или иному ярусу определяется в основном по возрасту перекрывающих и подстилающих осадочных пород.

В Медногорском рудном районе, расположенном в Зилаирском мегасинклинории, колчеданные месторождения залегают среди фаунистически охарактеризованных лландоверских отложений раннего силура. Восточнее Медногорского района в западном крыле Магнитогорского мегасинклинория обособляются две субмеридиональные зоны колчеданных месторождений: западная — Баймак-Бурибайская и восточная — Сибай-Гайская. В Баймак-Бурибайской зоне (в пределах Бурибайского и Баймакского рудных районов) колчеданные месторождения приурочены также к силурийским отложениям, но на различных стратиграфических уровнях, начиная от лландовери (Бурибайское, Чингизовское) и кончая зоной контакта с раннедевонскими отложениями (Балтатауское, Майское). В Сибай-Гайской зоне одноименные месторождения залегают стратиграфически выше — в средней части разреза эйфельских отложений карамалыташской свиты (рис. 12).

В восточном крыле Магнитогорского мегасинклинория все месторождения находятся внутри среднедевонских вулканогенных толщ. При этом в южных районах — Средне-Орском и Домбаровском — колчеданные залежи находятся преимущественно в нижней части карамалыташской свиты среди эффузивов основного состава. В северной части мегасинклинория — на Учалинском месторождении — рудные тела приурочены к зоне контакта подстилающих эффузивов основного состава и вышележащих вулканитов кислого состава. На Узелгинском рудном поле, на Александринском, Ащebutакском и Джусинском месторождениях колчеданные руды локализованы в верхней части среднедевонских вулканитов, представленных средними и кислыми разностями, и в зонах контакта их с вышележащими туфогенно-осадочными отложениями живетского возраста.

Далее на восток в рудных районах, расположенных в пределах Восточно-Уральского поднятия и Восточно-Уральского прогиба, колчеданные месторождения в стратиграфическом разрезе также ограничены средним девонем. На Султановском месторождении живетская фауна обнаружена в подстилающих и в покрывающих туфогенно-осадочных породах (Иванов и др., 1962). Наконец, в Ново-Николаевском и Зауральском рудных районах Зауральского поднятия надрудные, а местами и рудовмещающие толщи содержат фауну франского яруса. Нижние горизонты франских отложений претерпели гидротермальные изменения, сопровождающие сульфидную минерализацию (Дубинин, 1972).

Из приведенного краткого обзора и сопоставления стратиграфических колонок рудных районов (см. рис. 12) следует, что возраст вмещающих пород охватывает интервал от лландоверского нижнего силура до франского верхнего девона. Промышленные месторождения расположены в более узком отрезке времени — лландовери — живет. В направлении с запада на восток колчеданные руды занимают все более высокое стратиграфическое положение. Наибольшее количество месторождений, в том числе более крупных по размерам, размещается в эйфельских отложениях. В пределах восточного крыла Магнитогорского мегасинклинория намечается тенденция повышения стратиграфического уровня месторождений от южной и северной частей структуры к ее середине.



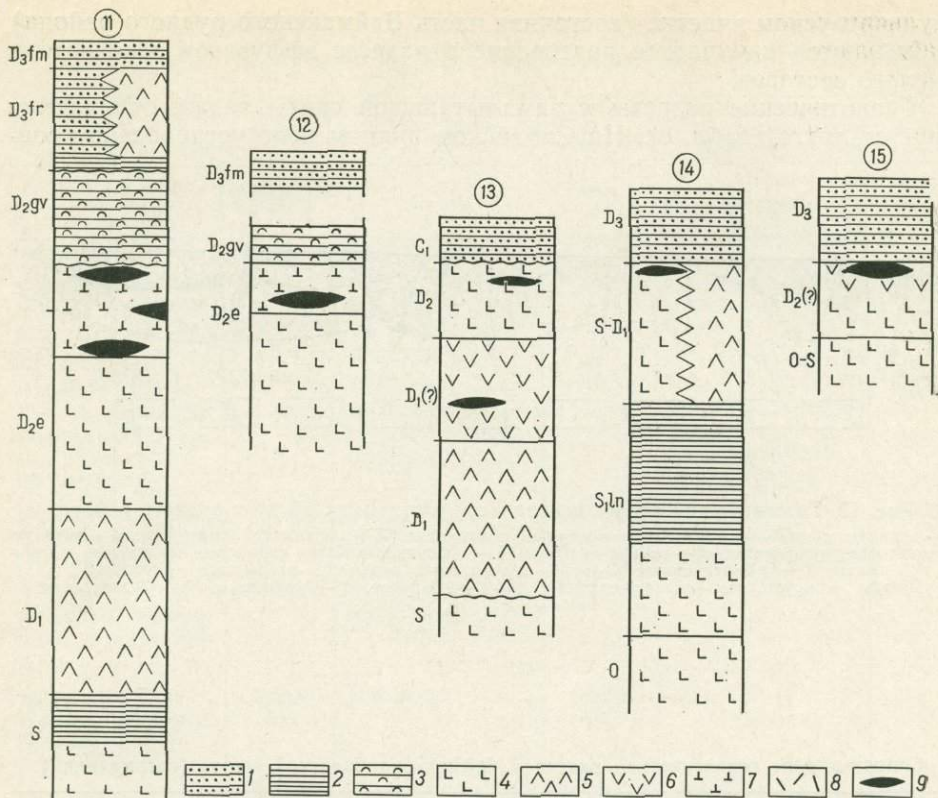


Рис. 12. Обобщенные геологические колонки колчеданных рудных районов Южного Урала.

1 — песчаники, конгломераты; 2 — кремнистые сланцы, алевролиты; 3 — вулканокластические отложения; 4 — основные эффузивы; 5 — пироксен-плагиоклазовые порфиры; 6 — андезитовые порфиры; 7 — дацитовые порфиры; 8 — липарит-дацитовые порфиры; 9 — колчеданные залежи

Цифры в кружочках — рудные районы: 1 — Медногорский, 2 — Бурибайский, 3 — Баймакский, 4 — Сибайский, 5 — Гайский, 6 — Средне-Орский, 7 — Домбаровский, 8 — Ащевутацкий, 9 — Теренсайский, 10 — Верхнеуральский, 11 — Учалинский, 12 — Айдырлинский, 13 — Увельский, 14 — Ново-Николаевский, 15 — Зауральский

Для выяснения закономерностей в последовательности напластования пород в колчеданных рудных районах рассмотрим сначала внутреннее строение рудоносных вулканогенных свит, а затем взаимоотношение последних с подстилающими и перекрывающими комплексами пород.

Многие колчеданные месторождения Южного Урала залегают в породах баймак-бурибаевской и карамалыташской свит. Геологические разрезы этих свит изучены в Бурибайском, Баймакском и Сибайском рудных районах. В таблицах 7 и 8 приведены геологические колонки баймак-бурибаевской и карамалыташской свит на удаленных участках.

Из трех рассмотренных разрезов баймак-бурибаевской свиты (табл. 7) наиболее прост по строению разрез по профилю Бурибай—Макан (рис. 13), где снизу вверх по разрезу вулканиты основного состава сменяются все более кислыми разностями. На Байкаринском участке (юг Баймакского района) также наблюдается смена основных вулканитов более кислыми снизу вверх по разрезу. Однако в отличие от Бурибай-Маканского участка здесь в верхней части разреза на породах кислого состава залегает толща андезит-базальтовых порфиритов. На

Кульюртауском участке (восточная часть Баймакского рудного района) наблюдается двукратное повторение в разрезе эффузивов основного и кислого составов.

Геологические разрезы карамалыташской свиты также отличаются друг от друга (табл. 8). На Сибайском рудном поле установлено неод-

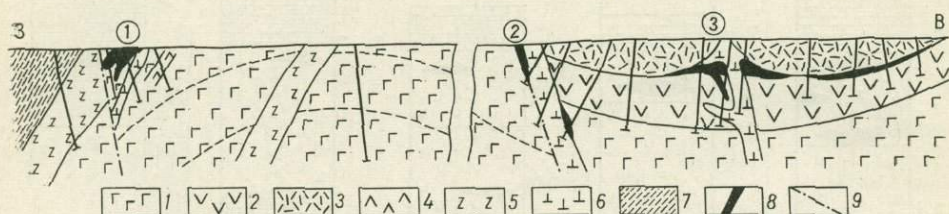


Рис. 13. Геологический разрез центральной части Бурибайского рудного района.
 1 — спилиты и диабазы (S); 2 — андезитовые порфириды; 3 — дацитовые порфириды; 4 — андезит-базальтовые порфириды; 5 — габбро-диабазы; 6 — субвулканические кварцевые дацитовые порфириды; 7 — туфопесчаники (D₂); 8 — колчеданные руды; 9 — разрывные нарушения
 Цифры в кружочках — месторождения: 1 — Бурибайское, 2 — Маканское, 3 — Октябрьское

Таблица 7

Сопоставление геологических разрезов баймак-бурибаевской свиты (сверху вниз)

Профиль Бурибай — Макан (В. А. Прокин, М. Ш. Биков и др.)		Байкариинский участок (И. Б. Серавкин)		Кульюртауский участок (В. А. Прокин, В. М. Попов, Г. И. Волорезов и др.)	
Порода	Мощность, м	Порода	Мощность, м	Порода	Мощность, м
Дацитовые порфириды	0—600	Андезитовые и базальтовые порфириды	400—500	Дацитовые порфириды, их туфы (рудовмещающая толща)	300
Андезитовые порфириды, их туфы, туффиты (рудовмещающая толща)	500—600	Липарит-дацитовые порфиры и дацитовые порфириды (рудовмещающая толща)	0—500	Андезитовые и андезит-базальтовые порфириды и их туфы	400
Базальтовые порфириды и афириты	200—550	Андезитовые порфириды и их туфы	100—370	Дацитовые порфириды, их туфы (рудовмещающая толща)	500
Песчаники, кремнисто-глинистые сланцы, яшмы	0—100	Андезит-базальтовые и базальтовые порфириды	Более 400	Базальтовые порфириды, вариолиты	Более 300
Спилиты, диабазы, вариолиты (рудовмещающая толща)	Более 900				

Сопоставление геологических разрезов карамалыташской свиты (сверху вниз)

Сибайское рудное поле (В. А. Прокин, Л. Г. Паклина, В. Г. Шигарев)		Бакрузьянская структура (В. А. Прокин, В. Г. Шигарев)		Гайское рудное поле (Бородаевская и др., 1973), а также данные Гайской ГРП)	
Порода	Мощность, м	Порода	Мощность, м	Порода	Мощность, м
Лавобрекчии базальтовых порфиритов (пятая толща)	600	Лавобрекчии базальтовых и андезитовых порфиритов	200	Андезит-базальтовые порфириты и их туфы	200
Липарит-дацитовые порфиры, туффиты (четвертая рудовмещающая толща)	0—400	Туфы смешанного и кислого составов (рудовмещающая толща)	100—400	Туфы андезит-дацитового и дацитового состава (рудовмещающая толща)	800
Базальтовые порфириты, спилиты (третья толща)	300	Базальтовые порфириты	200—300	Базальтовые и андезит-базальтовые порфириты	1500
Дацитовые и андезитовые порфириты (вторая толща)	700—800	Туффиты, песчаники, яшмы	150—180		
Андезит-базальтовые порфириты (первая толща)	Более 400	Спилиты	Более 400		

нократное чередование основных и кислых вулканитов. Выделяются три толщи основных пород, разделенные кислыми эффузивами. На Гайском рудном поле две толщи вулканитов основного состава разделены толщей пирокластических пород среднего и кислого составов. Во всех рассмотренных разрезах карамалыташской свиты геологические колонки начинаются и завершаются эффузивами основного состава.

Анализируя таблицы 8 и 9 можно сделать следующие выводы: 1) геологические разрезы каждой рудоносной свиты на удаленных участках существенно отличаются друг от друга по последовательности отложения толщ различного состава и по их мощности; 2) колчеданные месторождения могут залегать на любом стратиграфическом уровне как в кислых, так и в средних и основных вулканитах; 3) в основании всех геологических разрезов залегают толщи пород основного состава. Из первого вывода следует, что применять унифицированные стратиграфические схемы расчленения рудоносных вулканогенных свит на толщи нецелесообразно. Такие схемы сохраняют свое значение только для небольших участков, сопоставимых с размерами отдельной вулканической постройки. Второй вывод не исключает необходимости выявления местных рудоносных горизонтов, благоприятных для замещения сульфидами. Для выяснения закономерностей размещения колчеданных залежей в литолого-стратиграфическом разрезе чрезвычайно важен третий вывод об обязательном присутствии основных эффузивов в основании геологического разреза рудоносных свит. Нижние толщи основных эффузивов можно рассматривать как почву рудовмещающих толщ или подстилающие отложения. Во всех пятнадцати рудных районах Южного Урала эта закономерность строго выдерживается (см. рис. 12).

В изученных автором разрезах Бурибайского, Баймакского и Сибай-

ского рудных районов рудоносные вулканогенные свиты перекрываются слоистыми толщами, состоящими из обломочных пород различной крупности (от пелитов до гравелитов) с преобладанием псаммитовых и псефитовых разностей. Обломки в этих породах представлены в основном эффузивами: андезитовыми, дацитовыми и базальтовыми порфиридами, липаритовыми и липарит-дацитовыми порфирами, аналогичными эффузивам карамалыташской, ирендыкской и баймак-бурибаевской свит. В подчиненном количестве присутствуют обломки кремнистых сланцев, туффитов и реже известняков. Обломки слегка округленные, неокатанные или слабо окатанные, сортировка материала плохая. Среди обломочных пород встречаются прослои кремнистых сланцев. В основании слоистых толщ нередко залегают горизонты слоистых яшм. Преимущественно вулканогенный состав обломков, плохая их сортировка и окатанность, а также слоистые текстуры позволяют рассматривать эти породы как вулканомиктовые образования, отлагавшиеся в водной среде в результате разрушения близлежащих вулканических сооружений. К подобным же выводам ранее пришел Г. Ф. Червяковский (1971), который предлагает выделить вулканомиктовые образования в формацию предгорных или межгорных прогибов. В 11 рудных районах (из рассмотренных 15) рудовмещающие свиты перекрываются вулканомиктовыми образованиями, что дает право называть последние «покрывающими отложениями».

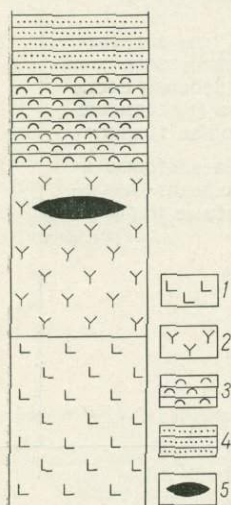


Рис. 14. Типовой геологический разрез рудных районов. 1 — подстилающие основные эффузивы; 2 — рудовмещающие дифференцированные вулканы с участием пород кислого состава; 3 — перекрывающие вулканомиктовые отложения; 4 — завершающие обломочные (терригенные) породы; 5 — колчеданная залежь

Выше вулканомиктовых отложений улутауской свиты залегают мощные толщи полимиктовых песчаников, выделяемые в Магнитогорском мегасинклиории как зилаирская свита. Местами между вулканомиктовыми отложениями и песчаниками расположены маломощные горизонты конгломератов, кремнистых сланцев, невыдержанные толщи и линзы известняков. В некоторых районах, таких как Ново-Николаевский и Зауральский (см. рисунки 12, 59, 62), полимиктовые песчаники лежат непосредственно на рудоносных толщах. Позднедевонские терригенные отложения не установлены стратиграфически выше рудоносных свит в Увельском, Теренсайском, Домбаровском и Средне-Орском районах, что можно объяснить последующим размывом песчаников в зонах, прилегающих к Восточно-Уральскому поднятию. Между песчаниками зилаирской свиты и вышележащими каменноугольными отложениями установлено региональное несогласие. Породы позднеуральского и визанюрского возраста представлены орогенными формациями (см. табл. 2). Это позволяет считать песчаники зилаирской свиты и их аналоги завершающими отложениями геосинклинального периода Южного Урала и соответственно завершающими образованиями в геологических разрезах колчеданных рудных районов Южного Урала. Наряду с обломками эффузивных пород в песчаниках зилаирской свиты присутствуют обломки кристаллических сланцев и кварцитов, что свидетельствует о более глубоком размыве Южного Урала в позднем девоне по сравнению с живетским веком.

Обобщая сказанное, можно составить следующий типовой литолого-стратиграфический разрез колчеданных рудных районов (снизу

вверх): 1) подстилающие вулканиты базальтового состава; 2) рудоносный вулканогенный комплекс с участием пород основного и кислого составов; 3) покрывающие вулканомиктовые отложения; 4) завершающие терригенные образования (рис. 14). Рудовмещающий комплекс относится к спилит-кратофировой формации. Его можно разделить на две части: нижнюю — базальтовую и верхнюю — сложного состава с участием кислых или умереннокислых вулканитов в лавовых, субвулканических или экструзивных фациях. Формирование типового разреза является по существу закономерным циклом пороодообразования (осадконакопления) в эвгеосинклинальных условиях. Для оценки перспективности отложений на колчеданные руды важен не столько возраст пород, сколько место данной толщи в геологическом разрезе и ее формационная принадлежность.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Во всех колчеданных рудных районах Южного Урала вулканогенные породы претерпели региональный метаморфизм (Иванов, Нечеухин, 1969; Кривцов, 1968; Нечеухин, Маркс, 1969; и др.). Для выяснения закономерностей распространения различных фаций регионального метаморфизма в рудоносных структурах и особенностей минеральных преобразований рудовмещающих толщ был изучен метаморфизм горных пород Бурибайского рудного района и всего Магнитогорского мегасинклинория (Прокин и др., 1969; Прокин, Захарова, 1969). Для выяснения возраста метаморфизма А. А. Захарова изучала характер изменений горных пород из обломков силурийских и девонских конгломератов Сибайского и Бурибайского рудных районов.

МЕТАМОРФИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

Горные породы Магнитогорского мегасинклинория претерпели региональный, регионально-контактный, контактный, автометаморфизм, околотрещинный метаморфизм. Первый тип не связан с локальными геологическими телами или структурами, а развит на больших площадях. Распространение регионально-контактного метаморфизма ограничено площадями, прилегающими к позднепалеозойским гранитным интрузивам. Контактный метаморфизм проявлен в экзоконтактных зонах интрузивных массивов. Автометаморфизм претерпели интрузивные породы и в меньшей степени — субвулканические и экструзивные тела. Околотрещинный метаморфизм ограничен тектонически ослабленными зонами.

Региональный метаморфизм горных пород Магнитогорского мегасинклинория отвечает низким ступеням метаморфизма — зеленокаменной, пумпеллит-пренитовой и цеолитовой фациям. Понятие «фация» здесь применяется условно, так как минеральные парагенезисы, соответствующие перечисленным фациям, не достигают полного равновесия. Они развиваются в породах, сохранивших первичные структуры и являются переходными стадиями от типичных зеленых сланцев к диагенетическим изменениям.

Зеленокаменная фация характеризуется полным разложением стекла в эффузивах и развитием устойчивого парагенезиса хлорита, альбита или альбит-олигоклаза, актинолита или эпидота и кварца. Хлорит присутствует в основной массе эффузивов и замещает кристаллы темноцветных минералов. Альбит и альбит-олигоклаз развиваются главным образом в контурах первичных кристаллов полевого шпата как результат деанортизации более основного плагиоклаза. Некоторое количество тонкозернистого альбита и альбит-олигоклаза возникает на месте раз-

ложения стекла. Актинолит и эпидот присутствуют в основной массе, а также замещают вкрапленники плагиоклаза и темноцветных минералов. Породы, в которых присутствует актинолит, относятся к хлорит-актинолитовой, а породы с эпидотом — к хлорит-эпидотовой субфации (ступени). Метаморфический кварц образуется в результате раскристаллизации стекла и в процессе деанортизации плагиоклаза. Из других минералов в породах зеленокаменной фации местами присутствуют серицит, карбонат, пренит, сфен (табл. 9). Породы, претерпевшие зеленокаменный метаморфизм, как правило, полностью сохраняют структуры эффузивных пород. Реже встречаются груборассланцованные разности типа порфириоидов и порфиритоидов. В отличие от типичных зеленых сланцев в зеленокаменных породах обычно отсутствует чистый прозрачный альбит, лишенный примесей. Внутри кристаллов альбита содержатся включения других минералов: сосюрита, кварца, хлорита, карбоната, серицита.

Таблица 9

Минеральный состав фаций регионального и регионально-контактового метаморфизма Магнитогорского мегасинклиория

Тип	Фация	Субфация	Минералы	
			главные	второстепенные
Региональный	Цеолитовая		Цеолиты, кальцит, хлорит	Кварц, пренит
	Пумпеллиит-пренитовая		Альбит, хлорит, пумпеллиит, пренит	Кварц, карбонат, серицит, лейкоксен, сфен, гематит
	Зеленокаменная	Хлорит-эпидотовая	Альбит, хлорит, эпидот	Кварц, карбонат, пирит, сфен, актинолит
		Хлорит-актинолитовая	Альбит (олигоклаз), хлорит, эпидот, актинолит	Кварц, карбонат, пренит, пумпеллиит, стильпно-мелан, сфен
Регионально-контактовый	Зеленосланцевая	Альбит-мусковит-хлоритовая	Альбит, мусковит, хлорит	Кварц, кальцит, серицит, сфен, лейкоксен
		Альбит-эпидот-биотитовая	Альбит, эпидот, биотит	Актинолит, хлорит, кварц, сфен
	Эпидот-амфиболитовая		Альбит, олигоклаз, сине-зеленая роговая обманка, эпидот, клиноцоизит	Кварц, актинолит, хлорит, сфен, биотит, гранат, мусковит, магнетит
	Амфиболитовая		Олигоклаз, андезин, роговая обманка, гранат, ставролит, силлиманит	Биотит, кварц, ильменит, сфен, магнетит

В породах пумпеллиит-пренитовой фации, выделенной в Магнитогорском мегасинклинории В. М. Нечухиным (1969), постоянно ассоциируют альбит, кварц и пумпеллиит. Местами они сопровождаются пренитом, карбонатом, серицитом и более основным плагиоклазом. Наличие пумпеллиита и пренита как минералов, содержащих кристаллизационную воду, позволяет считать эту фацию более низкотемпературной по сравнению с зеленокаменной фацией. В тех случаях, когда минеральные ассоциации, соответствующие пумпеллиит-пренитовой фации, наложены на породы, претерпевшие ранее изменения зеленокаменной фации, в них сохраняются реликтовые минералы последней — эпидот и актинолит.

Цеолитовая фация характеризуется развитием хлорита, пренита, кальцита, цеолитов. Среди последних отмечены ломонтит, анальцит, гейландит. В породах этой фации сохраняется основной плагиоклаз.

Палеозойские горные породы, в которых не проявились метаморфические минералы перечисленных фаций, отнесены к группе пород, претерпевших метагенетические изменения. Для этой группы характерны монтмориллонит, хлорит, кальцит, гидрослюды, кварц. Присутствие наиболее высокотемпературного кальциевого минерала в ряду цеолит—пумпеллиит—эпидот—актинолит (в порядке повышения температуры образования минерала), определяет отношение метаморфизованной породы к той или иной фации или субфации, соответственно цеолитовой, пумпеллиит-пренитовой, хлорит-эпидотовой, хлорит-актинолитовой. В связи со сложностью, а иногда и неясностью взаимоотношений между фациями автором приняты следующие критерии определения фациальной принадлежности регионально метаморфизованных пород. К актинолит-хлоритовой субфации отнесены породы, содержащие актинолит, независимо от присутствия других вторичных минералов; к эпидотовой субфации — породы с эпидотом без актинолита и пумпеллиита; к пумпеллиит-пренитовой фации — породы с пумпеллиитом при отсутствии актинолита, независимо от содержания других метаморфических минералов; к цеолитовой фации — породы, в которых присутствуют цеолиты (не повсеместно, а в горизонтах более пористых пород). Учетываемый обычный и распространенный состав (см. табл. 9) вторичных минералов (Коржинский, 1957; Соболев, 1970), парагенетический анализ минеральных ассоциаций автором не приводится.

Рассмотрим распространение фаций регионального метаморфизма по площади и в геологическом разрезе Магнитогорского мегасинклинория.

Горные породы, претерпевшие метаморфизм зеленокаменной фации, широко развиты в западном и восточном крыльях мегасинклинория. По возрасту они относятся в основном к ордовика, силуру и раннему девону. Местами зеленокаменному метаморфизму подвержены и среднедевонские отложения.

Выделяются три субмеридиональные зоны зеленокаменного метаморфизма: 1) в западном крыле Вознесенско-Присакмарского синклинория, где зеленокаменный метаморфизм претерпели отложения ордовика и силура — кураганская, сакмарская и поляковская свиты; 2) в Ирландском антиклинории, в котором зона метаморфизма зеленокаменной фации прослежена с перерывами на большей части территории; 3) в восточном крыле Магнитогорского мегасинклинория, где зона зеленокаменных пород постепенно расширяется к югу и на территории Оренбургской области охватывает по существу все восточное крыло мегасинклинория за исключением позднедевонских и каменноугольных отложений (рис. 15).

В пределах площадей развития зеленокаменной фации хлорит-актинолитовая субфация проявилась в западном крыле Вознесенско-Присакмарского синклинория, местами в осевой части Ирландского и Ахуново-Кацбахского антиклинориев и вблизи Кацбахского разлома. В восточном крыле Магнитогорского мегасинклинория хлорит-актинолитовая

субфация нередко переходит в зеленокаменную фацию регионально-контактового метаморфизма (на рис. 15 регионально-контактовый метаморфизм не показан).

Метаморфизм пумпеллит-пренитовой фации проявился преимущественно в отложениях среднего девона, а местами в силурийских и позднедевонских отложениях. В северной части Вознесенско-Присакмарского синклиория метаморфизм пумпеллит-пренитовой фации претерпели эффузивы и туфы, слагающие Аратаускую синклиналь (см. рис. 52), а в южной части синклиория эта фация проявилась к югу

от Байгускаровского ультраосновного массива. Распространение пумпеллита и пренита установлено в крыльях Ирндькского антиклинория, а между городами Учалы и Магнитогорск пумпеллит-пренитовая фация развита и в осевой зоне этой структуры. Широко распространена пумпеллит-пренитовая фация в Имангуловской синклинали и Кизило-Уртазымском синклиории, где такие изменения претерпели породы улутауской свиты среднего девона. В Учалинском районе пумпеллит-пренитовая фация проявилась также в эффузивах колтубанской свиты франского яруса. Меньше распространена пренит-пумпеллитовая фация в восточном крыле мегасинклиория. Зоны развития пумпеллита установлены в породах среднего девона, между месторождениями Озерным и Александринским и пос. Гумбейка — г. Магнитогорск, а также к югу от пос. Иреклинского.

Породы, претерпевшие метаморфизм цеолитовой фации, установлены в ряде пунктов

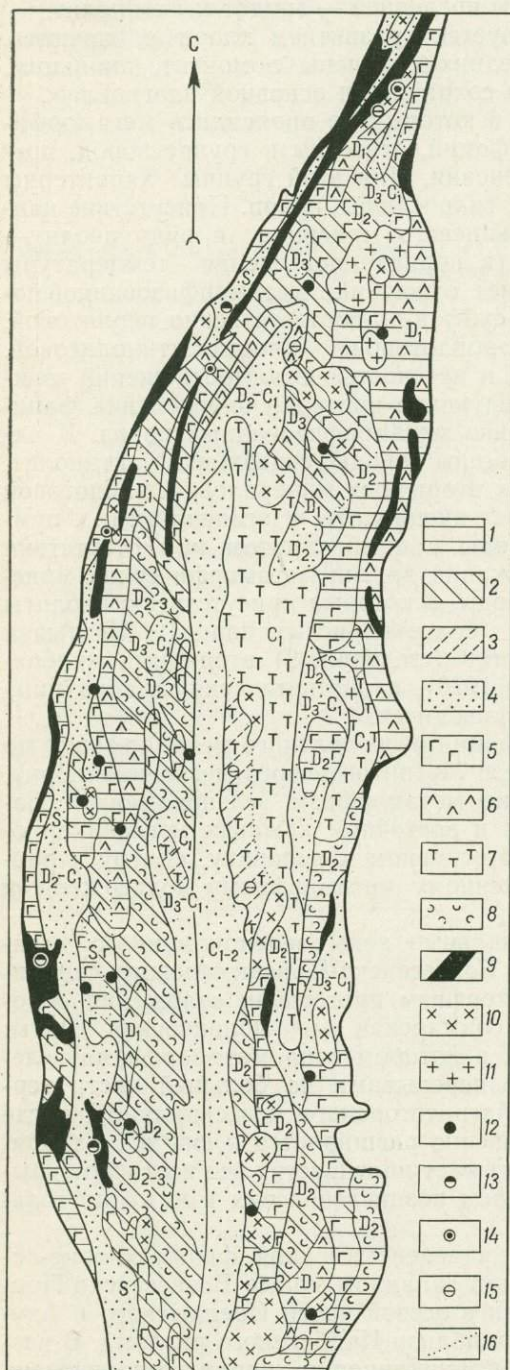


Рис. 15. Схема регионального метаморфизма Магнитогорского мегасинклиория. Составили В. А. Прокин, А. А. Алексеев, А. А. Захарова.

1—4 — фации регионального метаморфизма: 1 — зеленокаменная, 2 — пумпеллит-пренитовая, 3 — цеолитовая, 4 — осадочные породы не метаморфизованные; 5—8 — вулканогенные формации: 5 — спилит-диабазовая и спилит-кератофировая, 6 — андезит-базальтовая, 7 — трахилипарит-базальтовая, 8 — вулканомитовые отложения; 9—11 — группы интрузивных формаций: 9 — гипербазитовая, 10 — габброидная, 11 — гранитная; 12—15 — сульфидные месторождения: 12 — колчеданные, 13 — медно-никель-кобальтовые, 14 — медно-порфировые, 15 — медно-цеолитовые; 16 — границы метаморфических фаций

Центрально-Магнитогорского синклиория. Обычно это эффузивы березовской свиты. В Кизило-Уртазымской синклинали выявлены также зоны наложения цеолитизации на породы, претерпевшие ранее метаморфизм пумпеллитит-пренитовой фации. Такие явления отмечены в тектонически ослабленных зонах в северной части Бакрузянской брахиантиклинали, между последней и Сибайской брахиантиклиналью и в других местах.

Метагенетические изменения распространены среди позднедевонских и каменноугольных отложений Центрально-Магнитогорского, Вознесенско-Присакмарского и Кизило-Уртазымского синклиорий, в осевых частях Шартымской и Имангуловской синклиналей.

Амфиболитовая, эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации регионально-контактового метаморфизма развиты в восточной краевой части мегасинклиория вблизи зоны развития позднепалеозойских гранитных интрузий Восточно-Уральского поднятия. Более узкие зоны зеленосланцевой фации закартированы вдоль Кацбахского и Уралтауского глубинных разломов.

МЕТАМОРФИЗМ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД БУРИБАЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Сравнительно спокойная тектоническая обстановка Бурибайского рудного района, отсутствие на его территории крупных интрузий и широкое развитие вулканогенных пород основного и среднего составов — наиболее чувствительных индикаторов вторичных минеральных изменений, явились благоприятными условиями для изучения метаморфизма.

Парагенезисы метаморфических минералов позволяют выделить в районе две фации регионально метаморфизма: зеленокаменную и пренит-пумпеллититовую. Зеленокаменная фация представлена хлорит-актинолитовой и хлорит-эпидотовой субфациями.

Хлорит-актинолитовая субфация зеленокаменного метаморфизма распространена в западном крыле Вознесенско-Присакмарского синклиория и в западной части Ирендыкского антиклинория. Она проявилась среди силурийских вулканитов (рис. 16). В условиях хлорит-актинолитовой субфации метаморфизованы силурийские вулканогенные образования.

Хлорит-эпидотовая субфация проявилась в породах баймак-бурибаевской, ирендыкской и карамалыташской свит. Эта субфация развита в трех зонах. Первая расположена к востоку от Бурибайского месторождения, вторая — в западной части Маканской антиклинали, а третья — в Султангузинской антиклинали.

Пренит-пумпеллититовая фация развита на обширной площади в восточной половине района в пределах восточной части Ирендыкского антиклинория и в Кизило-Уртазымском синклиории. Небольшие зоны пород пумпеллитит-пренитовой фации установлены к западу от Бурибайского колчеданного месторождения. Изменениями данной фации охвачены породы баймак-бурибаевской, ирендыкской и улутауской свит. Оптические константы некоторых метаморфических минералов описанных фаций приведены в табл. 10.

Позднедевонские полимиктовые песчаники зилаирской свиты, распространенные в западной и восточной частях района, претерпели метагенетические изменения, выраженные в неравномерном развитии гидрослюд, хлорита, карбоната, монтмориллонита.

На фоне регионально метаморфизованных эффузивов в Бурибайском районе выделяется ряд зон гидротермально-метасоматических изменений. Наиболее значительные Бурибайская и Маканская зоны, приуроченные к одноименным разрывным нарушениям.

Бурибайская зона представлена цепью небольших участков метасоматических серицит-кварцевых, серицит-карбонат-кварцевых и серицит-

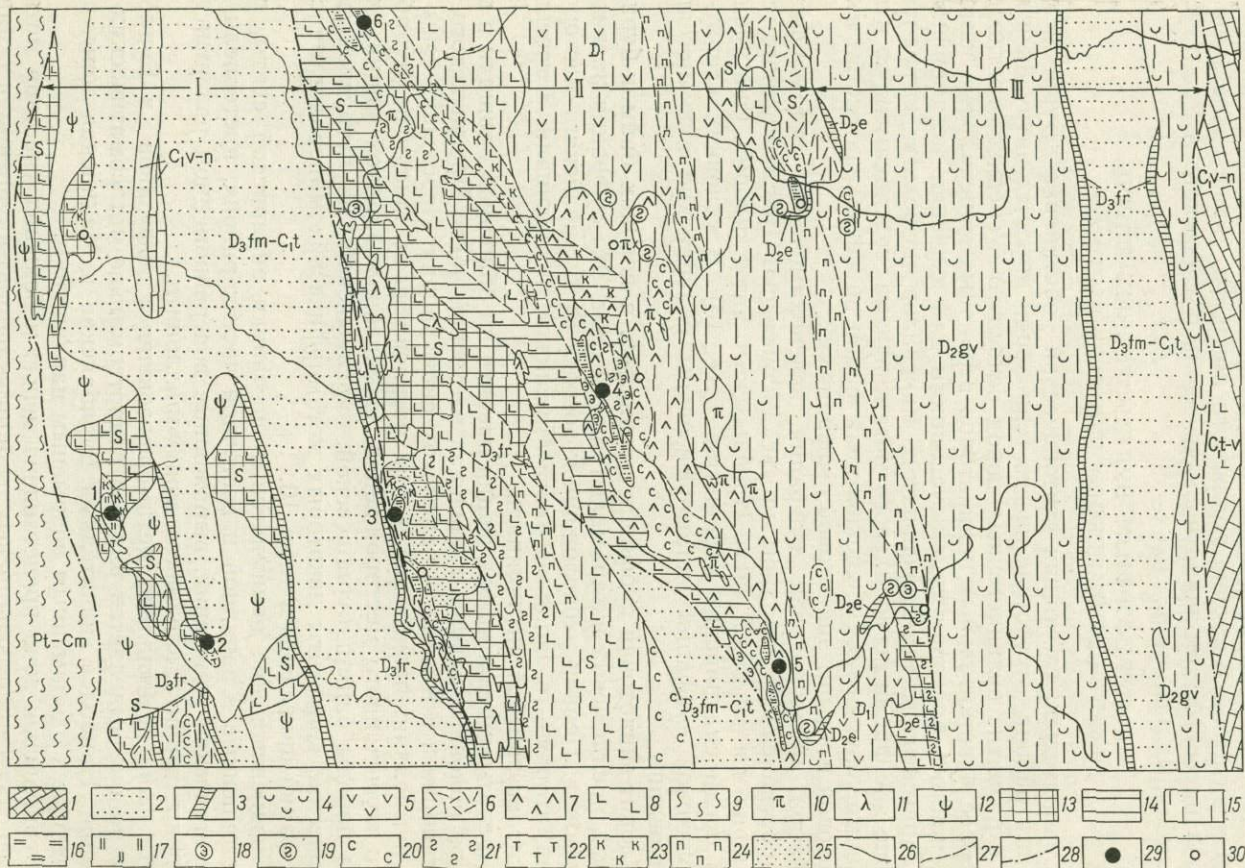


Рис. 16. Схематическая карта метаморфизма Бурибайского рудного района. Составили В. А. Прокин, А. А. Захарова.

I — Вознесенско-Присакмарский синклиорий (Присакмарская синклиналь), II — Ирендыйский антиклинарий (Таналыкская антиклиналь), III — Кизило-Уртазымский синклиорий.

1 — известняки; 2 — песчаники полимиктовые; 3 — кремнистые сланцы и яшмы; 4 — вулканические отложения; 5 — порфиры пироксен-плагиоклазовые и их туфы; 6 — дацитовые и андезит-дацитовые порфиры; 7 — андезитовые порфиры; 8 — спилиты, базальтовые порфиры; 9 — кристаллические сланцы; 10 — дацитовые порфиры субвулканические; 11 — диабазы и габбро-диабазы; 12 — серпентиниты; 13 — хлорит-актинолитовая субфация зеленокаменной фации регионального метаморфизма; 14 — хлорит-эпидотовая субфация той же фации; 15 — пумпеллит-пренитовая фация; 16 — серицит-кварцевые и хлорит-серицит-кварцевые породы околорудного метаморфизма; 17 — тальк-карбонатные породы; 18 — эпидозиты; 19 — кварц-гематитовые породы; 20 — частичная серицитизация; 21 — гематитизация; 22 — частичное отапливание; 23 — карбонатизация; 24 — преницитизация; 25 — сульфидная минерализация; 26 — литологические контакты; 27 — границы различных изменений пород; 28 — разрывные нарушения; 29 — разрывные нарушения; 29 — сульфидные месторождения: 1 — Ивановское; 2 — Дергамышское; 3 — Бурибайское; 4 — Маканлейное; 5 — Мамбетовское; 6 — Юбилейное; 30 — рудопроявления

Оптические константы метаморфических минералов Бурибайского рудного района

Минерал	Номер образ- ца	N_g	N_m	N_p	$c : N_g$	$2V, ^\circ$	Плеохроизм	Фация (субфация)
Актинолит	357	1,670	1,649		14—15°	—	Светло-зеленый	Актинолит-хлоритовая
Актинолит	372	1,669	1,648		16°	74—57	Бесцветный	Актинолит-хлоритовая
Эпидот	367	1,764		1,723		—82	Светло-желтый	Актинолит-хлоритовая
Эпидот	363	1,767	1,754	1,726		—84	То же	Эпидот-хлоритовая
Эпидот	1151	1,747	1,739	1,729			"	Пренит-пумпеллитовая
Пренит	1229	1,652		1,630		+68	Бесцветный	Пренит-пумпеллитовая
Пумпеллит	1168	1,703		1,689		+60	Светло-зеленый	Пренит-пумпеллитовая
Пумпеллит	396	1,731		1,710			Желто-бурый	Пренит-пумпеллитовая
Хлорит	367		1,611	1,608			Серовато-зеленый	Актинолит-хлоритовая
Хлорит	1165		1,617	1,614			Желто-зеленый	Пренит-пумпеллитовая

хлорит-кварцевых пород, развитых по эффузивам основного состава. Маканская зона более выдержана. Она прослежена почти непрерывно через весь район. Простирается ее северо-северо-западное, падение крутое восточное. В тектоническом отношении эта зона представлена серией смещений, зон расщепления и дробления.

В западной части района вблизи Уралтауского разлома среди основных эффузивов сакмарской свиты и ассоциирующих с ними гипербазитов выявлено несколько небольших участков гидротермально-метасоматических пород тальково-карбонатного, кварц-карбонатного, кварц-хлоритового, хлорит-актинолитового, эпидот-хлоритового составов, с которыми связаны сульфидные медно-никель-кобальтовые месторождения Ивановской группы (см. рис. 16).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД ИЗ ОБЛОМКОВ КОНГЛОМЕРАТОВ

Изучены два горизонта конгломератов. Первый горизонт распространен в западном крыле Вознесенско-Присакмарского синклинория. Возраст его, определенный по многим находкам граптолитов, поздний венлок — ранний лудлов. Второй горизонт развит в западном крыле Кизило-Уртазымского синклинория. Он залегает в основании колтубанской свиты. Возраст его, по определениям брахиопод из линз известняков, раннефранский.

В силурийских конгломератах присутствуют обломки спилитов, базальтовых и андезитовых порфиритов, габбро, габбро-пироксенитов.

Основные эффузивные породы из обломков по петрографическому и петрохимическому составам аналогичны вулканитам сакмарской свиты. Наряду со слабо измененными эффузивами во многих обломках отмечены интенсивные изменения, соответствующие зеленокаменной фации. В шлифах обломков пород наблюдалось срезание метаморфических минералов окатанной поверхностью обломков. В цементе конгломератов эпидот и актинолит отсутствуют. Это указывает на ранний возраст образования метаморфических минералов, предшествующий разрушению материнских пород.

Среди метаморфических и метасоматических пород в обломках установлены хлорит-актинолитовые, кварц-хлорит-актинолитовые, эпидот-хлоритовые, хлорит-эпидот-кварцевые, кварц-карбонатные, хлорит-карбонатные, карбонатно-тальковые, тальковые породы и серпентиниты. Изучение химического состава, содержания элементов-примесей и оптического констант метаморфических минералов позволило А. А. Захаровой доказать, что метасоматические породы из обломков идентичны описанным метасоматическим образованиям Присакмарской зоны.

Таким образом, изучение силурийских конгломератов дает возможность сделать вывод, что до их формирования в размываемых силурийских вулканогенных толщах в позднем венлоке — раннем лудлове проявились региональный зеленокаменный метаморфизм, контактовый метаморфизм вблизи тел габброидов и метасоматические преобразования, сопровождающие медно-никель-кобальтовые месторождения Присакмарской зоны.

Девонские конгломераты состоят преимущественно из вулканогенных пород: плагиоклазовых, пироксен- и роговообманково-плагиоклазовых, диабазовых порфиритов, туфов и туффитов андезитового и андезит-дацитового составов, кварц-плагиоклазовых и кварц-роговообманково-плагиоклазовых порфиритов. Реже в них встречаются спилиты, вариолиты, крупнокварцевые порфиры, щелочные трахитовые порфиры. Из метаморфических образований в конгломератах распространены кварц-хлоритовые породы, а местами встречаются хлорит-серицит-кварцевые и серицит-кварцевые метасоматиты. Интрузивные породы в виде диоритовых порфиритов и плагиогранитов обнаружены в единичных обломках. В конгломератах присутствуют известняки и кремнистые сланцы.

В результате изучения петрографических и петрохимических особенностей вулканогенных пород из франских конгломератов и сопоставления их с подстилающими вулканогенно-осадочными образованиями установлено, что при накоплении обломков размыву подвергались вулканогенные образования баймак-бурибаевской, ирендкской, карамалыташской и улутауской свит. Эффузивы и туфы в обломках метаморфизованы в условиях хлорит-эпидотовой ступени зеленокаменной фации и пумпеллиит-пренитовой фации. Совместно встречаются обломки, метаморфизованные в различной степени. Иногда в шлифах можно видеть как зерна эпидота и пумпеллиита срезаны краями обломков; в цементе конгломератов эти минералы не обнаружены.

Кварц-хлоритовые, серицит-кварцевые и другие метасоматические и частично серицитизированные породы нередко содержат вкрапленность сульфидов и обогашены типоморфными элементами колчеданных месторождений. Судя по минеральному и химическому составам и геохимическим особенностям, метасоматические породы из обломков близки метасоматитам колчеданных месторождений. Перечисленные факты позволяют считать, что ко времени размыва позднесилурийско-среднедевонских вулканогенных отложений они претерпели региональный метаморфизм, а местами гидротермальный метасоматоз, характерный для колчеданных месторождений.

Таким образом, есть основания считать, что на протяжении силура и девона было не менее двух этапов регионального метаморфизма: первый в раннем силуре, а второй на протяжении позднего силура — среднего девона (Захарова, 1970; Прокин, Захарова, 1969).

А. А. Захаровой установлено, что цемент конгломератов и прослойки песчаников и алевролитов в силурийских конгломератах не метаморфизованы, а претерпели лишь постдиагенетические изменения в условиях фации неизмененного глинистого вещества раннего катагенеза. Это свидетельствует об избирательном распространении регионального метаморфизма позднего силура — среднего девона. Метаморфические преобразования проявлены в основном в вулканогенных породах — лавах, туфах, субвулканических телах, а переслаивающиеся с ними осадочные породы на удалении от контактов с вулканитами не метаморфизованы.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА И СООТНОШЕНИЕ ЕГО С КОЛЧЕДАННЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ

Результаты изучения конгломератов в различных структурных зонах позволили выявить некоторые особенности проявления регионального метаморфизма в раннем силуре и позднем силуре — среднем девоне. В составе раннесилурийских конгломератов присутствуют главным образом обломки эффузивов основного состава, габброидов и серпентинитов. Раннесилурийские конгломераты отличаются от позднедевонских невыдержанностью мощности слоев, слабой окатанностью обломков и присутствием угловатых разностей. Указанные особенности состава и строения раннесилурийских конгломератов позволяют связывать их накопление с рифтовой зоной, прилегающей к Уралтаускому разлому (Иванов, Нечехин, 1974). Можно считать, что региональный зеленокаменный метаморфизм хлорит-актинолитовой ступени зеленокаменной фации проявился в глубоководных условиях рифтовых зон.

Вулканиты позднего силура — среднего девона претерпели в основном минеральные преобразования, соответствующие хлорит-эпидотовой ступени зеленокаменной фации и пумпеллиит-пренитовой фации. При этом последняя накладывается на первую. Спилит-кератофировая и андезит-базальтовая формации накапливались в условиях подводных вздыманий, превратившихся позднее в структуры типа островных дуг. Следовательно, в этих же условиях происходили зеленокаменные преобразования эпидот-хлоритовой ступени.

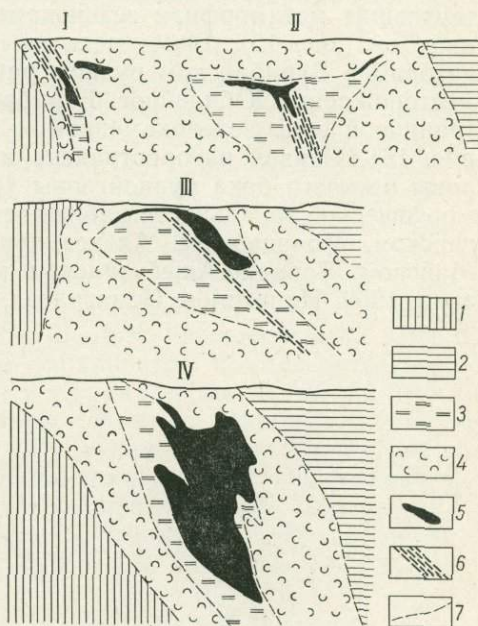


Рис. 17. Положение колчеданных месторождений по отношению к фациям регионального метаморфизма.

1 — хлорит-эпидотовая субфация зеленокаменной фации; 2 — пумпеллиит-пренитовая фация; 3 — околорудные метасоматиты (серицит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые и др.); 4 — породы, частично измененные околорудными процессами (с реликтами плагноклаза); 5 — рудные тела; 6 — зоны расланцевания; 7 — границы различных изменений пород. Месторождения: I — Маканское, II — Октябрьское, III — Юбилейное, IV — Сибайское

Раннегеосинклинальное время проявления и ограниченность распространения зеленокаменного метаморфизма только вулканогенными фациями данного этапа позволяют связывать этот метаморфизм с прогревом горных пород материнскими магматическими расплавами базальтоидных магм, из которых произошли метаморфизованные вулканиды. К подобным выводам ранее пришли С. Н. Иванов и В. М. Нечехин (1969), изучившие метаморфизм северо-западной части Магнитогорского мегасинклинория.

Более широкое распространение пумпеллиит-пренитовой фации и проявление ее в туфогенно-осадочных толщах, завершающих разрез рудоносных вулканитов, свидетельствует о нескольких иных условиях пумпеллиит-пренитовых изменений. Минеральные ассоциации этой фации наложены на зеленокаменный метаморфизм. Поэтому можно считать, что физико-химические условия, благоприятные для выделений пумпеллиита и пренита, существовали как в период активного вулканизма — в краевых частях зон зеленокаменного метаморфизма, так и после прекращения вулканической деятельности. Когда активная вулканическая деятельность прекратилась, произошло выравнивание температур при общем их понижении по отношению к уровню зеленокаменных изменений. В этот период имело место регрессивное наложение пумпеллиит-пренитовой фации на зеленокаменную.

Колчеданные месторождения расположены среди вулканитов, претерпевших метаморфизм зеленокаменной и пумпеллиит-пренитовой фаций (см. рис. 15). Более детальными исследованиями, выполненными автором в Бурибайском рудном районе, установлено, что колчеданные месторождения Юбилейное, Бурибайское и Маканское находятся в пограничной зоне зеленокаменной и пумпеллиит-пренитовой фаций (см. рис. 16). Первая распространена в лежащем боку, а вторая — со стороны всячего бока рудной зоны (рис. 17). Подобная же схема метаморфической зональности наблюдается на Учалинском, Озерном, Узельгинском, Молодежном, Александринском, Сибайском, Бакртауском, Майском, Западно-Ащевутакском месторождениях (Прокин, Тимергазина, 1969; Исмагилов, Исмагилова, 1971).

**ЛОКАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ
КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ****СВЯЗЬ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
С ВУЛКАНИЧЕСКИМИ ПОСТРОЙКАМИ**

В условиях относительно слабой дислоцированности силуро-девонских отложений на Южном Урале вулканические постройки являются наиболее характерной формой палеоструктур эффузивных образований. Исследования по выявлению и изучению вулканических построек в колчеданных рудных районах за последние годы приобрели большой размах. К настоящему времени изучены многие вулканические постройки. Некоторые из них вмещают промышленные колчеданные месторождения (Иванов и др., 1962; Иванов, Прокин, 1974; Червяковский, 1972; Шарфман, 1971, 1972; Бородаевская и др., 1973; Кривцов и Шепелев, 1970; Серавкин, 1970; Требухин, 1970; Перижняк, 1970; Яковлев и др., 1970). Закономерности локализации колчеданных залежей рассмотрены на примере наиболее изученных рудоносных вулканических построек Сибайского, Гайского и Баймакского рудных районов.

В Сибайском и Гайском рудных районах, расположенных в Кизило-Уртазымском синклинии, вулканогенный характер структур проявляется более четко. Здесь на фоне туфогенно-осадочных и осадочных отложений среднего и позднего девона картируются изолированные положительные структуры, сложенные вулканитами среднедевонской спилит-кератофировой формации (рис. 18). С севера на юг в Кизило-Уртазымском синклинии выделяются следующие вулканические постройки: Юлдашевская, Бакрузьякская, Карамалыташская, Сибайская, Подольская, Султангузинская, Вишневская, Новочеркасская, Гайская, Орская, Шандашинская (см. рисунки 18, 19, 21, 45). Уровень эрозии этих построек различен. Наиболее глубоко эродированы и, следовательно, более крупные в плане Бакрузьякская и Карамалыташская вулканические постройки. Протяженность их достигает 20 км, а ширина 5 км. Менее других эродированы Гайская и Орская вулканогенные структуры, размеры которых по поверхности не превышают 3—5 км. Подольская вулканическая постройка не затронута эрозией (Иванов, Прокин, 1974). Она залегает на глубине 300—500 м под слоистыми туфогенно-осадочными отложениями улутауской свиты (см. рис. 39).

СИБАЙСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПОСТРОЙКА

Сибайская структура сложена вулканитами липарит-базальтовой субформации спилит-кератофировой формации эйфельского яруса, относимой к карамалыташской свите. Вулканогенные породы окружены слоистыми живетскими туфогенно-осадочными отложениями улутауской свиты (рис. 19). На севере и юге вулканогенные породы полого погружаются под слоистые толщи улутауской свиты, а на западе и востоке они ограничены крутопадающими субмеридиональными разрывными нарушениями. Блок вулканогенных пород приподнят по отношению к соседним блокам. Таким образом, структура имеет форму горстантиклинали. Элементы залегания пород внутри структуры определяются по слоистости редких маломощных прослоев туффигов. Падение пород северо-западной части структуры северо-западное под углом 20—40°, вблизи южного замыкания — южное 15—30°, в западном крыле — за-

крупности обломков сокращается мощность горизонта брекчий смешанного состава. В карьере Старого Сибая мощность этого горизонта 20—25 м. В северном и южном направлениях она уменьшается до 5—2 м, а на расстоянии 3 км горизонт полностью выклинивается.

На Сибайском рудном поле установлены дайки и субвулканические тела кислого и основного составов. Кислые внедрившиеся образования приурочены преимущественно к третьей и четвертой толщам. Реже они встречаются в пятой толще. Простираение субвулканических тел в западном крыле структуры субширотное, в юго-западном — преимущественно северо-западное, а к северу от месторождения — субмеридиональное. Такое расположение субвулканических образований очевидно объясняется наличием синвулканических радиальных нарушений, которые в северной части месторождения пересекаются. Здесь установлено также наибольшее количество даек и субвулканических тел (см. рис. 28).

Многие дайки представлены плотными и миндалекаменными диабазами, аналогичными по составу основным эффузивам и туфам пятой толщи. Иногда встречаются переходы крутопадающих даек диабазов в пологолежащие лавовые потоки. В. С. Шарфманом (Шарфман, Степанова, 1971) в пределах Сибайской структуры выделены жерловые фации.

Линзовидная общая структура, резкое выклинивание кислых вулканитов на ее периферии, обилие субвулканических тел и присутствие грубообломочных пирокластических фаций свидетельствуют о существовании эйфельской вулканической постройки на месте современной Сибайской горстантиклинали. Зональное распределение крупности пирокластического материала, относительное распространение и ориентировка субвулканических тел позво-

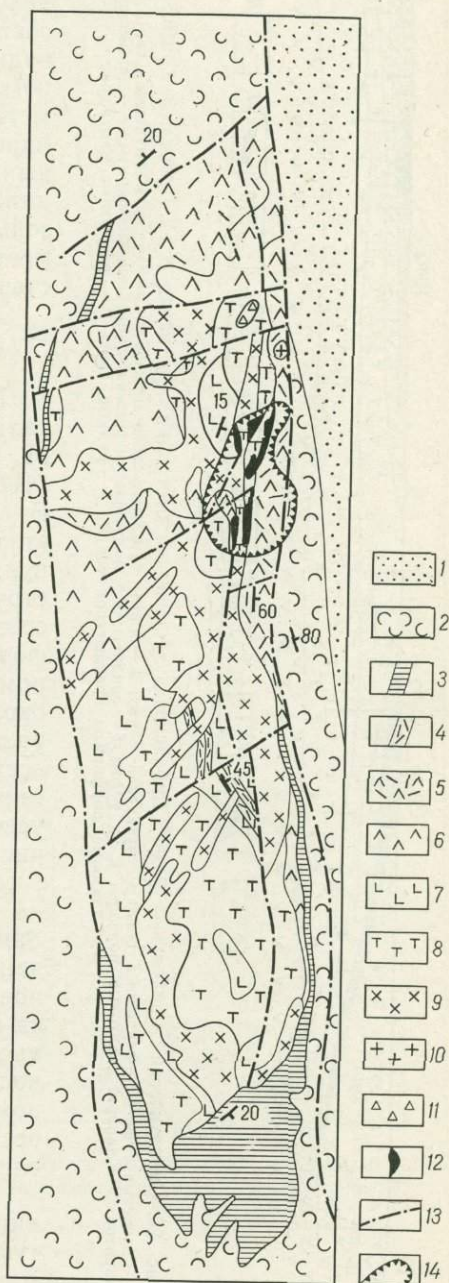


Рис. 19. Схематическая геологическая карта Сибайской вулканической постройки. Составил автор с использованием материалов Л. Г. Паклиной, В. Г. Шигарева, Н. А. Перижняк.

1 — позднедевонские осадочные породы; 2 — живецкие туфогенно-осадочные отложения улутауской свиты; 3 — яшмы бугульгурского горизонта (эйфель); 4—8 — карамальташская свита (эйфель): 4 — прослой туффов, 5 — туфы базальтовых порфиритов пятой толщи, 6 — базальтовые порфириты пятой толщи, 7 — основные эффузивы третьей толщи, 8 — дацитовые порфириты и их туфы; 9 — субвулканические кварцевые липарит-дацитовые порфиры; 10 — кварцевые диориты; 11 — габбро-диабазы; 12 — рудные тела; 13 — разрывные нарушения; 14 — контур карьера

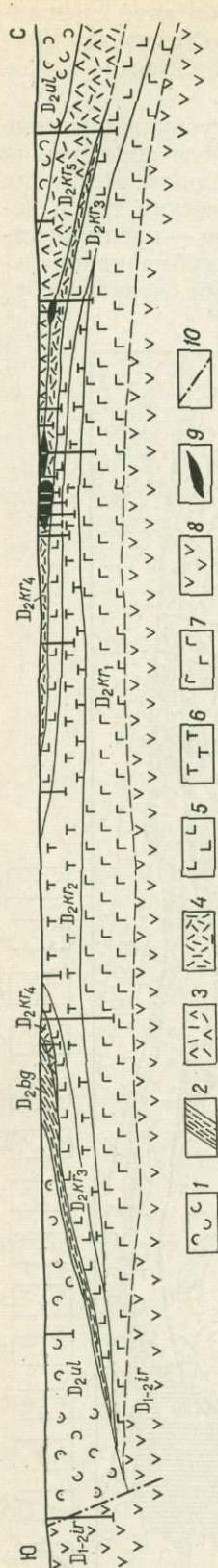


Рис. 20. Схематический продольный разрез Сибайской вулканической постройки. Составили В. А. Прокин, В. Г. Шигарев.

1 — слоистые туфоогенно-осадочные породы улутаской свиты; 2 — яшмы бугулыгского горизонта; 3 — карамалыташская свита; 3 — туфобрекчи базальтовых порфиритов, 4 — липарит-дацитовые порфиры и их туфы, 5 — спилиты, 6 — дацитовые и андезит-дацитовые порфиры, 7 — диабазовые порфиры; 8 — пироксен-плагио-класовые порфиры ирендакской свиты; 9 — рудные тела; 10 — разрывные нарушения

ляют считать, что жерловина вулкана располагалась на Старо-Сибайском участке. Учитывая конусообразную морфологию и многократное возобновление деятельности Сибайского вулкана с извержением кислых и основных продуктов, эту вулканическую постройку следует отнести к полигенному стратовулкану.

В северной части Старо-Сибайского участка установлена мощная зона гидротермально-метасоматических пород (Прокин, 1963). Здесь же широко распространены оригинальные брекчиевидные руды, состоящие из обломков пород и обломковидных обособлений колчедана различного состава. Происхождение обломков метасоматическое, тектоническое и пирокластическое (Рокачев, 1965). Гетерогенный состав обломков свидетельствует о длительной активной жизни жерловой зоны. Основное рудное тело Сибайского месторождения расположено в непосредственной близости от жерловой зоны.

ГАЙСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПОСТРОЙКА

Гайская рудоносная структура детально изучена В. И. Скрипилем, М. С. Недожиговым, Н. А. Сибирской (1962), М. Б. Бородаевской и др. (1973), В. С. Требухиным (1970). По данным этих исследователей, рудовмещающие вулканогенные породы слагают ядро структуры. На поверхности эрозионного среза они образуют грубоэллипсоидную форму, вытянутую в северо-северо-западном направлении на 8 км при ширине около 4 км (рис. 21). Вулканогенные образования карамалыташской свиты со всех сторон окружены слоистыми туфоогенно-осадочными отложениями улутаской свиты живетского яруса. Последние образуют пологую брахиантиклиналь с соответствующим падением слоистости на север, юг и восток под углом 15—30°. Западное крыло структуры срезано надвигом, плоскость которого имеет восточное падение под углом 20—30° и является постелью для рудоносных вулканогенных образований (рис. 22). Ниже поверхности надвига залегают слоистые вулканические песчаники и алевролиты, переслаивающиеся с углисто-глинистыми сланцами.

По данным В. С. Требухина, в основании вулканогенной постройки залегают туфоагломераты базальтового состава миндалекаменной и шлаковой текстуры,

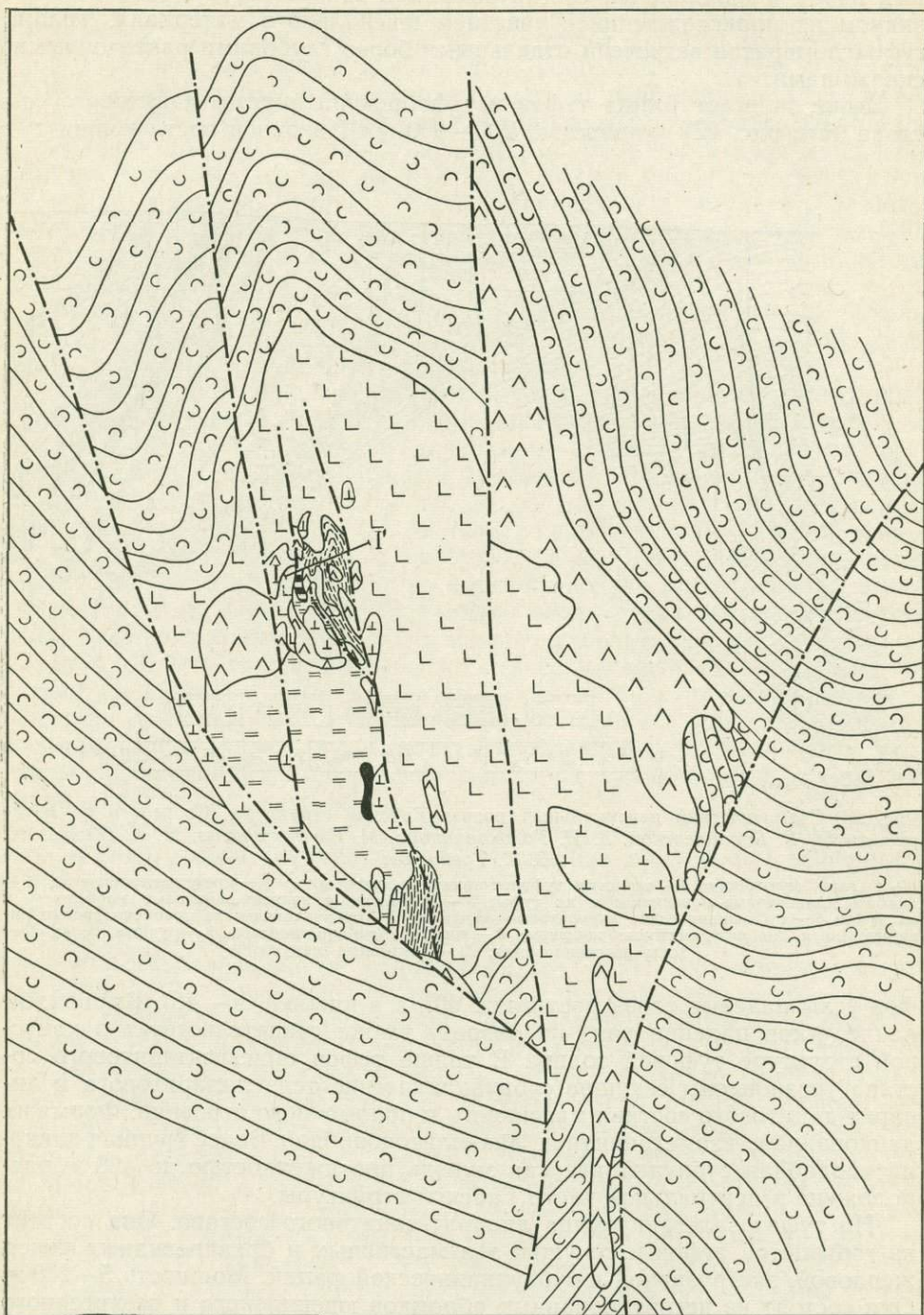


Рис. 21. Схематическая геологическая карта Гайского рудного поля. По материалам В. С. Требухина и В. И. Толоконникова. Условные обозначения см. на рис. 23

состоящие из несортированных обломков и глыб размерами 5—20 см и крупнее. Обломки и глыбы сцементированы мелкообломочным кристалло-литокластическим материалом того же состава. Текстуры обломочных пород и однородный состав обломков свидетельствуют об эксплозивном их происхождении с участием ювенильного материала. Толща туфоагломератов встречена отдельными более глубокими разведочными скважинами.

Выше залегает толща туфов и туфобрекчий андезит-дацитового состава (см. рис. 22) мощностью 200—800 м. В верхней части толщи ту-

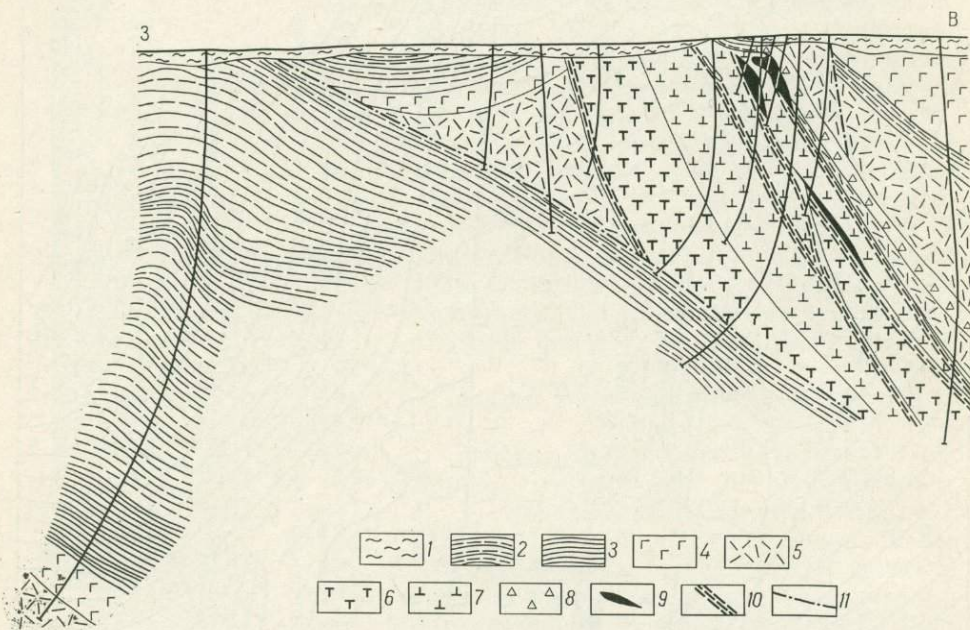


Рис. 22. Схематический вертикальный разрез Гайской структуры. Составлен по материалам М. Б. Бородаевской, В. И. Толоконникова, М. Н. Вахрушева, Н. А. Перижняк, В. С. Требухина.

1 — рыхлые отложения; 2 — слоистые туфопесчаники и алевролиты; 3 — кремнистые сланцы; 4 — диабазы, диабазовые порфиры и их туфы; 5 — дацитовые и андезит-дацитовые порфиры и их туфы; 6 — субвулканические липаритовые порфиры; 7 — субвулканические крупнокварцевые липаритовые и липарит-дацитовые порфиры; 8 — жильные габбро-диабазы; 9 — рудные тела; 10 — зоны расланцевания; 11 — разрывные нарушения

фов углы падения слоев достигают 60°, а в нижней 30—45°. Выполаживание углов падения вниз по разрезу также свидетельствует о конусной структуре туфовой толщи. В толще туфов андезит-дацитового состава установлены секущие субвулканические тела липаритового и липарит-дацитового состава массивного и обломочного строения. Форма их дайковидная, изометричная и лакколитоподобная. Более крупная лакколитоподобная субвулканическая залежь протяженностью до 400 м расположена в центральной части Гайской структуры.

На туфах залегает толща липарит-дацитового состава. Она состоит из горизонтов туфов и секущих тел массивных и брекчиевидных пород жерловой, экструзивной и субвулканической фаций. Мощность 5—200 м. Они состоят из несортированных обломков ювенильного и резургенного происхождения величиной 3—30 см. В отличие от нижележащей толщи падение горизонта туфов липарит-дацитового состава сравнительно пологое. Он залегает на различных горизонтах частично разрушенного конуса туфов андезит-дацитовых порфиритов. В центральной части Гайской структуры установлена мульдообразная впадина — кальдера, в ко-

торой на туфах липарит-дацитовых порфиров располагаются игнимбритовые брекчии мощностью до 80 м.

На неровном вулканическом рельефе описанных пород залегает слоистая пачка, состоящая из туфов и туффитов кислого и смешанного составов с прослоями кремнистых и кремнисто-алевритовых пород. В верхней части слоистой пачки присутствуют прослои андезит-базальтовых шлаковых туфов. Наибольшая мощность слоистой пачки (до 200 м) наблюдается в кратерно-кальдерной депрессии. Эта депрессия в плане представляет собой овал, удлинённый в меридиональном направлении до 1500 м. Дно ее почти горизонтальное, а края наклонены внутрь депрессии под углом 40—60°. Слоистая пачка относится к вулканомиктовым отложениям. Она сформировалась в результате размыва временными потоками положительных форм вулканического рельефа. Частично отлагался хемогенный кремнистый и андезит-базальтовый пирокластический материал.

На слоистой пачке залегает толща пирокластических пород базальтового и андезит-базальтового составов, завершающая разрез вулканических образований Гайского рудного поля.

Гайская вулканическая постройка пересечена серией субмеридиональных разрывных нарушений, придавших ей блоковое строение. Наиболее крупный Центральный синвулканический разлом проходит через центральную часть вулканической постройки. Зона разлома пронизана дайками и субвулканическими телами кислых пород. Падение разлома восточное под углом 65—75°. Вблизи разлома породы рассланцованы.

М. Б. Бородаевская, В. С. Требухин, Н. Ф. Зубко (1973) рассматривают Центральный разлом как многожерловую зону узлового строения. Последнее выражается в наличии серии воронкообразных жерловин, расширяющихся кверху и имеющих субвертикальные подводящие каналы. Жерловины выполнены кластическим материалом кислого состава: спекшимися туфами, вулканическими и эруптивными брекчиями. По всей длине Гайской вулканической постройки в зоне Центрального разлома прослеживается крупное дайкообразное субвулканическое тело автобрекчированных липаритовых порфиров. В северном и южном направлениях тело погружается.

Многожерловая зона — рудоконтролирующая для всех колчеданных залежей Гайского месторождения. Последние приурочены к воронкообразным раздувам. В прижерловой и жерловой зоне наблюдаются интенсивные гидротермальные изменения вулканитов с превращением их в серицит-кварцевые и хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты, повсеместно минерализованные сульфидами. В блоке, ограниченном Центральным и Восточно-Гайским разломами, расположены основные рудные тела Гайского месторождения. Под экранирующими слоистыми отложениями кальдерной впадины залегает Третья залежь со стержневой линзой (рис. 23). Верхний ее контакт почти горизонтальный, а в сторону лежащего бока ответвляются крутопадающие рудные апофизы, переходящие ниже в Четвертую залежь. На южном продолжении Центрального разлома залегают Пятая и Шестая залежи. Последние отделены от Третьей и Четвертой залежей безрудными участками, сложенными более плотными, преимущественно субвулканическими породами. На глубоких горизонтах в зоне Центрального разлома залегает Восточная залежь. С удалением от жерловой части вулканической постройки в северном и южном направлениях сульфидная минерализация постепенно затухает. На примере Гайского месторождения видна связь медноколчеданных залежей с крупной полигенной вулканической постройкой. Благоприятными факторами, обусловившими формирование крупных колчеданных залежей в Гайской вулканической постройке, М. Б. Бородаевская, В. С. Требухин и Н. Ф. Зубко (1973) считают высокую эксплозивность (более 90%), пестроту пирокластических фаций, наличие

субвертикальных жерловых образований, сложенных высокопроницаемыми обломочными породами, залегание последних под плотными горизонтально лежащими слоями туффов.

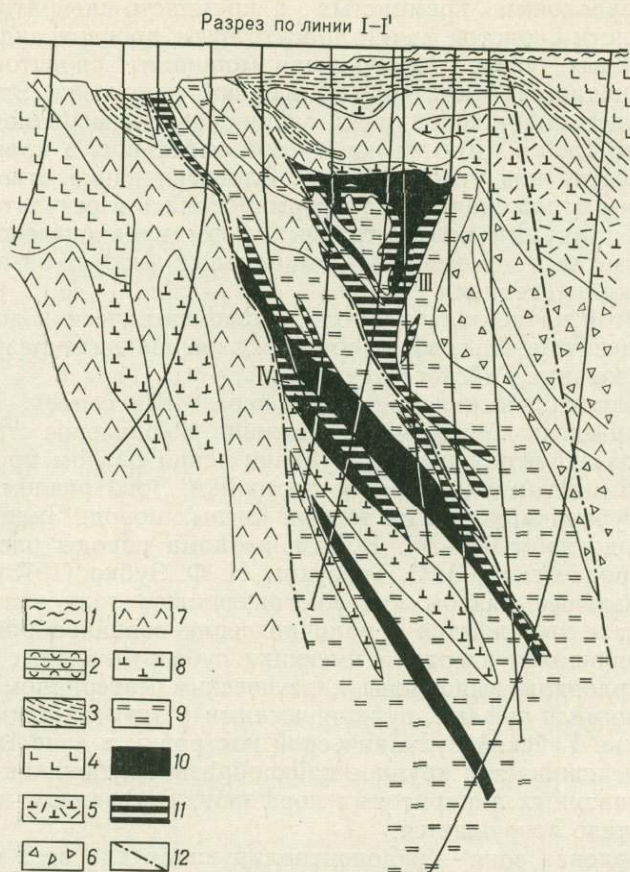


Рис. 23. Схематический геологический разрез I—I' (см. рис. 21) Гайского месторождения. По материалам М. Б. Бородаевской, Н. А. Перижняк, В. И. Толоконникова, В. С. Требухина.

1 — рыхлые отложения; 2 — слоистые вулканомиктовые породы уду-тауской свиты; 3 — туффы; 4 — вулканиды основного состава; 5 — туфы кислого состава; 6 — брекчии дацитовых порфиритов; 7 — диабазы субвулканические; 8 — кислые породы субвулканические; 9 — метасоматиты серицит-кварцевые и серицит-хлорит-кварцевые; 10 — массивный колчедан; 11 — вкрапленные руды (III и IV номера рудных тел); 12 — разрывные нарушения

БАЙМАКСКАЯ ГРУППОВАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПОСТРОЙКА

Детальные палеовулканические исследования в Баймакском районе проводили И. Б. Серавкин (1970), В. С. Шарфман (1972), П. Ф. и Л. Н. Сопко и др. (Колчеданные месторождения ..., 1973). В результате исследований установлено, что Баймакское вулканическое сооружение состоит из серии небольших сближенных вулканических построек, образующих три субмеридиональные зоны или цепи вулканов: Западно-Баймакскую, Центрально-Баймакскую и Восточно-Баймакскую. Лавовый и пирокластический материал, извергавшийся из смежных центров, отлагался с взаимным перекрытием, в результате сформировалось крупное групповое вулканическое сооружение плоской линзовид-

ной формы (рис. 24). Отдельными скважинами, пробуренными в краевых частях сооружения, под вулканогенными породами встречены песчаники и алевролиты. Однако общая мощность вулканитов в центральной ча-

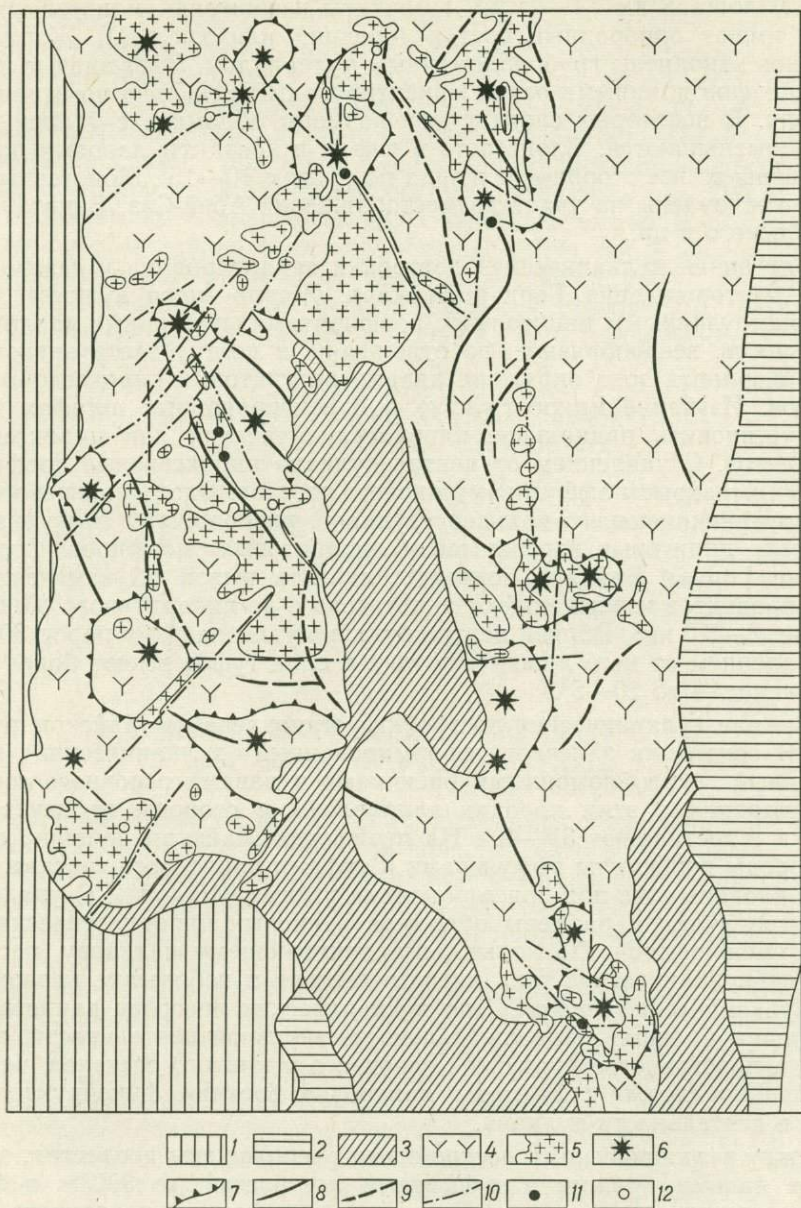


Рис. 24. Южная часть Баймакской групповой вулканической постройки.
По И. Б. Серавкину (1970).

1 — песчаники верхнего девона; 2 — вулканокластические отложения силуровского возраста; 3 — порфириды и туфы (ирендыкская свита); 4 — вулканиты силура (баймак-бурбайская свита); 5 — субвулканические породы кислого состава; 6 — силурийские вулканические центры; 7 — контуры вулканокупольных брахантиклиналей; 8—9 — пликативные элементы структур: 8 — антиклинали, 9 — синклинали; 10 — разрывные нарушения; 11 — колчеданные месторождения; 12 — рудопроявления

сти не определена. По данным сейсмических исследований она достигает 3—4 км.

Единые вулканы, слагающие Баймакскую постройку, не одинаковы по размерам и строению. И. Б. Серавкин (1970) выделяет три типа

вулканов: 1) моногенные без кальдеры; 2) полигенные с кальдерой; 3) сложные, длительно развивавшиеся.

Моногенные вулканы расположены на склонах более крупных вулканов. Площадь их 0,1—1 км². Продукты извержений моногенных вулканов имеют однородный состав (средний или кислый). Жерловины вулканов заполнены грубообломочным материалом. Эффузивные потоки и слои туфов длинными осями ориентированы радиально по отношению к жерлу. В некоторых слоях туфов размеры обломков с удалением от жерла уменьшаются. Слоистость в туфах и контакты лавовых потоков наклонены во все стороны от жерла под углом 10—15°. Моногенные вулканы установлены на участках месторождений Абей-Саз, Бакртауского, Богачевского и др.

Полигенная вулканическая постройка закартирована к северо-западу от месторождения Горная Байкара. Жерло этого вулкана заполнено экструзивными дацитовыми порфиритами, имеющими столбчатую отдельность, веерообразную по отношению к центру экструзивного купола. Жерловая зона окружена лавами андезитовых пироксеновых порфиритов. Изучение микроструктур в ориентированных шлифах позволило установить радиальное направление течения лав пироксеновых порфиритов. С удалением от центра вулкана пироксеновые порфириды местами перекрыты эффузивами кислого состава. Вдоль кольцевого разлома, ограничивающего кальдеру вулкана, расположены субвулканические тела дацитовых порфиритов и липаритовых порфиров. Строение вулкана Горная Байкара позволяет сделать вывод об изменении состава продуктов извержений от андезитового до липаритового. Площадь вулкана 3—3,5 км². Вблизи центра вулкана углы падения пород 30—50°, а с удалением от него лавовые потоки и слои туфов имеют более пологое падение — до 10—5°.

Сложная вулканическая постройка установлена на Майском рудном поле. В основании залегает деформированный вулканический конус, сложенный грубообломочными брекчиями и лавами основного состава. Углы падения в этих породах направлены в стороны от центра постройки и составляют 35—40°. На периферии Майского вулкана основные породы перекрыты эффузивами и туфами дацитового состава, которые наклонены уже под более пологими углами (10—25°). С удалением от центра вулкана размеры обломков в кислых пирокластических породах уменьшаются. По кольцу, ограничивающему кальдеру, расположены субвулканические тела кислого состава и небольшие паразитические вулканические конусы. Для вулканических построек данного типа характерны большая продолжительность активной деятельности, совмещение в пространстве продуктов основного и кислого составов, нередко разделенных слоями туффитов и лахаровых брекчий, фиксирующих перерыв в деятельности вулкана.

Между вулканическими постройками расположены депрессии, заполненные лавами, туфами и туффитами мощностью до 300 м и более. Ближе к центру депрессии возрастает роль туфогенно-осадочного материала. Такие депрессии площадью до 3 км² закартированы на Майском, Аргаганском и Богачевском участках.

В последующих тектонических процессах вулканические постройки и разделяющие их депрессии, выполненные туфогенно-осадочными отложениями, вели себя по-разному. Вулканические конусы, пронизанные субвулканическими телами, являлись жесткими упорами, поэтому они превратились в положительные структуры, а депрессии — в синклиналильные складки. Вблизи вулканических центров тектонические напряжения разряжались разрывными нарушениями, а в депрессиях — складчатыми деформациями. В результате такого дифференцированного поведения различных элементов вулканических структур при деформациях

образовались вулкано-купольные брахиантиклинали и вулкано-депрессионные брахисинклинали.

Колчеданные месторождения Баймакского рудного района тяготеют к вулкано-купольным брахиантиклиналям (см. рис. 24). В пределах последних рудные тела приурочены к жерловым экструзивным куполам, горизонтам грубообломочных брекчий, зонам дробления и рассланцевания, осложняющим крылья вулканокупольных структур (см. рис. 32, б). В брахисинклинальных структурах, расположенных между вулканокупольными структурами, сульфидные руды не установлены.

Кроме описанных примеров, тесная пространственная связь колчеданных месторождений с вулканическими постройками на Южном Урале установлена на Молодежном и Узельгинском месторождениях в Учалинском рудном районе (Петров, Беляева, 1974), на Александринском месторождении в Верхнеуральском рудном районе (А. Д. Штейнберг, А. Т. Гаев), на Юбилейном и Маканском месторождениях в Бурибайском рудном районе (Кривцов, Шепелев, 1970; Анисимов, Гордица, 1970).

ПОЛОЖЕНИЕ КОЛЧЕДАНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ

Наиболее объективный фактический материал, подтверждающий большую роль структурных факторов в локализации колчеданных месторождений, получен при картировании карьеров Учалинского, им. XIX партсъезда, Сибайского, Бурибайского, Гайского и Блявинского месторождений. Рассмотрим положение колчеданных месторождений в складчатых структурах и роль разрывных нарушений в размещении колчеданных залежей.

ПОЛОЖЕНИЕ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУРАХ

В Бурибайском и Баймакском рудных районах колчеданные месторождения расположены на площади Ирендыкского антиклинория. В пределах последнего они локализованы в антиклинальных структурах более высокого порядка — в Таналыкской антиклинальной зоне, Петропавловской, Бурибайской и Маканской антиклиналях и брахиантиклиналях (см. рис. 36, 57).

В Бурибайском рудном районе лучше изучен профиль, проходящий через Бурибайское, Маканское и Октябрьское месторождения (см. рис. 13). Этот профиль разбурен скважинами глубиной 200—700 м, а детали структуры изучены при картировании карьеров Бурибайского и Маканского месторождений (см. рис. 37, 38).

В западном борту карьера Бурибайского месторождения, детально закартированного автором, падение слоистости в туффитах западное под углом 65—75°. Падение контактов отработанных рудных тел Бурибайского колчеданного месторождения (см. рис. 32, а) также западное под углом 30—75°. К востоку от месторождения шурфами и скважинами вскрыты слоистые туффиты и красные яшмовидные породы, в которых слоистость имеет восточное падение под углом 20—50°. Слоистые породы залегают в крыльях Бурибайской антиклинали. Ядро этой структуры сложено спилитами, базальтовыми афиритами и порфиритами первой толщи баймак-бурибайской свиты (см. табл. 7). Месторождение приурочено к более крутому западному крылу Бурибайской антиклинали (см. рис. 13). Далее на восток на протяжении 1—2 км распространены туфы андезит-базальтовых и андезитовых порфиритов, выполняющих синклинальную структуру (на рис. 13 синклиналь не показана). К востоку от этой синклинали на поверхность вновь выходят спилиты и

вариолиты, слагающие ядро Маканской антиклинали. В восточном более крутом крыле последней расположено Маканское колчеданное месторождение. К востоку от Маканского месторождения находится синклинальная складка, выполненная дацитовыми порфиритами верхней толщи баймак-бурибаевской свиты. Внутри этой синклинали установлено небольшое пологое симметричное воздымание с размахом крыльев 500—600 м, к апикальной части которого приурочены более значительные залежи Октябрьского месторождения.

В Сибайском и Гайском рудных районах выявленные колчеданные месторождения ограничены контурами трех горстантиклинальных вулканогенных структур: Бакрузякской, Сибайской и Гайской (см. рис. 19, 21, 45).

Для Учалинского и Верхнеуральского рудных районов приуроченность колчеданных месторождений к антиклиналям подтверждается на примерах всех рудных полей. Учалинское рудное поле приурочено к Мало-Учалинской антиклинали, Узельгинское — к зоне сочленения последней с широтным Байрамгуловским поднятием (см. рис. 52). Александринское рудное поле находится в юго-западной части одноименной брахиантиклинали (см. рис. 55).

В юго-восточной части Магнитогорского мегасинклинория, в Ащebutакском, Теренсайском и Домбаровском рудных районах все колчеданные месторождения расположены в пределах Ащebutакского и Теренсайского антиклинориев. В пределах последних месторождения контролируются положительными складчатыми структурами более высокого порядка. Исключение из этого правила — месторождение Летнее, которое, по данным Б. П. Потапенко и др. (1973), приурочено к Джаилганской брахисинклинальной структуре (см. рис. 40). Однако вопрос о морфологии Джаилганского рудного поля в настоящее время окончательно не решен.

Средне-Орский рудный район находится в северной части Западно-Мугоджарского синклинория. Колчеданные месторождения этого района приурочены к антиклинальным структурам более высокого порядка — Авангардной и Приорской брахиантиклиналям, а также к восточному крылу Ащилысайской антиклинали (см. рис. 42).

В тех случаях когда на месторождениях проявилась мелкая складчатость, рудные тела наследуют ее. На Бакртауском месторождении установлены мелкие седловидные залежи, приуроченные к апикальным частям складок.

Итак, антиклинальные структуры, сложенные вулканитами спилиткератофировой формации, благоприятны для локализации колчеданных месторождений. В пределах этих структур рудные тела в основном размещаются в крутых крыльях складок, местах резкого изменения углов падения пород, периклинальных замыканиях и толщах вулканитов, залегающих под экранирующими горизонтами плотных слоистых туффитов.

Во многих из рассмотренных примеров рудоносные антиклинальные структуры представляют собой деформированные вулканические постройки (Бакрузякская, Сибайская, Гайская, Тубинская и др.). В деформации вовлечены только силуро-девонские отложения, а вышележащие каменноугольные породы залегают на них с резким угловым несогласием. Это дает право считать рудоконтролирующие складки синвулканическими, точнее связанными с силуро-девонскими тектоническими движениями. Вулканические постройки явились жесткой основой для положительных структур, возникших в процессе складчатых деформаций.

Рассмотрим положение колчеданных месторождений в складчатых структурах в рудных районах, расположенных за пределами Магнитогорского мегасинклинория.

В Медногорском рудном районе все колчеданные месторождения расположены в пределах Блявинской синклинали (Блявинский рудный район, 1968). Наибольшие мощности вулканогенных пород спилит-кратофировой формации приурочены к осевой части синклинали (см. рис. 63). По представлениям М. А. Камалетдинова (1974), силурийские вулканогенные породы Медногорского рудного района представляют собой тектонический покров, перемещенный из Магнитогорского мегасинклинория в результате крупного шарьяжа. Геофизические данные свидетельствуют об отсутствии плотных пород на глубине, чем подтверждается это представление. Постелью покрова служат терригенные отложения позднедевонско-раннетурнейской зилаирской свиты, образующие синклинальный прогиб. Следовательно, синклинальная структура Блявинского рудного поля — вторичная, приобретенная в результате шарьяжа.

Айдырлинский рудный район охватывает Кваркенскую седловинную структуру, расположенную между Челябинско-Суундукским и Адамовско-Мугоджарским мегантиклинориями (см. рис. 1, 61). В последних размещаются одноименные позднепалеозойские гранитные массивы. Мегантиклинории сформировались в позднем палеозое, поэтому Кваркенскую седловинную структуру следует рассматривать как позднепалеозойскую синклиналь, возникшую после завершения процессов рудоотложения. Однако внутри седловинной структуры на участке Айдырлинского колчеданного месторождения сохранилась небольшая одноименная антиклинальная структура, представляющая собой, вероятно, сильно деформированную вулканическую постройку.

Границы Зауральского рудного района почти совпадают с границами Буруктальского синклинория, расположенного между Кундыбаевским и Айкенским антиклинориями (см. рис. 59). Последние возникли в позднем палеозое, и как следствие этих смежных поднятий оформился сопряженный с ними Буруктальский синклинорий. Однако Светлинское месторождение находится в восточном крыле сильно деформированной небольшой антиклинали, находящейся в юго-восточной части Буруктальского синклинория.

Таким образом, за пределами Магнитогорского мегасинклинория в районах с гранитизированным и миогеосинклинальным фундаментом рудоносные вулканиты после проявления в них рудных процессов претерпели интенсивные деформации надвигового, блокового и складчатого характера, которые исказили первичные рудоконтролирующие структуры. В настоящее время строение рудных полей деформированных структур синклинальное (Блявинское), моноклинальное (Ново-Николаевское) или антиклинальное (Светлинское). Однако по отношению к колчеданному рудообразованию эти структуры более молодые, поэтому их нельзя рассматривать как рудоконтролирующие. Можно лишь предположить, что антиклинальные структуры Поляновского и Светлинского месторождений — реликты вулканогенных брахиантиклиналей.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩАЯ РОЛЬ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Детальное картирование карьеров и рудных полей колчеданных месторождений позволило выявить широкое распространение в них разрывных нарушений различного порядка. Рассмотрим строение рудоконтролирующих разломов на Учалинском, Сибайском и Майском месторождениях.

К западу от колчеданной залежи Учалинского месторождения распространены массивные миндалекаменные базальтовые порфириды, а к востоку массивные кварцевые дацитовые и андезит-дацитовые порфириды (см. рис. 53). Непосредственно к востоку от сульфидной залежи в зоне шириной 100—200 м установлены крутопадающие субмеридио-

нальные зоны дробления и рассланцевания. Более интенсивное рассланцевание наблюдается в непосредственной близости от рудного тела. В зону проявления динамометаморфизма внедрилась серия субвулканических тел и даек кислого и основного составов. В рассматриваемой тектонической зоне вмещающие эффузивные и пирокластические породы претерпели гидротермальный метаморфизм. Они превращены в серицит-кварцевые и хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты, содержащие сульфидную минерализацию. Гидротермальные изменения проявились и в некоторых субвулканических телах, внедрившихся в тектонически ослабленную зону лежащего бока Учалинского месторождения. Вдоль восточного контакта рудного тела с вмещающими породами и внутри последних встречаются маломощные (0,5—1 м) зоны милонитизации и брекчирования, в которых гидротермально измененные породы и сульфиды раздроблены и перетерты. Зона динамометаморфизма прослежена горными работами в карьере и буровыми скважинами на 3000 м по простиранию и на 1500 м на глубину. Нарушение представляет собой сложный взброс с амплитудой смещения около 2000 м.

Изложенная характеристика зоны динамо- и гидротермального метаморфизма, расположенной в лежащем боку Учалинской колчеданной залежи, позволяет рассматривать ее как долгоживущее разрывное нарушение. Последнее заложено в период проявления спилит-кератофирового вулканизма. Вдоль него проникали субвулканические тела и рудоносные гидротермальные растворы. Висячем боку тектонически ослабленной зоны под толщей моноклиновых диабазовых порфиритов и прослоем туффигов отложились колчеданные руды. Последующие послерудные подвижки, проявившиеся в более узких зонах, привели к дроблению сульфидов.

Падение Южной залежи (Новый Сибай) Сибайского колчеданного месторождения и толщи брекчий диабазовых порфиритов висячего бока восточное под углом 45—60°. В лежащем боку Ново-Сибайской залежи установлено разрывное нарушение восточного падения под углом 70—75°. Зона дробления вдоль нарушения отчетливо прослеживается в западном борту карьера (см. рис. 46, а). Мощность ее 50—80 м. В северной части месторождения эксплуатационными работами в зоне нарушения установлено крутопадающее тело сплошных медноколчеданных руд (см. рис. 47, а). По керну скважин видно, что с глубиной рудная зона сменяется брекчированными, а местами рассланцованными породами. Далее на север за пределами месторождения тектоническая зона расширяется до 200—300 м. В ней наблюдаются сближенные трещины отдельности, а местами тектонические брекчии и сланцеватость. Последняя падает на восток под углом 70—75°. Вдоль тектонической зоны внедрились субвулканические кварцевые липарит-дацитовые порфиры, закартированные в западном борту карьера. На северном фланге этой зоны встречены небольшие тела кварцевых диоритов и габбро-диабазов. Более интенсивные гидротермально-метасоматические изменения горных пород проявились в пределах рассмотренной тектонической зоны.

Все рудные тела Сибайского месторождения примыкают к Главному тектоническому нарушению и являются как бы нанизанными на него (рис. 25). Приуроченность к этому нарушению субвулканических и рудных тел, гидротермально измененных пород и послерудных нарушений позволяют считать его долгоживущей тектонически ослабленной зоной, которая служила рудоподводящим каналом.

Основные рудные тела Майского месторождения залегают под пологопадающей на юго-запад толщей туфов и туффигов (см. рис. 32, б). Скважинами и подземными горными выработками, пройденными в восточной части месторождения, установлена тектонически ослабленная зона мощностью 40—60 м, падение ее юго-западное под

углом 70—75°. В пределах зоны среди сильно трещиноватых и раздробленных пород установлены кулисообразно расположенные зонки интенсивного расланцевания мощностью 1—3 м. (Исмагилов, Серавкин, 1970). Внутри общей тектонической зоны залегают субвулканические тела кварцевых дацитовых порфиритов. Расланцованные вмещающие породы и субвулканические порфириты претерпели гидротермально-метасоматические изменения — серицитизацию, хлоритизацию, сульфидизацию. В тектонической зоне залегают небольшие тела вкрапленных и сплошных руд, ориентированные параллельно сланцеватости. Руды и гидротермально измененные породы местами вновь раздроблены в послерудное время. К востоку от тектонической зоны распространены основные эффузивы баймак-бурибаевской свиты, претерпевшие зеленокаменный метаморфизм хлорит-эпидотовой ступени. Отсутствие здесь вышележащих кислых пород и отложений ирендыкской свиты свидетельствует о приподнятости северо-восточного блока по отношению к юго-западному, а следовательно, о принадлежности данного тектонического нарушения к сбросу.

М. И. Исмагилов и И. Б. Серавкин (1970) назвали описанную зону Главным разломом Майского месторождения. Присутствие в ней субвулканических тел позволяет считать, что она заложилась в синвулканическую стадию. Интенсивный гидротермальный метаморфизм раздробленных и расланцованных пород, присутствие в зоне сброса и висячем его боку рудных тел свидетельствуют о том, что зона сброса служила рудоподводящим каналом и частично рудолокализирующей структурой. Последние подвижки вдоль зоны происходили после рудообразования.

Крутопадающие разрывные нарушения описаны М. Б. Бородаевской и др. (1973) на Гайском, К. А. Уразаевым, С. Я. Галимовым (1970) на месторождении им. XIX партсъезда, А. И. Кривцовым и В. М. Шепелевым (1970) на Маканском и Восточно-Семеновском месторождениях. Таким образом, наличие тектонически ослабленных зон, являющихся рудоподводящими каналами и частично рудолокализирующими структурами, следует считать закономерным явлением для южноуральских колчеданных месторождений. Вслед за М. И. Исмагиловым и И. Б. Серавкиным эти нарушения следует называть главными разломами (рис. 26). Приуроченность главных разломов или рудоконтролирующих нарушений к крыльям вулканических антиклиналей, уменьшение амплитуд смещений от центров вулканических построек к их периферии и размещение в зонах нарушений субвулканических тел свидетельствуют о синвулканическом времени заложения нарушений.

Особенности главных разломов колчеданных месторождений следующие: 1) древнее время их заложения, синхронное периоду активного спилит-кератофирового вулканизма и внедрению субвулканических тел;

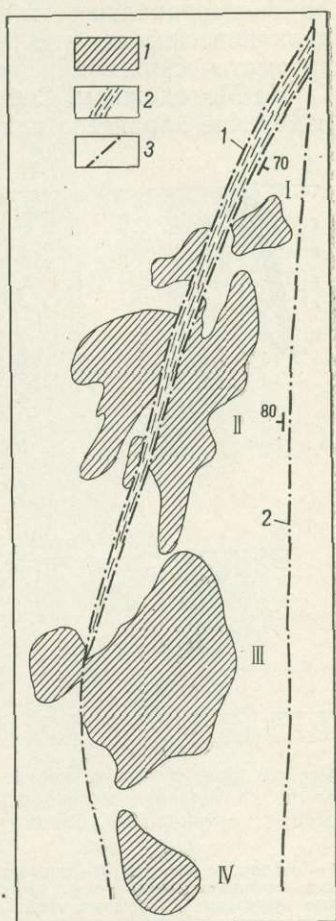


Рис. 25. План расположения основных разрывных нарушений и рудных тел на Сибайском месторождении.

1 — горизонтальные проекции рудных тел: I — Северный Сибай, II — Старый Сибай, III — Новый Сибай (Южная, или Главная залежь), IV — Слепая залежь; 2 — зона смятия; 3 — разрывные нарушения: 1 — Главный разлом, 2 — Восточно-Сибайский взброс

2) размещение разломов в лежащем боку более крупных рудных тел; 3) одинаковое направление падения рудных залежей, согласных с напластованием вмещающих пород, и главных разломов, при более крутых углах последних ($60-85^\circ$); 4) совмещение вдоль зон главных разломов вертикальных тектонических подвижек, внедрений даек и субвулканических тел различного состава и возраста, гидротермально-метасоматических изменений горных пород и сульфидной минерализации.

На Молодежном, Сибайском и Гайском месторождениях установлено изменение характера главных разломов. На глубине они представлены

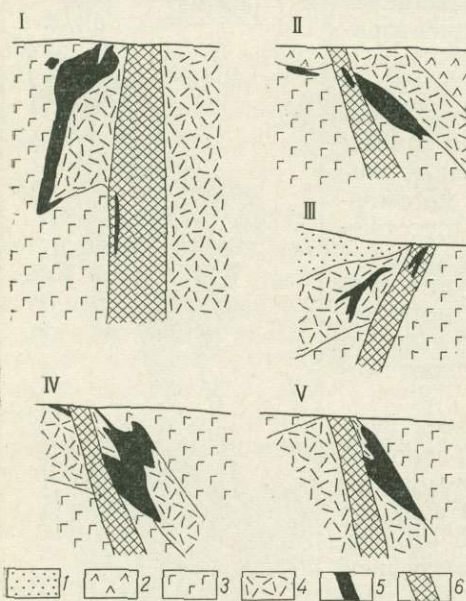


Рис. 26. Схемы расположения главных разломов колчеданных месторождений в поперечных вертикальных геологических разрезах.

1 — осадочные породы; 2 — пироксен-плагиоклазовые порфириды; 3 — основные эффузивы; 4 — кислые эффузивы; 5 — рудные тела; 6 — зоны главных разломов.

Месторождения: I — Учалинское, II — Молодежное, III — Майское, IV — Сибайское, V — Приорское

зонами грубого рассланцевания. Гипсометрически выше последние сменяются тектоническими брекчиями. Еще выше, уже в породах висячего бока, разломы сложены узкими зонами милонитов и сближенной субпараллельной трещиноватости. Вблизи главных разломов развиваются субпараллельные и оперяющие нарушения. Эти второстепенные нарушения и сопровождающие их зоны объемного брекчирования в основном структуры рудо локализующие.

В Теренсайском, Увельском, Баймакском, Ново-Николаевском рудных районах установлена приуроченность колчеданных месторождений к зонам интенсивного рассланцевания (см. рис. 50, 58, б). Наиболее изучены по площади рудоконтролирующие зоны рассланцевания в Баймакском районе (рис. 27).

Можно предположить, что рассланцевание произошло после гидротермальных изменений и рудообразования. Однако развитие стебельчатого кварца вокруг зерен пирита, присутствие обломков рассланцованных пород

в зонах синрудного брекчирования и залегание в зонах рассланцевания субвулканических тел свидетельствуют о более древнем возрасте рассланцевания, близком времени внедрения субвулканических пород.

Экспериментальными исследованиями Д. Григса установлено, что предел прочности кварцитов в воздухе 2,1 кбар, в 1%-ном растворе карбоната натрия — 0,93 кбар, а в 10%-ном растворе этой же соли — 0,40 кбар (Хендин, 1969). Следовательно, в присутствии химически активных флюидов прочность кварца (вероятно, и других минералов) сильно понижается. Можно предположить, что в условиях латерального сжатия в период рудообразования рассланцеванию подвергались избирательно горные породы, пропитанные гидротермальными растворами.

Наряду с синрудными зонами рассланцевания вблизи региональных разломов (Уралтауского, Западно-Ирендыкского, Андреевского, Тарутинско-Наследницкого) установлено более позднее рассланцевание. Для последнего характерно раздавливание и обжимание зерен сульфидов, появление новых более крупнозернистых агрегатов серицита и хлорита, секущих синрудные тонкозернистые агрегаты этих минералов.

СВЯЗЬ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ВНЕДРИВШИМИСЯ МАГМАТИЧЕСКИМИ ПОРОДАМИ

Внедрившиеся магматические породы установлены на всех колчеданных месторождениях Южного Урала. Рассмотрим состав и морфологию внедрившихся образований и взаимоотношение их с рудными телами на примерах Сибайского, Маканского и Бурибайского месторождений.

На Сибайском месторождении установлены следующие фации внедрившихся магматических пород: гипабиссальные интрузии, субвулканические тела, дайки, не имеющие петрохимических аналогов среди вмещающих эффузивов.

Гипабиссальные интрузии представлены габбро, диоритами и кварцевыми диоритами. Небольшие интрузии габбро размерами до 500 м установлены в 2—3 км к северу от месторождения среди кислых и основных эффузивов и туфов карамалыташской свиты (см. рис. 19). Плагноклаз в габбро альбитизирован (деанортизирован), местами в них содержится редкая вкрапленность пирита. Дайкообразная крутопадающая интрузия диоритов вскрыта в восточном борту карьера Сибайского рудника. Она имеет мощность 30—50 м и залегает в зоне Восточно-Сибайского разлома. Диориты секут отложения карамалыташской и улутауской свит. Они не претерпели околорудного гидротермального метаморфизма и альбитизации плагноклаза. Небольшое тело кварцевых диоритов встречено несколькими скважинами на северном фланге Сибайского месторождения, где оно залегает среди гидротермально измененных кислых пород. Кварцевые диориты частично серицитизированы и содержат вкрапленность пирита. Плагноклаз в кварцевых диоритах альбитизирован. Гео-

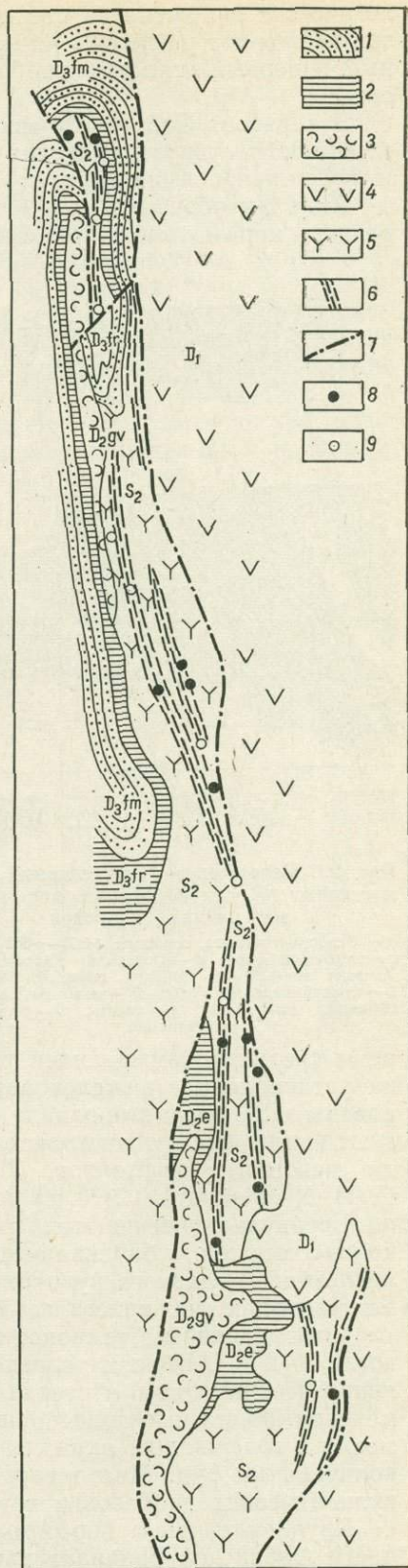


Рис. 27. Схема расположения зон расланцевания и колчеданных месторождений в Восточно-Баймакской рудоносной зоне.

1 — полимиктовые песчаники; 2 — кремнистые сланцы, яшмы; 3 — вулканомиктовые отложения; 4 — порфисен-плагноклазовые порфириды и их туфы; 5 — вулканогенные породы баймак-бурибайевской свиты; 6 — зоны расланцевания; 7 — разрывные нарушения; 8 — колчеданные месторождения; 9 — рудопроявления

логическое положение и степень метаморфизма гипабиссальных интрузий позволяют разделить их на дорудные (или синрудные) и послерудные. К первым относятся габбро и кварцевые диориты, а ко вторым диориты.

В карьерах Сибайского месторождения установлены следующие разновидности субвулканических тел: миндалекаменные диабазы, мелко- и крупнокварцевые порфиры.

Диабазы образуют sillы и секущие дайки, встречающиеся во всем разрезе карамалыташской свиты. Преобладают северо-восточные про-

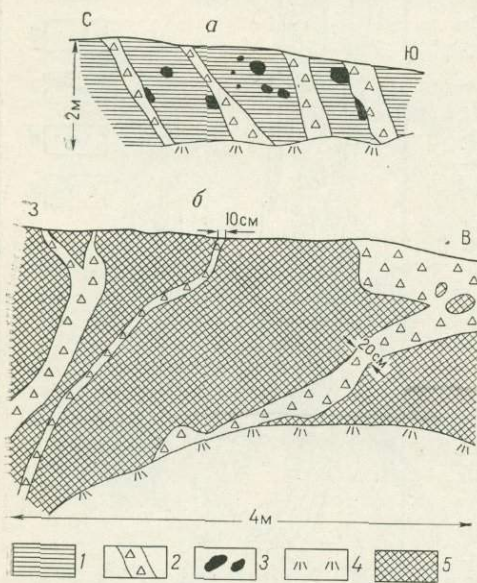


Рис. 28. Пересечение брекчиевидных (а) и массивных (б) руд Сибайского месторождения дайками диабазов.

а — Северный карьер, горизонт +360—+362 м, северо-восточный борт; б — Северный карьер, горизонт от +339 до +349 м, северный борт. 1 — брекчиевидные руды; 2 — диабазы; 3 — обособления колчедана; 4 — осыпь; 5 — массивный колчедан

стирания, юго-восточные и юго-западные падения субвулканических даек диабазов. Характерны извилистые очертания и разветвления субвулканических даек миндалекаменных диабазов, пересекающих рудные тела и вмещающие породы (рис. 28).

По структуре и текстуре субвулканические диабазы почти не отличаются от вмещающих их лав основных пород. Текстура некоторых даек диабазов в средней части миндалекаменная, в крайних частях дайки массивные. В субвулканических диабазах плагиоклаз альбитизирован. В местах пересечения даек и зон метасоматитов жильные диабазы хлоритизированы, а иногда содержат вкрапленность пирита.

По химическому составу диабазы из субвулканических даек аналогичны лавам основного состава карамалыташской свиты.

Субвулканические мелко-кварцевые порфиры распространены среди рудовмещающей толщи кислых эффузивов и туфов, а также установлены в нижележащих толщах. На поверхности они закартированы в 2,5 км к юго-западу от Сибайского месторождения, где образуют вытянутые ветвящиеся тела мощностью до 200 м, залегающие среди основных эффузивов. Л. Г. Паклиной, В. Г. Шигаревым и С. И. Кузнецовым (1970 г.) в карьере установлены согласные и секущие субвулканические тела мелкокварцевых порфиров. Наибольшее количество тел субвулканических мелкокварцевых порфиров установлено вблизи главного рудоконтролирующего Сибайского нарушения. В этих породах фенокристаллы представлены альбитом, кварцем и реже хлоритизированным темноцветным минералом. Размеры вкрапленников 0,3—2 мм. Вблизи колчеданных залежей субвулканические мелкокварцевые порфиры претерпели гидротермально-метасоматические изменения. Местами они превращены в хлорит-серпичит-кварцевые метасоматиты, содержащие вкрапленность сульфидов и апофизы массивных колчеданных руд. Мелкокварцевые порфиры пересечены дайками субвулканических диабазов и крупнокварцевых порфиров.

Крупнокварцевые порфиры распространены в основном в северной части Сибайской брахиантиклинали, непосредственно к западу от Сибайского месторождения. Дайкоподобные крутопадающие тела этих по-

род установлены в лежащем боку Южной залежи в зоне главного рудо-контролирующего разлома. К западу от этого разлома скважинами пересечено тело крупнокварцевых порфиров мощностью 90 м. Наиболее крупный их массив, достигающий 2 км в поперечнике, расположен в 1—3 км к западу от Сибайского месторождения в осевой части одноименной брахиантиклинали (см. рис. 19). Петрографические особенности крупнокварцевых порфиров — широкое развитие сферолитовых структур, присутствие округленных (оплавленных) фенокристаллов кварца величиной 3—5 мм, округленных замутненной каймой. Крупнокварцевые порфиры менее изменены гидротермальными процессами. В непосредственной близости от рудных тел они частично серицитизированы, а на удалении от месторождения окварцованы и эпидотизированы. Тела липаритовых порфиров пересекают весь разрез карамылыташской свиты и в единичных случаях встречены в нижних горизонтах улутауской свиты.

По химическому составу мелкокварцевые субвулканические породы относятся к дацитовым порфиритам и липарит-дацитовым порфирам, а крупнокварцевые — к липаритовым порфирам (табл. 11).

Таблица 11

**Химический состав субвулканических кислых пород
Сибайского (1, 2, 3) и Бурибайского (4, 5) месторождений**

Компоненты	Мелкокварцевые породы		Крупнокварцевый липаритовый порфир (3)	Микродиабаз (андезит- базальтовый афирит) (4)	Кварцевые порфиры (5)
	дацитовый порфирит (1)	липарит- дацитовый порфир (2)			
SiO ₂	68,68	72,98	74,38	56,59	74,81
TiO ₂	0,30	0,35	0,24	0,37	0,43
Al ₂ O ₃	12,68	11,21	12,49	13,92	12,09
Fe ₂ O ₃	2,36	1,06	1,06	2,35	0,93
FeO	4,44	5,87	2,66	8,07	2,42
MnO	0,09	0,08	0,07	0,12	0,04
MgO	2,70	1,17	0,98	10,34	0,86
CaO	1,74	1,42	1,12	Не обн.	Следы
Na ₂ O	1,03	4,44	4,82	Следы	5,61
K ₂ O	1,26	0,52	0,75	0,73	0,60
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,04	0,02	0,08
П. п. п.	3,95	0,40	1,25	7,19	1,48

Примечание. Микродиабаз превращен в кварц-серицит-хлоритовую породу.

Учитывая взаимопересечения субвулканических пород, положение их в стратиграфическом разрезе и степень гидротермального метаморфизма, можно сделать вывод, что самые ранние из них — мелкокварцевые дацитовые порфириты и липарит-дацитовые порфиры. Несколько дольше продолжалось внедрение миндалекаменных диабазов. Самыми поздними можно считать крупнокварцевые липаритовые порфиры.

Дайки, не имеющие петрографических и петрохимических аналогов среди вулканитов карамылыташской свиты, представлены пироксеновыми, пироксен-плаггиоклазовыми, плаггиоклазовыми порфиритами и габбро-диабазами.

Г. Н. Пшеничным и М. А. Кулагиной (1968) проведено детальное изучение взаимоотношений даек габбро-диабазов с колчеданными рудами. В экзоконтактовых зонах даек шириной до 15 см обнаружена перекристаллизация пирита, халькопирита и сфалерита в более крупнозернистые агрегаты, появление новых минералов — магнетита, гематита,

пирротина и сидерита. Новообразования магнетита встречены и в приконтактных зонах даек пироксен-плагиоклазовых порфиритов. Изменения структуры и минерального состава руды в контакте с дайками указывают на послерудный возраст жильной серии пород: пироксен-плагиоклазовых, пироксеновых, плагиоклазовых порфиритов и габбро-диабазов.

Из всех рассмотренных внедрившихся пород Сибайского месторождения гипабиссальные габбро, кварцевые диориты и все субвулканические породы в той или иной степени затронуты гидротермальным метасоматозом, проявленным вблизи колчеданных залежей, поэтому их следует считать дорудными или синхронными колчеданному орудению. Дацитовые порфириты и липарит-дацитовые порфиры, вероятно, внедрились в начальные стадии процесса рудообразования, а крупнокварцевые липаритовые порфиры — в конечные стадии.

На Маканском рудном поле, по данным И. С. Анисимова и В. И. Гордица (1970), выделяются гипабиссальные породы — габбро, габбро-диориты, диориты и плагиограниты, а также субвулканические образования различного состава.

Габбро и габбро-диориты залегает в виде дайкоподобных крутопадающих интрузий и штоков среди диабазовой и андезитовой толщ Маканского рудного поля. Мощность их 300—400 м. Вблизи рудных тел эти породы серицитизированы, хлоритизированы и содержат равномерную вкрапленность и прожилки пирита; местами они превращены в серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты.

Диориты и плагиограниты встречены скважинами в зоне Маканского разлома к югу от месторождения. Они образуют согласные и секущие дайки и штоки. Размеры последних в плане 200×600 м. Местами в этих породах присутствует вкрапленность пирита.

Субвулканические породы Маканского рудного поля весьма разнообразны по составу. Здесь встречены диабазы и диабазовые порфириты, андезит-базальтовые и андезитовые пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые порфириты, андезит-дацитовые и дацитовые порфириты, крупнокварцевые липарит-дацитовые порфиры.

Наиболее распространены на Маканском рудном поле дацитовые кварц-роговообманково-плагиоклазовые порфириты. Мощность даек субвулканических дацитовых порфиритов 3—6 м (до 100 м), протяженность 1,5 км; падают они преимущественно на восток под углом 75—85°. Пояс даек дацитовых порфиритов прослеживается через все Маканское рудное поле и уходит за его пределы в северном и южном направлениях (рис. 29). Дайковый пояс простирается по азимуту 330—340°. На Октябрьском месторождении густой сетью буровых скважин установлен переход крутопадающих субвулканических тел дацитовых порфиритов в силловые залежи (см. рис. 13). По наблюдениям в карьере, дацитовые и описанные андезитовые порфириты пересечены субвулканическими телами диабазов и габбро-диабазов. В свою очередь дайки дацитовых порфиритов секут тела габбро и андезит-дацитовых порфиритов.

Учитывая пересечение одних субвулканических и интрузивных тел другими, залегание их в определенных толщах вмещающих пород и степень их метаморфизма, можно наметить следующую последовательность формирования интрузивных и субвулканических пород: 1) миндалекаменные диабазы и диабазовые порфириты; 2) габбро и габбро-диориты; 3) андезитовые и андезит-дацитовые порфириты; 4) диориты и плагиограниты; 5) дацитовые порфириты; 6) пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые порфириты; 7) крупнокварцевые липарит-дацитовые порфиры; 8) диабазовые порфириты и габбро-диабазы. Принадлежность пироксен-плагиоклазовых, плагиоклазовых и диабазовых порфиритов (6 и 8 стадии внедрения) к субвулканическим фациям и их место в перечисленном ряду внедрившихся пород недостаточно ясны.

Рассматривая связь внедрившихся тел с колчеданными залежами, необходимо прежде всего отметить присутствие на Маканском рудном поле значительных по размерам (до 1 км) интрузий габбро. Эти

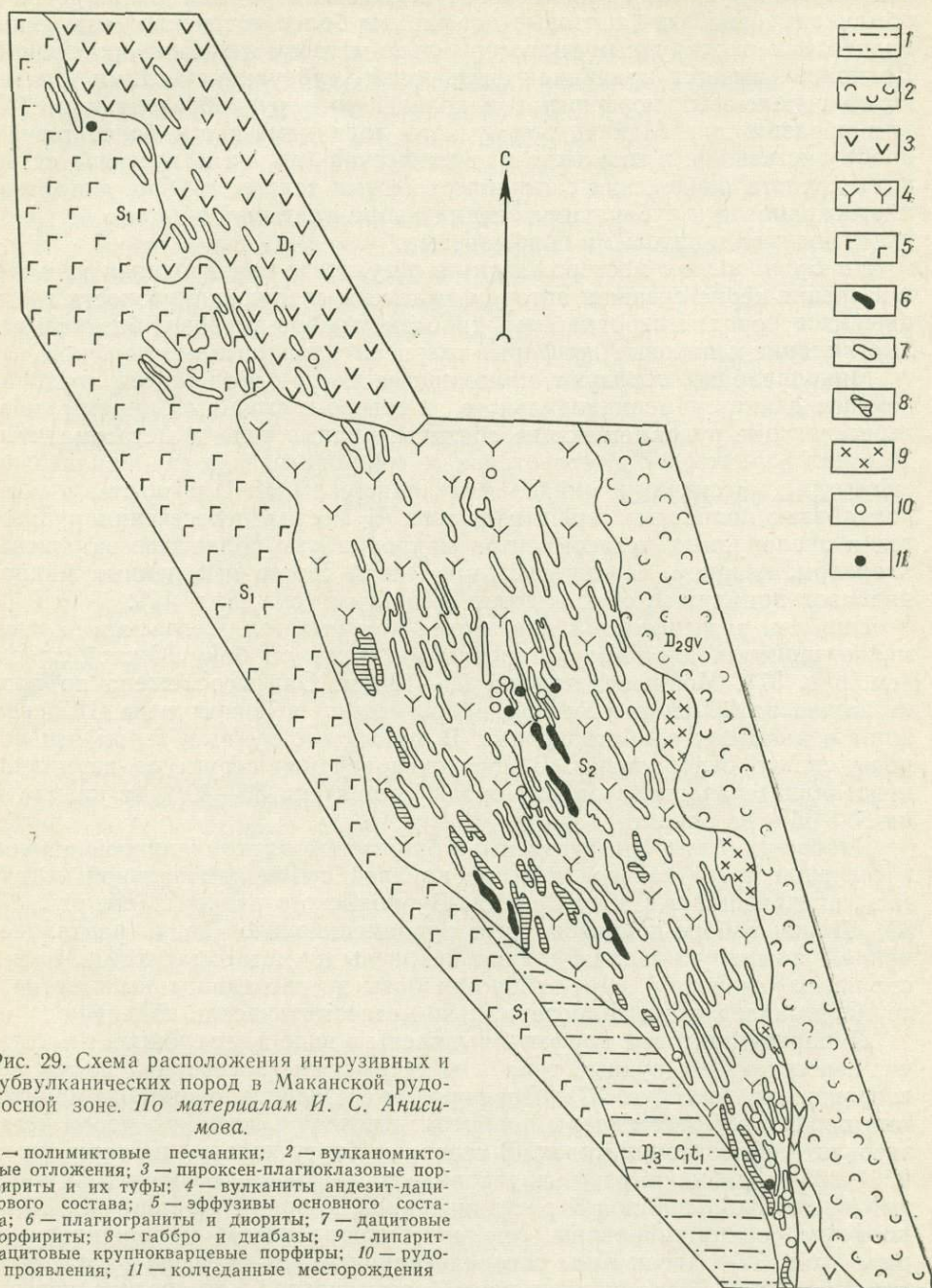


Рис. 29. Схема расположения интрузивных и субвулканических пород в Маканской рудной зоне. По материалам И. С. Анисимова.

1 — полимиктовые песчаники; 2 — вулканомиктовые отложения; 3 — пироксен-плагноклазовые порфириды и их туфы; 4 — вулканы андезит-дацитового состава; 5 — эффузивы основного состава; 6 — плагнограниты и диориты; 7 — дацитовые порфириды; 8 — габбро и диабазы; 9 — липарит-дацитовые крупнокварцевые порфиры; 10 — рудопроявления; 11 — колчеданные месторождения

интрузии, а также тела диоритов и плагногранитов расположены в зоне рудоконтролирующего Маканского разлома или в непосредственной близости от него. На детально изученном участке за пределами рудного поля аналогичные интрузии габбро пока не обнаружены. Тесная пространственная связь с рудоконтролирующим Маканским разломом установлена также для андезит-дацитовых и дацитовых порфиридов. Одна-

ко пояс даек последних продолжается и за пределами рудного поля, поэтому можно предположить, что дацитовые порфиры внедрились на заключительной стадии этапа рудообразования, унаследовав тектонически ослабленную зону Маканского разлома. Кварц-плагиоклаз-роговообманковые андезит-дацитовые порфиры более интенсивно изменены процессами окolorудных гидротермально-метасоматических изменений. Возможно, имеет причинная связь между субвулканическими телами андезит-дацитовых порфиритов и колчеданным рудообразованием. Таким образом, для Маканского рудного поля намечается более тесная пространственная, а возможно и генетическая (парагенетическая) связь колчеданного оруденения с гипабиссальными телами габбро, диоритов, плагиогранитов и субвулканическими кварц-плагиоклаз-роговообманковыми андезит-дацитовыми порфирами.

На Бурибайском месторождении в результате картирования карьера и изучения кернa скважин автором выделены следующие разности внедрившихся пород: микродиабазы, диабазы, габбро-диабазы, базокварцевые липарит-дацитовые порфиры, кварцевые липаритовые порфиры.

Микродиабазы образуют маломощные часто ветвящиеся крутопадающие дайки субмеридионального и северо-восточного простирания, пересекающие рудовмещающие спилиты, рудные тела и метасоматиты. Для них характерны интерсертальная, микролитовая и гиалопилитовая структуры, массивная и миндалекаменная текстуры. Плагиоклаз в микродиабазе полностью альбитизирован. В местах пересечения рудных тел и окolorудных метасоматитов микродиабазы полностью замещены хлоритом, кварцем, серицитом. Химический состав измененных микродиабазов приближается к андезит-базальтам (см. табл. 11).

Диабазы встречаются в виде более крупных тел. Согласно залежь мелкозернистых диабазов установлена в лежащем боку Южной линзы (см. рис. 37). Мощность залежи 60—100 м. Она прослежена по простиранию на 200 м и в южном направлении не оконтурена. Полевой шпат в диабазе альбитизирован. В контакте с рудным телом эти породы сильно окварцованы. В зоне окварцевания структура их полнокристаллическая диабазовая. Породы состоят на 35—40% из кварца и на 60—65% из альбита.

Габбро-диабазы представлены субширотной крутопадающей дайкой в северной части карьера и более крупной субмеридиональной интрузией, внедрившейся в зону Западно-Бурибайского разлома (см. рис. 37, 32). Дайки габбро-диабазов секут рудовмещающую зону рассланцевания, сложенную серицит-хлорит-кварцевыми метасоматитами. В месте пересечения этой зоны габбро-диабазы не рассланцованы и не терпели окolorудных гидротермально-метасоматических изменений.

Липарит-дацитовые порфиры выявлены в виде двух субширотных даек, пересекающих рудные тела и метасоматиты в северной части месторождения (см. рис. 37). Порфиры выделены в липарит-дацитовых порфирах представлены альбитом, структура основной массы фельзитовая и фельзитопилитовая. В северном борту карьера на горизонтах 255—265 м дайка липарит-дацитовых порфирин пересечена маломощной меридиональной зоной рассланцевания. В зоне и на контакте с ней порфиры серицитизированы, содержат вкрапленность и прожилки пирита (рис. 30). Вдоль зоны рассланцевания дайка смещена на расстояние 0,5—0,6 м. В северо-восточном борту карьера установлено пересечение дайки липарит-дацитовых порфирин дайкой габбро-диабазов.

Субвулканические кварцевые порфиры образуют широтную дайку мощностью 8 м, падение ее южное под углом 80—85°. Дайка пересекает Южную линзу в месте ее максимальной мощности, а также сечет маломощную дайку микродиабазов и силловую залежь диабазов, залегающих в лежащем боку месторождения (см. рис. 37). В месте пересечения дайкой рудного тела основная масса и фенокристаллы плагио-

клаза в липаритовых порфирах серицитизированы. Изредка в дайке встречаются ксенолиты медноколчеданных руд размерами до 15 см. На месторождении и за его пределами в крупнокварцевых порфирах содержится редкая вкрапленность пирита. Кварцевые порфиры в пределах месторождения не несут следов динамометаморфизма, однако Западно-Бурибайский разлом срезает рассматриваемую дайку. Последняя также не встречена в габбро-диабазовых, внедрившихся в этот разлом. По химическому составу кварцевые липаритовые порфиры характеризуются высоким содержанием щелочей при резком преобладании натрия (см. табл. 11).

Для определения воздействия даек на околорудные метасоматиты, т. е. выяснения относительного возраста даек и колчеданного оруденения, автором были отобраны образцы для термоллюминесцентных исследо-

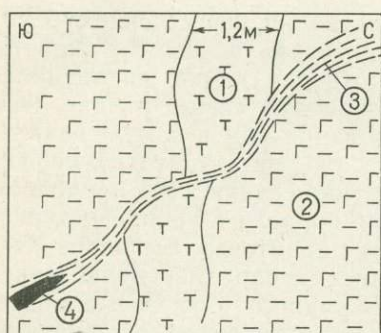


Рис. 30. Дайка липарит-дацитовых порфиров (1) в серицит-хлорит-кварцевых породах по спилитам (2), пересеченная зоной расланцевания (3). В пределах последней видна жила колчедана (4).

Бурибайское месторождение, северо-западный борт карьера, уступ +225—+265 м. Зарисовка автора

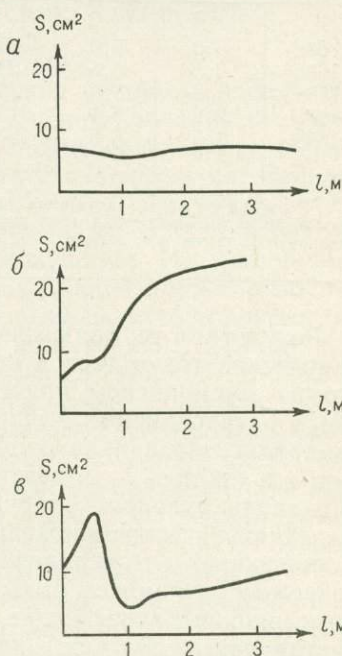


Рис. 31. Графики интенсивности термоллюминесцентного свечения боковых пород в экзоконтакте даек липарит-дацитовых порфиров (а), микродиабазов (б), габбро-диабазов (в). Пробы отобраны автором, изучение термоллюминесценции выполнено в Институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР под руководством В. Г. Максенкова

l — расстояние от дайки; S — интенсивность свечения (площадь под кривой термограммы)

ваний. Пробы отбирались из метасоматитов экзоконтактных зон даек микродиабазов, габбро-диабазов и липарит-дацитовых базокварцевых порфиров. После дробления до крупности +0,1—0,3 мм, отделения электромагнитной и тяжелой (более 2,75 г/см³) фракций проба, состоящая из серицита и кварца, нагревалась. Результаты исследований показали, что в пробах 168 а—д, отобранных из зоны контакта дайки липарит-дацитовых порфиров, существенных изменений термоллюминесцентного свечения не обнаружено (табл. 12, см. рис. 31). В пробах, отобранных из контактов даек микродиабазов и габбро-диабазов, установлен четкий термоллюминесцентный эффект, свидетельствующий о термальном воздействии даек на метасоматические породы, т. е. о послерудном возрасте этих даек. Однако, учитывая интенсивное развитие в микродиабазовых хлорита, серицита и кварца, следует считать, что они внедрились до полного прекращения околорудных метасоматических процессов.

Результаты термолюминесцентных исследований даек Бурибайского месторождения

Липарит-дацитовые порфиры			Микродиабазы			Габбро-диабазы		
Номер пробы	Расстояние от дайки, м	Светимость	Номер пробы	Расстояние от дайки, м	Светимость	Номер проб	Расстояние от дайки, м	Светимость
168a	0,0	6,6	29a	0,0	4,8	232a	0,0	10,5
168б	0,3	6,5	29б	0,3	7,8	232б	0,5	18,8
168в	1,0	5,7	29в	0,6	7,4	232в	1,0	3,5
168г	2,2	6,1	29г	1,2	19,2	232г	1,5	6,1
168д	3,5	5,8	29д	2,8	24,4	232д	3,2	8,7

Примечание: светимость дана в условных единицах, соответствующих площади под кривой термолюминесценции (см. рис. 31); определения люминесцентного эффекта выполнены в Институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР под руководством В. Г. Максенкова.

Результаты термолюминесцентных исследований, пересечение субвулканических тел и даек и степень их метаморфизма позволяют считать, что на Бурибайском колчеданном месторождении дайки микродиабазов и базокварцевых липарит-дацитовых порфиров самые ранние. Они внедрились до начала процесса рудообразования или в самую начальную его стадию. К моменту внедрения даек липарит-дацитовых порфиров вдоль рудоконтролирующей зоны расланцевания еще продолжались тектонические движения. Эти движения привели к дроблению, расланцеванию и минерализации даек липарит-дацитовых порфиров. Одновременно, а может быть несколько позднее, внедрились мелкозернистые диабазы, залегающие в лежачем боку рудного тела. Эти диабазы внутрирудные, так как в контакте с рудой они интенсивно кварцованы и альбитизированы. Вслед за диабазами формировались дайки кварцевых порфиров, которые также недеформированы, но затронуты околорудными гидротермально-метасоматическими процессами. Послерудные габбро-диабазы самые поздние. По отношению к оруденению все внедрившиеся породы Бурибайского месторождения следует разделить на дорудные — микродиабазы и базокварцевые липарит-дацитовые порфиры, внутрирудные — диабазы и кварцевые порфиры, и послерудные — габбро-диабазы. Можно предположить более тесную парагенетическую связь колчеданных руд с группой внутрирудных субвулканических пород — диабазами и кварцевыми порфирами.

Таким образом, кислые субвулканические тела спилит-кератофировой формации и гипабиссальные тела габбро-плагногранитной формации являются важными рудоконтролирующими факторами. Относительная роль тех или других внедрившихся тел определяется геотектонической обстановкой. В рудных районах, расположенных в пределах Восточно-Уральского и Зауральского поднятий, при низком эрозионном срезе рудоносных магматических комплексов наблюдается более тесная связь колчеданных залежей с гипабиссальными интрузиями (Айдырлинское и Ново-Николаевское месторождения). В пределах Магнитогорского мегасинклинория и в Медногорском рудном районе, где уровень эрозии рудоносных структур сравнительно высок, колчеданные залежи контролируются субвулканическими кислыми телами.

На месторождениях Весеннем и им. 50-летия Октября колчеданные залежи расположены в контактах крупных калий-натровых гранитных массивов позднедевонско-раннекаменноугольного и позднепалеозойского возраста. Б. П. Патапенко и М. Д. Тесаловским была высказана мысль о послегранитном возрасте оруденения. Однако учитывая на широкое

развитие роговиков, наложенных на околорудные метасоматиты, и особенности строения геохимических ореолов вблизи колчеданных залежей М. Б. Бородаевская и др. (О полигенном характере ..., 1970) и М. И. Исмагилов и др. (1975) убедительно доказали послерудный возраст гранитов.

ПОЛОЖЕНИЕ КОЛЧЕДАНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ В ОРЕОЛЕ ОКОЛОРУДНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Гидротермально-метасоматические изменения боковых пород являются, с одной стороны, индикаторами условий формирования колчеданных залежей, а с другой стороны — надежными поисковыми признаками, поэтому изучение околорудных изменений представляет большой научный и практический интерес.

Методика изучения зональности гидротермально-метасоматических изменений боковых пород заключается в следующем. На месторождении, подлежащем изучению, выбирается несколько наиболее разбуренных или вскрытых горными выработками профилей, охватывающих все месторождение и выходящих за его пределы по падению и простирацию. В профилях проводится детальное описание керна скважин и обнаженных участков горных выработок с выделением главных разновидностей пород по их первичному составу и вторичным изменениям. При изучении шлифов под микроскопом в проходящем и отраженном свете определяются основные минералы, дается приблизительная количественная оценка вторичных минералов и выясняются возрастные взаимоотношения между ними. По результатам просмотра шлифов в первую очередь различаются метасоматические и частично измененные породы.

К *метасоматитам* относятся породы полностью замещенные вторичными минералами, за исключением хорошо сохраняющихся фенокристаллов кварца. Поскольку в условиях регионального зеленокаменного метаморфизма темноцветные минералы часто не сохраняются, в качестве минерала-индикатора степени метаморфизма принят полевой шпат. В случае полного замещения первичного полевого шпата околорудными гидротермальными минералами (серицитом, кварцем, хлоритом, карбонатом и др.) горная порода относится к метасоматитам. Имеется в виду полевой шпат (альбит, олигоклаз), распространенный в породах, претерпевших региональный метаморфизм зеленокаменной и пумпеллит-пренитовой фаций. Вновь образованные альбит и адуляр, которые встречаются в ореолах околорудных изменений и отличаются «чистотой», т. е. не содержат продуктов разложения анортитовой молекулы, относятся к околорудным гидротермальным минералам.

К частично измененным относятся породы, в которых также присутствуют околорудные гидротермальные минералы, но первичный полевой шпат в них в той или иной мере сохраняется.

Дальнейшее расчленение метасоматитов и частично измененных пород проводится по принципу выделения минеральных фаций. Минеральные фации частично измененных пород, как правило, выделяются по появлению нового гидротермально-метасоматического минерала при движении в направлении к рудному телу. Выделенные минеральные фации и соответствующие зоны их развития называются по вновь образованному гидротермальному минералу. Например, с появлением гематита выделяется зона гематитизации, серицита — серицитизации. Такой принцип выделения зон позволяет оценивать пространственное положение зон по отношению к рудному телу.

Выделенные минеральные фации геометризируются в пространстве путем оконтуривания соответствующих зон на вертикальных разрезах и планах. Из типичных разностей пород каждой зоны отбираются пробы

на химические анализы. Изучается химический состав пород, не претерпевших околорудных гидротермально-метасоматических изменений. При достаточной изученности месторождения проводится подсчет баланса вещества по атомнообъемному методу (Рудник, 1962).

По изложенной методике гидротермально-метасоматические изменения боковых пород изучены на следующих месторождениях: Сибайском

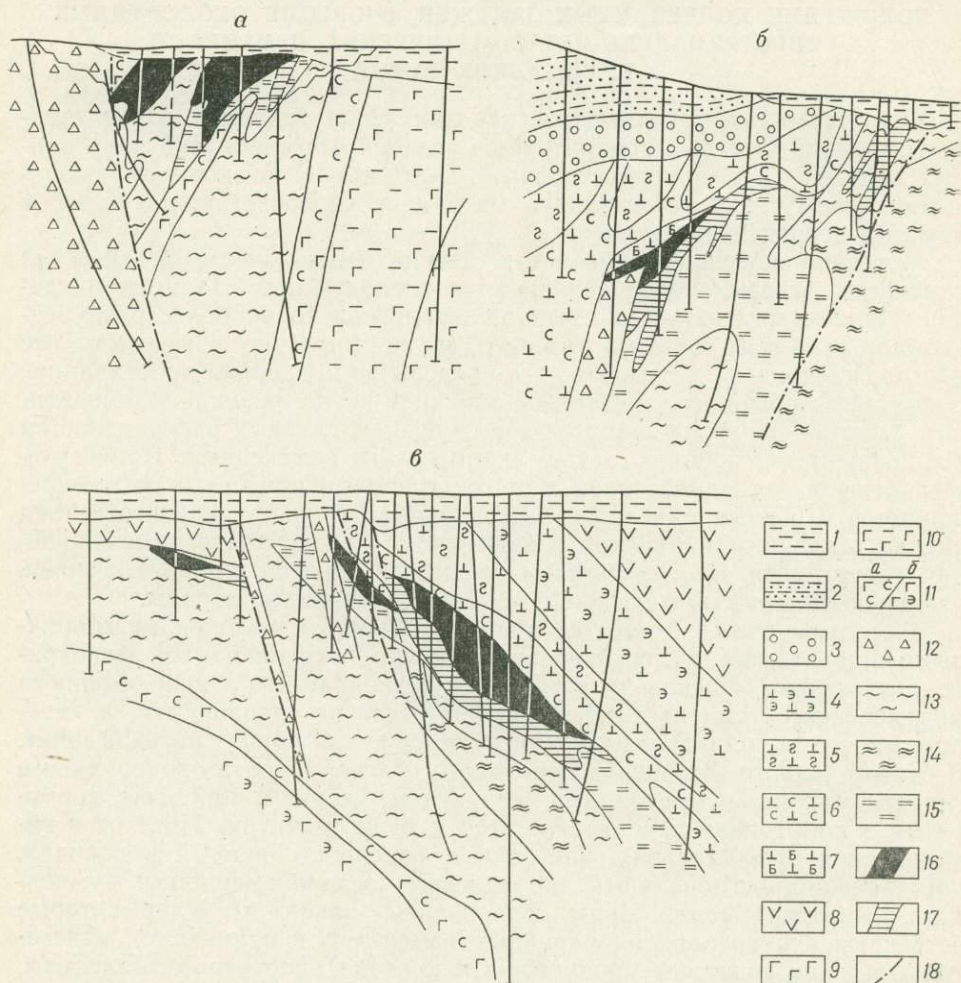


Рис. 32. Схематические геологические разрезы колчеданных месторождений

1 — рыхлые отложения; 2 — слоистые туфы и туффиты; 3 — агломеративные туфы; 4—8 — дацитовые порфириты и липарит-дацитовые порфиры; 4 — эпидотизированные, 5 — гематитизированные, 6 — серицитизированные, 7 — баритизированные, 8 — андезитовые порфириты; 9—11 — спилиты, базальтовые порфириты и афириты; 9 — не измененные гидротермальными процессами, 10 — декальцинированные, 11 — серицитизированные (а) и эпидотизированные (б); 12 — габбро-диабазы; 13 — серицит-хлорит-кварцевые породы; 14 — кварц-хлоритовые породы; 15 — серицит-кварцевые породы; 16 — массивные руды; 17 — вкрапленные руды; 18 — разрывные нарушения.

Месторождения: а — Бурибайское, б — Майское, в — Молодежное

(рис. 46, 47), Кульюртауском, Бакртауском, Бурибайском, Молодежном. Подобные исследования выполнены М. И. Исмагиловым (1969) на Майском месторождении. Кратко охарактеризуем зональность ореолов околорудных изменений на трех последних месторождениях.

На Бурибайском месторождении метасоматические породы распространены непосредственно к северу от колчеданной залежи (см. рис. 37, рис. 32, а). Здесь они образуют крутопадающую на запад зону мощностью до 200 м. В средней части зона метасоматитов сложена серицит-

кварцевыми, а в краевых частях серицит-хлорит-кварцевыми породами. Серицит-кварцевые породы тяготеют к контакту с рудным телом. В южном направлении зона метасоматитов погружается на глубину — под колчеданную залежь. В метасоматических породах местами сохранились миндалекаменная текстура и реликты интерсертальной, спилитовой и метельчатой структур, что свидетельствует о развитии их по эффузивам основного состава. Метасоматические породы и рудные тела окаймлены зоной частичной серицитизации мощностью 10—50 м. Зона серицитизации окружена зоной декальцизации, состоящей из альбита, хлорита, кварца и пирита. Породы этой зоны лишены кальцийсодержащих минералов. Зона декальцизации по периферии переходит в зеленокаменные породы хлорит-эпидотовой субфации.

На Молодежном месторождении метасоматические породы распространены в лежачем боку рудного тела (см. рис. 32, в). Серицит-кварцевые породы непосредственно контактируют с рудой, а серицит-хлорит-кварцевые распространены обычно на некотором расстоянии от руды, образуя зону мощностью 100—150 м. Метасоматиты кварц-хлоритового состава прослежены на глубоких горизонтах месторождения вблизи от рудного тела. Зона метасоматитов и прилегающих к ней рудные тела окружены частично измененными породами. С удалением от метасоматитов последовательно выделяются зоны серицитизации (и карбонатизации), гематитизации, эпидотизации. Зона гематитизации более широко развита в породах всячего бока, а в лежачем боку она встречена лишь отдельными скважинами.

Рудные тела Майского месторождения залегают в зоне пологого контакта кварцевых липарит-дацитовых порфиров и вышележащих плагиоклазовых дацитовых порфиров (см. рис. 32, б). Морфологически рудные тела представляют собой сочленение пологонаклонных линзовидных залежей с ответвляющимися от них в сторону лежачего бока крутопадающими жилевидными апофизами. Последние ориентированы вдоль зон расщеливания. Простираание рудных тел северо-западное, падение юго-западное под углом 15—80°. Руды имеют сложный полиминеральный состав. Ближе к всяческому боку они обогащены сфалеритом, теннантитом, борнитом, местами галенитом. В крутопадающих жилах присутствуют халькопирит, сфалерит, пирит. Последний преобладает. Менее распространены на месторождении штроемерит, аргентит, ялпайт, реньерит, бетехтинит (Исмагилов, 1969). В лежачем боку рудных тел порфиры превращены в серицит-кварцевые и серицит-хлорит-кварцевые породы, местами обогащенные баритом, сульфидами и карбонатом. В стороне всячего бока последовательно выделяются зоны баритизации, серицитизации и гематитизации.

Результаты работ автора, а также исследования В. Б. Болтырова, В. И. Воробьева, М. И. Исмагилова и М. З. Исмагиловой, Г. П. Зарайского, А. Н. Перижняк, Г. Н. Пшеничного и других позволили уточнить ранее предложенную (Прокин и др., 1961) идеализированную схему зональности околорудных изменений боковых пород на колчеданных месторождениях Южного Урала (рис. 33).

Метасоматические породы слагают внутреннюю часть ореола околорудных изменений, а частично измененные породы расположены в его наружной части. Залежи сплошных колчеданных руд приурочены обычно к верхней части зоны метасоматитов и контакту ее с частично измененными породами.

В центральной части зоны метасоматитов выделяются зоны серицит-кварцевых и кварц-хлоритовых пород, примыкающие со стороны лежачего бока к рудным телам. На некоторых месторождениях в зоне серицит-кварцевых пород установлены высокоглиноземистые минералы — корунд, диаспор, пирофиллит (Кульюртауское, Гайское). Присутствие этих минералов, ассоциирующих с преобладающим кварцем, позво-

...ляет выделить на отдельных месторождениях минеральную фацию вторичных кварцитов. Серицит-кварцевые породы и вторичные кварциты обычно приурочены к дорудным тектонически ослабленным зонам. Кварц-хлоритовые породы находятся в краевых частях тектонически ослабленных зон или на некотором удалении от последних, образуя иногда хвостовые «шлейфы» рудных тел. К периферическим частям обшей зоны метасоматитов приурочены серицит-карбонат-кварцевая и серицит-хлорит-кварцевая минеральные фации. Первая из них является продолжением на глубину зоны серицит-кварцевых пород, а вторая образует наружный ореол серицит-кварцевых и серицит-карбонат-кварцевых пород. Постоянная составная часть метасоматитов — вкрапленность пирита, содержащегося обычно в количестве 3—10%. В непосредственной близости от рудного тела содержание пирита местами увеличивается до 30—50%. Общая мощность зоны метасоматитов изменяется от первых метров до сотен метров.

В ореоле частичных околорудных изменений, в направлении удаления от рудного тела или от метасоматитов, выделяются следующие зоны: баритизации, серицитизации, гематитизации, эпидотизации.

Зона баритизации выделяется на некоторых месторождениях. Она имеет ограниченное развитие и располагается непосредственно в контакте с рудными телами обычно со стороны их висячего бока. Содержание барита в этой зоне изменяется от редкой вкрапленности и прожилков до сплошного барита. В зонах баритизации Майского и Гайского месторождений присутствует кальцие-бариевый алюмосиликат (Исмагилов, 1969).

Зона частичной серицитизации окаймляет метасоматиты почти со всех сторон. Мощность этой зоны со стороны висячего бока рудных тел несколько метров, а со стороны лежащего бока — десятки и сотни метров. Содержание серицита в зоне составляет 5—15% объема породы. Во внутренней части зоны серицитизации присутствует вкрапленность пирита.

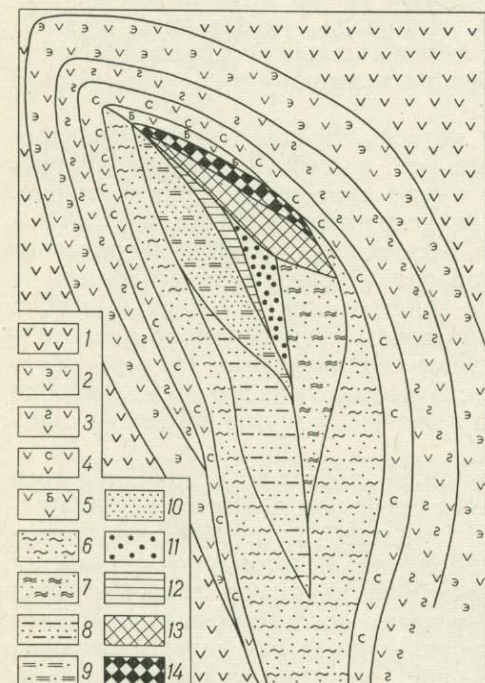


Рис. 33. Идеализированная схема зональности колчеданных месторождений:

1 — эффузивы, не претерпевшие окolorудных изменений; 2 — зона эпидотизации; 3 — зона гематитизации; 4 — зона серицитизации; 5 — зона баритизации; 6 — серицит-хлорит-кварцевые породы; 7 — кварц-хлоритовые породы; 8 — серицит-карбонат-кварцевые породы; 9 — серицит-кварцевые породы; 10 — вкрапленность сульфидов; 11 — прожилково-вкрапленные халькопирит-пиритные руды; 12 — серный колчедан; 13 — халькопирит-пиритные массивные руды; 14 — халькопирит-сфалерит-пиритные или полиметаллические массивные руды

го месторождений присутствует кальцие-бариевый алюмосиликат (Исмагилов, 1969).

Зона частичной серицитизации окаймляет метасоматиты почти со всех сторон. Мощность этой зоны со стороны висячего бока рудных тел несколько метров, а со стороны лежащего бока — десятки и сотни метров. Содержание серицита в зоне составляет 5—15% объема породы. Во внутренней части зоны серицитизации присутствует вкрапленность пирита.

Тонко распыленные частицы аморфного гематита или гидрогематита придают гематитизированным породам вишнево-красный или розовато-фиолетовый цвет. Они расположены с наружной стороны зоны серицитизации, преимущественно в висячем боку рудных тел. Гематитизация висячего бока иногда сопровождается роговикоподобным окварцеванием. На Молодежном месторождении гематитизация установлена и в лежащем боку рудного тела. Мощность зоны гематитизации изменяется от

первых до десятков метров. Иногда в зоне гематитизации присутствуют линзовидные и жиловидные сплошные кварц-гематитовые обособления мощностью 5—50 см.

Эпидотизированные породы расположены в наружной части ореола околорудных изменений, преимущественно в висячем, реже в лежащем боках рудных тел. Содержание эпидота 5—15%, т. е. более высокое по сравнению с региональным фоном. Эпидот присутствует обычно в виде равномерно распределенных субмикроскопических зерен. Он выполняет также миндалины, реже образует прожилки и изометричные кварц-эпидотовые обособления 5—20 мм в диаметре. На некоторых месторождениях зона околорудной эпидотизации достигает нескольких десятков метров. По периферии зоны эпидотизации содержание эпидота и пумпеллита уменьшается и степень изменения пород соответствует зеленокаменной или пумпеллит-пренитовой фациям регионального метаморфизма.

В зависимости от особенностей геологического строения и физико-химических условий формирования того или иного месторождения одни зоны могут резко увеличиваться в мощности, другие выпадают, но общая последовательность их расположения сохраняется.

В ореоле околорудных изменений широко развиты карбонаты, однако в связи с прихотливой формой зон карбонатизации и непостоянным их положением по отношению к другим зонам на различных месторождениях на идеализированной схеме зоны карбонатизации не показаны. Метасоматическое развитие карбоната установлено в висячем и лежащем боках рудных тел как в метасоматитах, так и в частично измененных породах. Более высокие содержания карбоната наблюдаются в висячем боку рудных тел.

Установлена определенная пространственная связь между минеральным составом руд и измененных пород. Серный колчедан залегает в контакте с серицит-кварцевыми породами, внутри последних или в средней части мощных колчеданных залежей. Халькопирит-пиритовые руды чаще контактируют с хлорит-кварцевыми и серицит-хлорит-кварцевыми породами. Колчедан сфалерит-халькопирит-пиритового состава нередко залегает вблизи висячего бока рудных тел, непосредственно под баритизированными или частично серицитизированными породами, а также на выклиниваниях рудных тел. Геохимическая зональность отражена в закономерной концентрации меди и цинка преимущественно в краевых частях рудных тел (рис. 34). Тектонические движения, происходившие на протяжении длительного периода процесса рудообразования, приводили к усложнению нарисованной схемы зональности на отдельных участках, но не изменяли ее коренным образом.

Минеральный состав зон околорудного метасоматоза приведен в табл. 13. Во внутренних зонах — серицит-кварцевой и кварц-хлоритовой — присутствует наименьшее количество минералов. Как правило, в этих породах не наблюдается признаков замещения одного минерала другим. В периферических зонах количество минералов увеличивается, а в шлифах наблюдается замещение минералов наружных зон минералами внутренних зон. Минеральные ассоциации периферических зон относятся к неравновесным системам, фиксирующим промежуточные звенья метасоматической колонки, образовавшейся в результате реакции между гипогенными растворами и зеленокаменными породами. Конечные продукты этих реакций, находящиеся в равновесном состоянии с гидротермальными растворами, — серицит-кварцевые и кварц-хлоритовые породы. Количество слагающих их минералов не превышает более чем на единицу число виртуальных инертных компонентов (Коржинский, 1957). Особенности состава и морфологии околорудных гидротермальных минералов освещены во многих работах (Пшеничный, 1962; Прокин, 1967, 1974; Исмагилов, Исмагилова, 1971; Ярош, 1973).

Отметим лишь некоторые особенности главных околорудных метасоматических минералов.

Серицит — преимущественно калиевая слюда или гидрослюда. Отношение окиси калия к окиси натрия в сериците 5—10. Г. Н. Пшеничный

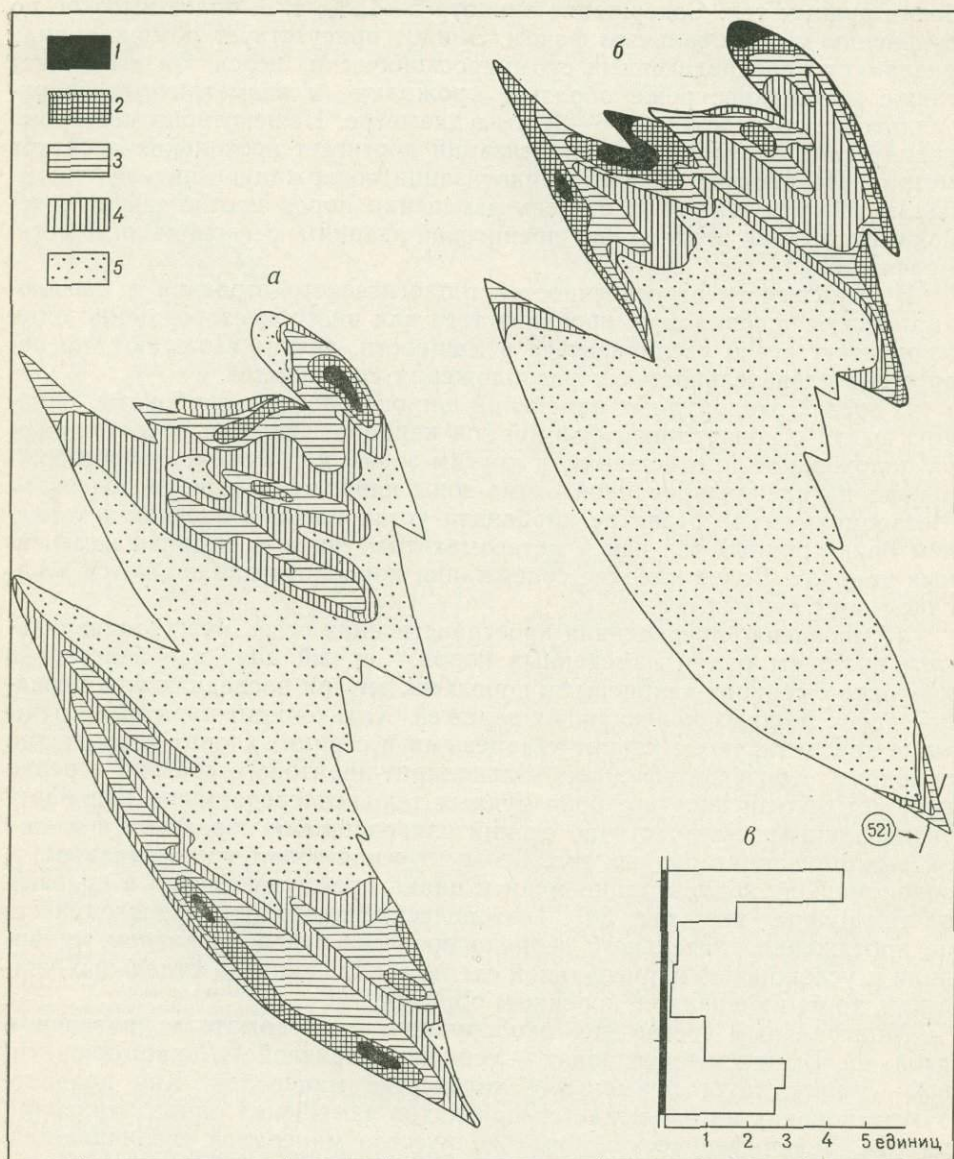


Рис. 34. Распределение содержания меди (а) и цинка (б) в поперечном вертикальном сечении Ново-Сибайской залежи в условных единицах (профиль 23); в — график содержания цинка по скв. 521:

Содержания: 1 — меди более 6, цинка более 12; 2 — меди 4—6, цинка 8—12; 3 — меди 2—4, цинка 4—8; 4 — меди 1—2, цинка 2—4; 5 — меди менее 1, цинка до 2

(1962) на Гайском месторождении установил парагонит. По мнению Н. А. Перижняк, существенно натровые разности гидрослюда на этом месторождении приурочены к зонам рассланцевания.

Хлорит, входящий в состав метасоматитов и ассоциирующий с сульфидами, относится к маложелезистой разности ряда прохлорит—корундофиллит (Прокин, Тимергазина, 1969). Под микроскопом он почти бес-

Минеральный состав зон околорудных гидротермально-измененных пород на колчеданных месторождениях Южного Урала

Зона	Основные минералы	Второстепенные и локально развитые минералы	Акцессорные минералы
Метасоматические породы			
Серицит-кварцевая	Кварц, серицит	Пирит, корунд, диаспор, пирофиллит	Рутил, апатит, молибденит
Кварц-хлоритовая	Хлорит, кварц	Пирит, карбонат, халькопирит	Рутил, анатаз
Серицит-карбонат-кварцевая	Кварц, серицит, карбонат	Пирит, гипс	Рутил, анатаз
Серицит-хлорит-кварцевая	Кварц, серицит, хлорит	Пирит, карбонат, каолинит, халькопирит, сфалерит, галенит, гипс	Рутил, анатаз, лейкоксен, апатит
Частично измененные породы			
Баритизации	Альбит, кварц, серицит, хлорит, барит	Карбонат, бариевый алюмосиликат, альбит, цеолит, пирит, сфалерит, галенит	Лейкоксен, апатит
Серицитизации	Альбит, кварц, хлорит, серицит	Карбонат, вторичный альбит, пирит	Лейкоксен, сфен, апатит
Гематитизации	Альбит, кварц, хлорит, гематит	Эпидот, карбонат, халцедон, вторичный альбит	Лейкоксен, сфен, апатит
Эпидотизации	Альбит, кварц, эпидот, хлорит	Пумпеллиит, пренит	Лейкоксен, апатит

цветен, показатель преломления по оси $Nm = 1,602-1,611$ и низкое дву-преломление — $0,001-0,003$. От центра к периферии ореола околорудных изменений железистость хлоритов постепенно увеличивается. По данным А. К. Тимергазиной, на Молодежном месторождении в пределах зоны кварц-хлоритовых пород железистость хлорита с удалением от руды возрастает от 0,46 до 0,59.

Развитый в надрудных зонах эпидот высокожелезистый. На Молодежном месторождении содержание железа в эпидоте из надрудной зоны 16%. Во внутренней части зоны эпидотизации Майского месторождения М. И. Исмагиловым определен пьомонтит.

Закономерности изменения состава карбонатов в различных зонах околорудных изменений изучены слабо. Единичные определения указывают на приуроченность более железистых и марганцовистых разновидностей к внутренним частям зон карбонатизации, приближенным к рудным телам, а кальцита — к внешним их частям.

Отметим некоторые особенности ореола околорудных изменений в зависимости от состава первичных пород и руд. На месторождениях, залегающих среди эффузивов основного состава, резко преобладают по объему метасоматиты кварц-хлоритового и серицит-кварц-хлоритового составов. На этих месторождениях обычно отсутствует или слабо проявлена зона баритизации. На медно-цинковых месторождениях Майском, Бакртауском и Балтатауском установлены более сложные кон-

туры зон околорудных изменений, более разнообразный их минеральный состав и присутствие низкотемпературных минералов: известково-бариевого алюмосиликата, флюорита, цеолитов. На Бакртауском месторождении в серицит-кварцевых метасоматитах проявлена наложенная штокерковая сфалерит-галенитовая минерализация.

В последние годы на Южном Урале выявлены колчеданные месторождения, залегающие в контактах с интрузиями орогенных калий-натровых гранитов. Околорудные метасоматиты этих месторождений

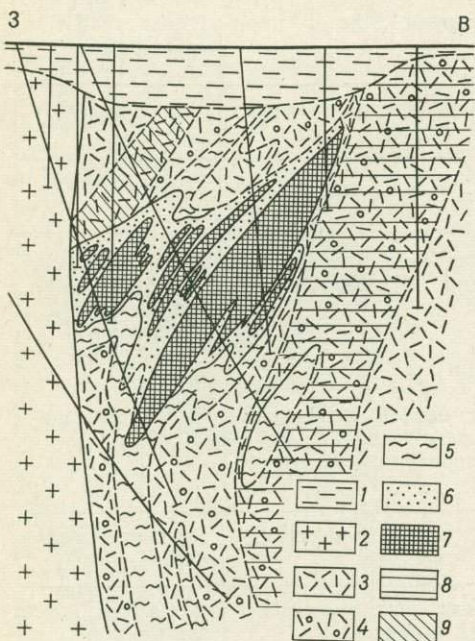


Рис. 35. Геологический разрез Весенне-го месторождения. Составил М. И. Исмагилов.

1 — рыхлые отложения; 2 — граниты; 3 — амфиболиты; 4 — эпидот-гранитовые амфиболиты; 5 — биотит-амфиболовые роговики; 6 — кварц-флогопит-кордиеритовые породы с вкрапленностью пирита и пирротина; 7 — сульфидные руды; 8 — зона пренитизации; 9 — зона хлоритизации

изучены М. И. Исмагиловым (1975 г.) на Весеннем месторождении и Н. М. Жуковым (1970) на месторождении им. 50-летия Октября. Проведенные исследования показали, что здесь наряду с метасоматитами, аналогичными описанным, широко распространены кварц-альбитовые, антофиллит- и флогопит-кордиеритовые и биотит-хлоритовые породы (рис. 35). На месторождении им. 50-летия Октября кварц-альбитовые породы преимущественно в лежачем боку, а антофиллит-кордиеритовые и другие метасоматиты — со стороны висячего бока рудной залежи. Пространственное положение этих зон и сопоставление их химического состава с результатами химических анализов метасоматитов других месторождений позволяют предположить, что кварц-альбитовые породы образовались за счет серицит-кварцевых пород (с привнесом натрия в зоне контакта с гранитами), а антофиллит- и флогопит-кордиеритовые и биотит-хлоритовые породы — продукты изменения хлорит-серицит-кварцевых, кварц-хлоритовых и частично измененных пород.

При одинаковом взаиморасположении зон околорудных гидротермально измененных пород их ориентировка в пространстве может быть различной. Выделены три основных типа зональности: нормальная, вертикальная и фланговая (Прокин, 1967). Примером нормальной зональности может служить Молодежное месторождение (см. рис. 32, в). На месторождении в направлении от лежачего к висячему боку, т. е. по нормали к плоскости залегания рудных тел, последовательно сменяются серицит-кварцевые метасоматиты, серный и медисто-цинковистый колчедан, частично серицитизированные и эпидотизированные породы. Вертикальная зональность наблюдается на Джусинском месторождении, где от нижних выклиниваний к верхним последовательно появляются серицит-кварцевые породы, серный колчедан, медисто-цинковистые руды, полиметаллические руды, зона частичной серицитизации, зеленокаменные породы (см. рис. 50). Аналогичная смена зон от северного к южному флангу наблюдается на Сибайском и Бурибайском месторождениях (см. рис. 37, 47), на которых проявлена фланговая зональность. На

Юбилейном и Бакртауском месторождениях есть элементы нормальной и фланговой зональности. Такую зональность можно назвать комбинированной.

На отдельных месторождениях установлено наложение на колчедан-ные руды и сопровождающие их метасоматиты других типов эндогенной минерализации (скарново-магнетитовой на Учалинском месторождении).

Подводя итоги, следует сказать, что ореолы гидротермально-метасоматических изменений имеют закономерное зональное строение, которое может быть понято только при изучении месторождения во всем его объеме, включая метасоматические породы. Рудные тела занимают определенное положение в этой зональности, располагаясь в верхней части зоны метасоматитов над кварц-серицитовыми породами (см. рис. 33). Ориентировка зональности в пространстве может быть нормальной, вертикальной, фланговой и комбинированной.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РУДНЫХ РАЙОНОВ
И НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ТИПЫ РУДНЫХ РАЙОНОВ

Впервые классификации колчеданных рудных районов Урала привели М. Б. Бородаевская, Н. К. Курбанов, А. И. Кривцов (1973) и др. (Формационный анализ..., 1974). В основу положены состав и глубина залегания фундамента, формационная принадлежность рудовмещающих вулканогенных толщ, наличие глубинных разломов. Автор признает большое значение и обоснованность принципов этой типизации и предлагает ее дальнейшее совершенствование.

За основу предлагаемой классификации автором приняты состав фундамента, характер метаморфизма слагающих его пород и степень дифференциации рудоносных вулканитов.

Под фундаментом имеются ввиду комплексы докембрийских или раннепалеозойских пород, которые подстилают эвгеосинклинальные вулканогенные формации среднего палеозоя (спилит-диабазовую, спилит-кератофировую, андезит-базальтовую). По составу фундамента выделяются рудные районы, залегающие на первично эвгеосинклинальном, гранитизированном и миогеосинклинальном основаниях.

Под первично эвгеосинклинальным основанием понимается базифицированный субстрат, характеризующийся повышенной мощностью базальтового слоя (26—36 км) и высоким положением границы Коирада (10—16 км). В геофизических полях эвгеосинклинальный фундамент проявляется в виде положительных региональных аномалий силы тяжести, присущих вулканическим поясам (см. гл. II). В условиях Южного Урала эвгеосинклинальное основание имеют рудные районы, расположенные в пределах региональных прогибов — Тагило-Магнитогорского и Восточно-Уральского.

Под гранитизированным основанием подразумеваются комплексы вулканогенных и осадочных пород, претерпевшие региональный прогрессивный метаморфизм калиевого ряда (Маракушев, 1965) с широко развитыми гнейсами и крупными калиево-натровыми гранитными массивами. В условиях Южного Урала гранитизированный фундамент распространен в пределах Восточно-Уральского и Зауральского поднятий. По данным И. С. Огарина (1973), в Суундукском и Кумакском блоках земной коры, выделенных им в пределах упомянутых поднятий, мощность базальтового слоя 18—19 км, а гранитного 21,5—22,5 км.

Миогеосинклинальный фундамент представлен мощными толщами осадочных пород, в той или иной степени метаморфизованных. Для него характерны небольшая мощность базальтового (15—18 км) и гранитного (9—10 км) слоев и присутствие слоя осадочных пород мощностью 8—12 км (цифры мощностей слоев приведены по И. С. Огарину, 1973). Миогеосинклинальный фундамент наблюдается в южной части Зилаирского мегасинклинория в Медногорском рудном районе.

По степени дифференциации рудоносных вулканогенных комплексов, можно выделить, вслед за М. Б. Бородаевской (Формационный анализ..., 1974), три группы рудных районов, соответствующих развитию следующих формаций и субформаций: 1) недифференцированных базальтов спилит-диабазовой формаций; 2) контрастно дифференцированных вулканитов липарит-базальтовой субформации спилит-кератофировой формации; 3) непрерывно дифференцированной субформации той же

формации. Однако в каждом районе, где развиты вулканиты второй и третьей групп, известны или могут быть обнаружены нижележащие вулканические породы первой группы.

На Южном Урале пока не установлены рудные районы, в которых промышленные месторождения залегают только среди эффузивов спилит-диабазовой формации, поэтому первая группа районов по степени дифференциации рудоносных вулканитов автором не выделена. В отдельных районах, таких как Айдырлинский и Ново-Николаевский, в связи со слабой изученностью эффузивных пород и сильным их метаморфизмом формационная принадлежность рудовмещающих пород пока не определена. В целом рассматриваемый принцип классификации рудных районов сводится к оценке роли кислых дифференциатов базальтовых магм в данном районе. В пределах группы районов с одинаковым фундаментом рудные районы будут рассматриваться в порядке увеличения количественной роли кислых вулканитов. Выделенные на Южном Урале типы рудных районов приведены в табл. 14.

Таблица 14

Классификация колчеданных рудных районов Южного Урала

Фундамент	Субформации рудовмещающих вулканитов	Районы
Эвгеосинклинальный	Контрастная липарит-базальтовая	Бурибайский, Домбаровский, Средне-Орский, Сибайский, Гайский
	Непрерывная липарит-дацит-андезит-базальтовая	Ащевутакский, Теренсайский, Увельский, Учалинский, Верхнеуральский, Баймакский
Гранитизированный	Контрастная липарит-базальтовая	Зауральский
	Не изучена	Айдырлинский, Ново-Николаевский
Миогеосинклинальный	Контрастная липарит-базальтовая	Медногорский

В связи с отсутствием резкой границы между площадями развития пород контрастной липарит-базальтовой и непрерывной липарит-дацит-андезит-базальтовой субформаций и наличием промежуточных между ними типов дифференциации базальтоидов принадлежность рудных районов к первой или второй группам определена по количественному преобладанию вулканитов той или иной субформации. Так, в Бурибайском районе в пределах Макан-Мамбетовской рудоносной зоны в небольшом количестве присутствуют андезитовые порфириды, что позволяет отнести этот комплекс эффузивов к непрерывной липарит-дацит-андезит-базальтовой субформации. В Гайском районе рудовмещающая толща месторождения имеет промежуточную степень дифференциации между контрастной и непрерывной. Однако по преобладанию в указанных районах контрастно дифференцированных пород спилит-кератофировой формации они отнесены к первой группе. В Учалинском районе на одноименном месторождении проявилась контрастная липарит-базальтовая формация. На большей же части района широко развита непрерывная липарит-дацит-андезит-базальтовая субформация, поэтому район отнесен ко второй группе.

**РАИОНЫ С ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫМ ФУНДАМЕНТОМ
И ПРЕОБЛАДАЮЩИМ РАЗВИТИЕМ КОНТРАСТНО
ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ВУЛКАНИТОВ**

БУРИБАЙСКИЙ РАЙОН

Бурибайский район расположен в западном крыле Магнитогорского мегасинклинория (см. рис. 11). Границы района на западе и востоке — Уралтауский и Кизильский разломы, на севере — Суртанузякская синклиналь и Сукраковская антиклиналь, образующие субширотную складчатую структуру. Южная граница Бурибайского района проводится на широте погружения Ирендыкского антиклинория, что примерно совпадает с границей Башкирской АССР и Оренбургской области. Район охватывает три структуры третьего порядка: Вознесенско-Присакмарский и Кизило-Уртазымский синклинории, Ирендыкский антиклинорий. В пределах перечисленных структур выделяются структуры более высокого порядка (рис. 36).

С открытием Бурибайского колчеданного месторождения (1930 г.) район почти непрерывно исследовался (А. Х. Иванов, Ф. И. Ковалев и Б. С. Левоник, Л. С. Либрович, В. С. Шарфман, М. Н. Долгий, А. И. Кривцов, В. А. Прокин, М. Ш. Биков и др., А. А. Захаров и А. А. Захарова). По данным в Бурибайском районе представлен почти полный разрез Магнитогорского мегасинклинория (см. табл. 2).

Силурийские отложения распространены в западной и центральной частях района. Преимущественно основные эффузивы и кремнистые сланцы сакмарской свиты слагают западное крыло Вознесенско-Присакмарского синклинория. Вулканы баймак-бурибаевской свиты широко распространены в Ирендыкском антиклинории.

Ранне- и среднедевонские отложения слагают крылья Ирендыкского антиклинория и Кизило-Уртазымского синклинория. Пироксен-плагиоклазовые порфириды и туфы ирендыкской свиты развиты в основном в северной части района. К карамалыташской свите относится толща миндалекаменных базальтовых порфиритов мощностью до 400 м, обнажающихся в Султангузинской антиклинали. Слоистые туфогенно-осадочные отложения улутауской свиты живетского яруса установлены в крыльях Кизило-Уртазымского синклинория и в Суртанузякской синклинали.

Позднедевонские и раннекаменноугольные осадочные породы развиты в синклинальных структурах. Колтубанская свита, задегающая в основании верхнедевонского разреза, представлена преимущественно конгломератами и мукасовскими кремнистыми сланцами мощностью до 100 м. Песчаники зилаирской свиты фаменского и турнейского ярусов выполняют Дергамышскую, Ташлинскую, Суртанузякскую, Мамбетовскую и Малятинскую синклинали. Мощность песчаников 800 м. Раннекаменноугольные отложения березовской и кизильской свит встречены на северо-западе района в Юлбарсовской синклинали и широко развиты за восточной границей района.

Угловые несогласия отмечены в основании улутауской свиты живетского яруса и под кремнистыми сланцами и конгломератами фаменского яруса.

Пликативные структуры района характеризуются сравнительно пологими углами падения крыльев, составляющими обычно 15—35°. Более крутые углы падения (до 60—75°) установлены в непосредственной близости к Уралтаускому и Бурибайскому разломам.

Строение антиклинальных складок, как правило, асимметричное. Восточные их крылья более пологие и обширные по площади, а западные более крутые и осложнены или полностью срезаны разрывными

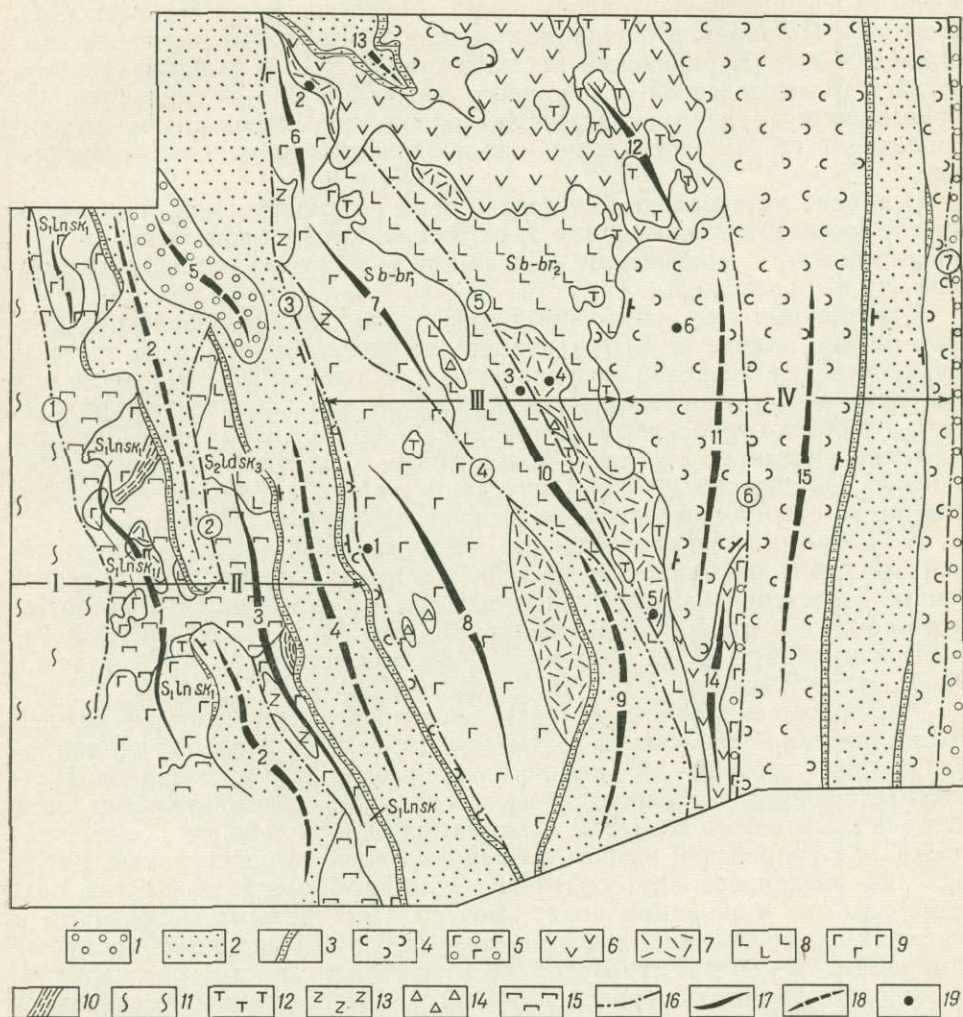


Рис. 36. Геолого-структурная схема Бурибайского рудного района. Составлена по материалам А. А. Захарова, И. С. Анисимова, М. Ш. Бикова, А. М. Косарева, М. В. Лозового.

I — Уралтауский мегантиклинорий; II — Присакмарский синклинорий; III — Ирендыкский антиклинорий; IV — Кизило-Уртазымский синклинорий.

1 — раннекаменноугольные отложения нерасчлененные (C_1); 2 — полимиктовые песчаники (D_2-C_1t); 3 — мукасовские кремнистые сланцы (D_3lr); 4 — туфогенно-осадочные отложения (D_2gv); 5 — диасазы, спилиты и их брекчии (D_2ekr); 6 — пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы ($D_{1-2}lr$); 7 — андезит-дацитовые и дацитовые порфириты (S_2b-br_3); 8 — андезит-базальтовые афириты (S_2ld-sk_3 и S_2b-br_1); 9 — спилиты и базальтовые порфириты (S_1ln-sk_1 и S_2b-br_1); 10 — песчаники и алевролиты ($S_{1-2}sk_2$); 11 — кристаллические сланцы (Pr); 12 — субвулканические кислые породы (S_2); 13 — габбро-диабазы (C_1); 14 — габбро-диабазы (S); 15 — серпентиниты (Pz_2); 16 — разрывные нарушения (цифры в кружках): 1 — Уралтауский, 2 — Восточно-Дергамышский, 3 — Бурибайский, 4 — Мамбетовский, 5 — Маканский, 6 — Султангузинский, 7 — Кизильский; 17 — антиклинали: 1 — Байгусаровская, 3 — Переволочанская, 6 — Петропавловская, 7 — Самарская, 8 — Бурибайская, 10 — Маканская, 12 — Сукраковская, 14 — Султангузинская; 18 — синклинали: 2 — Дергамышская, 4 — Ташлинская, 5 — Юлбаровская, 9 — Мамбетовская, 11 — Подольская, 13 — Суртангузская, 15 — Малятинская; 19 — колчеданные месторождения: 1 — Бурибайское, 2 — Юбилейное, 3 — Маканское, 4 — Октябрьское, 5 — Мамбетовское, 6 — Южно-Сукраковское

нарушениями (Переволочанская, Бурибайская и Маканская антиклинали).

Для района характерны разрывные нарушения субмеридионального (Уралтауский, Бурибайский, Султангузинский и Кизильский разломы) и северо-северо-западного простираний (Мамбетовское и Маканское нарушения). По характеру подвижек выделяются разломы, падающие под углом $70-80^\circ$ (Бурибайский и Султангузинский), и надвиги (Уралтауский и Мамбетовский) с восточным под углом $30-45^\circ$ падением. По Уралтаускому разлому силурийские отложения надвинуты на докембрийские, а по Мамбетовскому — на позднедевонско-раннекаменноугольные.

В районе установлена Маканская зона рассланцевания, падение ее крутое восточное. Маломощные зоны рассланцевания встречены на Петропавловском, Сукраковском и Подольском участках, но по простиранию они не прослежены.

Колчеданные месторождения и рудопроявления Бурибайского рудного района находятся в трех рудоносных зонах (с запада на восток): Бурибайской, Маканской и Сукраковской. В геологическом разрезе они приурочены к трем стратиграфическим уровням: к спилитам нижней толщи баймак-бурибаевской свиты (Бурибайское, Юбилейное), к зоне контакта андезит-базальтовой и дацитовой толщ этой же свиты (Маканское, Октябрьское), к контакту дацитовой толщи с вышележащими плагиоклазовыми порфиритами ирендыкской свиты (Подольское).

Бурибайское медноколчеданное месторождение расположено в западном крыле одноименной антиклинали среди силурийских вулканогенных отложений баймак-бурибаевской свиты (см. рис. 36). Геологию месторождения изучали А. И. Кривцов (1968), В. А. Прокин и А. К. Тимергазина (1969), Б. С. Левоник, П. В. Аржавитин, М. Г. Муталов и М. И. Исмагилов.

Месторождение залегает среди спилитов, относящихся к нижней толще баймак-бурибаевской свиты (см. табл. 2, 7). Падение толщи западное под углом $30-40^\circ$, мощность превышает 900 м. В западной части месторождения распространены слоистые вулканомиктовые отложения раннедевонского возраста. Между слоистыми породами и спилитами проходит Бурибайский разлом субмеридионального простирания. Вдоль разлома внедрилось крутопадающее тело габбро-диабазов. Зона разлома вскрыта в западном борту карьера. Она сложена милонитами и тектоническими брекчиями мощностью 10—20 м. Падение ее восточное под углом $70-80^\circ$. К северу от месторождения прослежена меридиональная зона смятия шириной 120—150 м, представленная неравномерно рассланцованными породами. Падение сланцеватости крутое, почти вертикальное. В южной части месторождения зона смятия примыкает к Бурибайскому разлому (рис. 37).

Основное рудное тело Бурибайского месторождения — Южная линза — расположено в меридиональной зоне смятия в месте сочленения ее с Бурибайским разломом. Южная линза простирается в меридиональном направлении и падает на запад под углами от 30 до 70° . Слово «линза» лишь отдаленно оправдывает свое название, так как в плане это неправильное тело с рядом апофиз, в разрезе оно несколько расщеплено (см. рис. 32, а). Более четко вырисовываются три апофизы: южная, северо-западная и северо-восточная. Две первые простираются параллельно Бурибайскому разлому, а последняя — вдоль субмеридиональной зоны смятия. Протяженность Южной линзы по простиранию 330 м, вкрест простирания — около 200 м, наибольшая мощность 65 м. Это рудное тело полностью выработано. В 500 м к югу от Южной линзы находится слепая Ново-Бурибайская залежь.

Руды Бурибайского месторождения представлены в основном массивным колчеданом. В северной и центральной частях рудного тела раз-

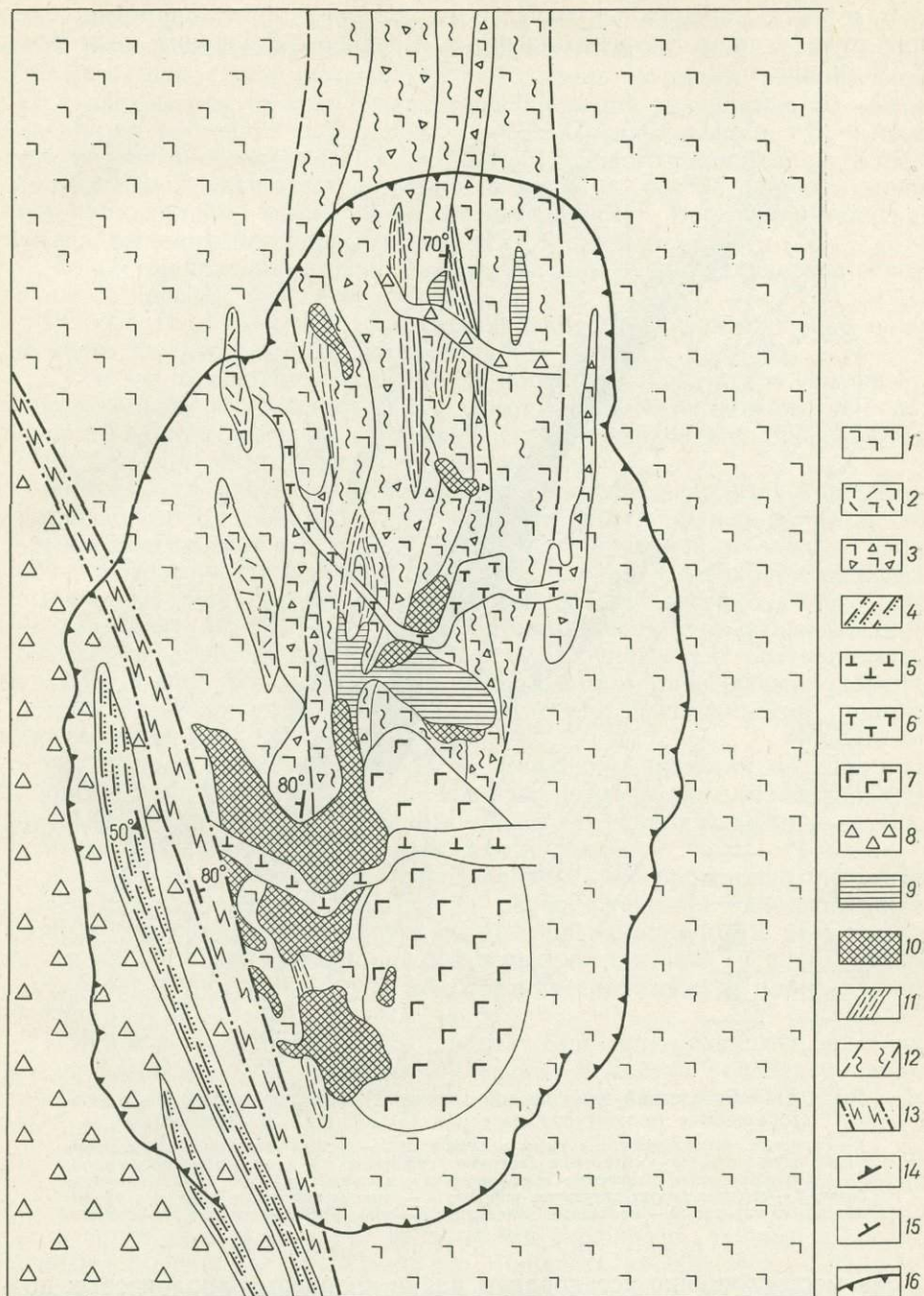


Рис. 37. Геологическая карта Бурйбайского медноколчеданного месторождения.

1 — спилиты; 2 — туфы спилитов; 3 — тектонические брекчи спилитов; 4 — туфопесчаники; 5 — кварцевые порфиры; 6 — плагиоклазовые липарит-дацитовые порфиры; 7 — субвулканические диабазы; 8 — габбро-диабазы; 9 — вкрапленные руды; 10 — массивные руды; 11 — зоны интенсивного расщепления; 12 — зоны грубого расщепления; 13 — зона дробления и милонитизации (Бурйбайский разлом); 14 — положение слоистости; 15 — положение зон дробления и расщепления; 16 — контур карьера

вит серный колчедан, а краевые и южная части сложены халькопирит-пиритными рудами, местами со сфалеритом. Из менее распространенных рудных минералов отмечены мельниковит-пирит, пирротин, блеклая руда, борнит, энаргит, магнетит. Среднее содержание меди около 3,5%, цинка 1%.

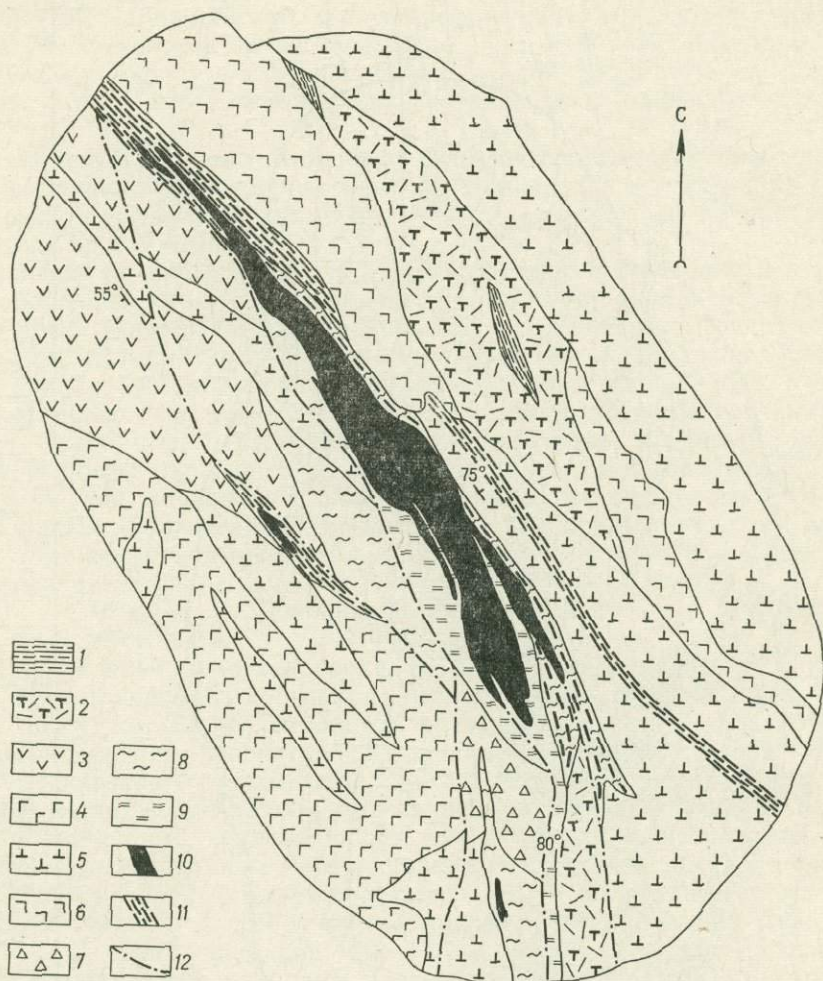


Рис. 38. Геологический план первой залежи Маканского колчеданного месторождения (в контурах карьера). Составил П. В. Аржавитин.

1 — слоистые мелкообломочные туфы и туффиты; 2 — среднеобломочные туфы дацитовых порфиритов; 3 — андезит-базальтовые порфириты; 4 — базальтовые порфириты; 5 — субвулканические дацитовые порфириты; 6 — жильные диабазы; 7 — габбро-диабазы; 8 — серицит-хлорит-кварцевые породы; 9 — серицит-кварцевые породы с вкрапленностью пирита; 10 — массивный колчедан; 11 — зоны расщепления; 12 — разрывные нарушения

На месторождении установлены дайки кварцевых липаритовых порфиритов, дацитовых порфиритов, диабазов и габбро-диабазов.

Маканское цинково-медное колчеданное месторождение расположено в центральной части района в пределах одноименной антиклинали (Анисимов, Гордица, 1970; Кривцов, Шепелев, 1973, Воробьев, 1974). На месторождении выделяются три толщи (снизу вверх): 1) базальтовых и спилитовых порфиритов и их пирокластов (мощность не менее 550 м), 2) андезит-базальтовых и андезитовых порфиритов и их туфов с мало-мощными прослоями кремнистых туффитов и туфопесчаников (мощность 200 м), 3) дацитовых порфиритов с подчиненными прослоями пи-

рокластов (мощность 550 м). К зоне контакта второй и третьей толщ приурочены многочисленные невыдержанные прослойки мелкообломочных туфов и туффигов. На участке месторождения падение пород восточное под углом 10—40°. Углы падения пород увеличиваются вблизи Маканского разрывного нарушения, простирающегося по азимуту 330—340°. Это нарушение представлено сбросом, вдоль которого развита зона расланцевания и тектонического брекчирования мощностью 20—50 м, падение ее восточное под углом 60—80°. Предполагается, что амплитуда сброса превышает 200 м. К востоку от этого нарушения угол падения пород уменьшается до 10—5° и далее на восток падение сменяется на западное. Здесь расположена пологая Восточно-Маканская мульда, выполненная кислыми породами третьей толщи.

На месторождении широко распространены субвулканические и интрузивные породы.

Рудные тела Маканского месторождения приурочены к зоне одноименного крутопадающего нарушения (см. рис. 13, рис. 38).

Руды месторождения состоят из пирита, халькопирита и сфалерита. В подчиненном количестве присутствуют теннантит и галенит. В рудах широко развиты массивная, брекчиевидная и брекчиевая текстуры. Местами встречаются полосчатые руды.

Октябрьское медноколчеданное месторождение находится в пределах Маканского рудного поля. Оно состоит из шести рудных залежей, которые размещаются на участке Восточно-Маканской мульды в 500—2000 м к востоку от Маканского месторождения. В отличие от последнего рудные тела Октябрьского месторождения залегают полого, следуя зоне контакта второй и третьей толщ баймак-бурибаевской свиты. В осевой части мульды верхние контакты рудных тел почти горизонтальные, а нижние осложнены крутопадающими апофизами. Падение восточной залежи месторождения (пятой, или Ташкулинской) пологое западное (см. рис. 13).

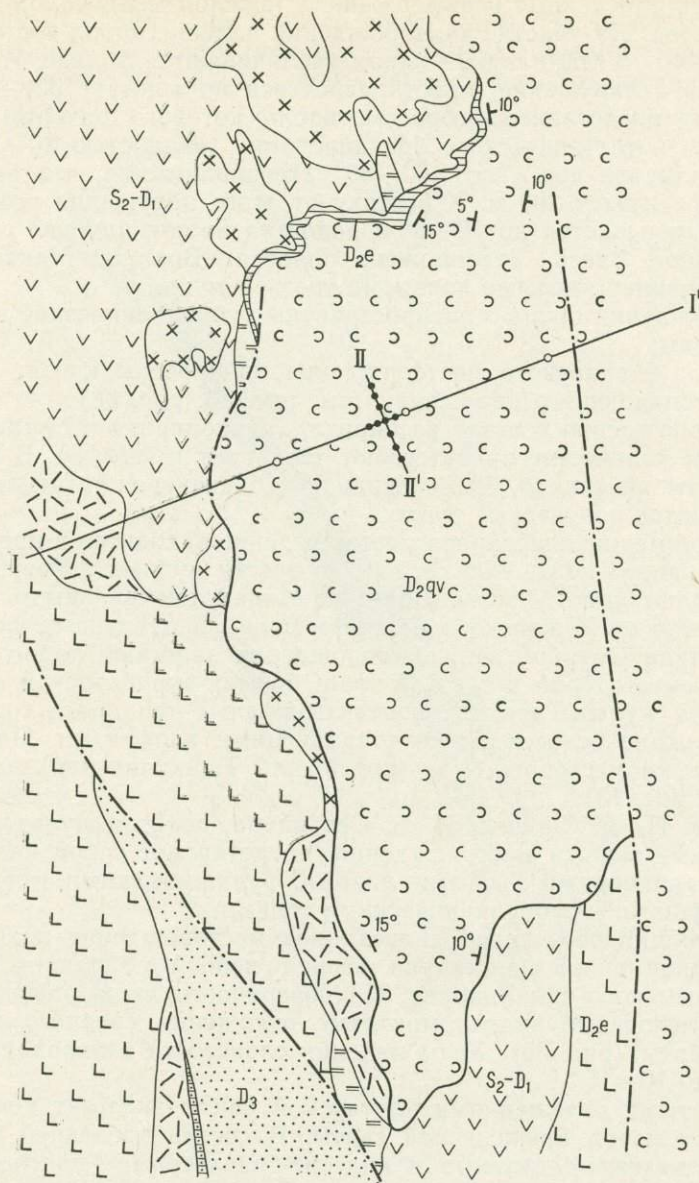
По данным П. Ф. Сопко и И. Б. Серавкина, пологая мульда, вмещающая рудные залежи месторождения, представляет собой кальдеру обрушения, заполненную кислыми лавами, вулканическими и эксплозивными брекчиями и субвулканическими телами.

Подольское цинково-медное колчеданное месторождение находится в пределах одноименной синклинали, расположенной в западном крыле Кизило-Уртазымского синклинория. На поверхности здесь развиты пологолежащие слоистые вулканомиктовые отложения среднего девона улутауской свиты (рис. 39). Углы падения слоистости в породах изменяются от 0 до 10—15°.

Под слоистыми отложениями улутауской свиты залегает комплекс вулканогенных пород ирендыкской свиты. В состав последней входят андезитовые, андезит-дацитовые и андезит-базальтовые плагиоклазовые порфириты и их туфы.

Стратиграфически ниже расположены вулканогенные отложения, относимые условно к баймак-бурибаевской свите. В последней выделяются две толщи — верхняя и нижняя. Верхняя толща сложена дацитовыми порфиритами, липарит-дацитовыми порфирами, туфами и эксплозивными брекчиями кислых пород. Мощность ее 600—800 м. Нижняя толща представлена базальтовыми порфиритами и афиритами, встреченными единичными скважинами. Мощность ее более 500 м. В породах ирендыкской и баймак-бурибаевской свит установлены субвулканические тела крупнокварцевых липарит-дацитовых порфиров. Этими телами в большей степени насыщена верхняя толща баймак-бурибаевской свиты.

Падение слоистости улутауских отложений преимущественно восточное под углом 5—15°. В ирендыкской свите прослойки туффигов наклонены под углом 30—45° на восток, что указывает на несогласие между



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

ирендыкской и улутауской свитами. Кровля кислой вулканогенной толщи на месторождении образует пологую антиклиналь (см. рис. 39, разрез I—I'). В северном направлении шарнир антиклинали воздымается, вулканогенные породы выходят на поверхность в Сукраковской антиклинальной структуре. На участке месторождения намечается небольшая вулcano-купольная структура (см. рис. 39, разрезы I—I' и II—II'), в крыльях которой породы наклонены под углом 5—15° к горизонту.

Дацитовые и липарит-дацитовые порфиры и их брекчии верхней толщи баймак-бурибаевской свиты в пределах изученной части разреза претерпели гидротермально-метасоматические изменения и содержат вкрапленность сульфидов. Халькопирит-сфалеритовая рассеянная минерализация приурочена к верхней части толщи и к контакту с вышележащими плагиоклазовыми порфиритами. В верхней части зоны сульфидной минерализации расположено пластообразное тело массивных колчеданных руд, падение его горизонтальное и пологое восточное — 5—25°. От этого тела в сторону лежащего бока отходят апофизы медных вкрапленных и сплошных серноколчеданных руд более крутого падения — 60—70°. Глубина залегания руд 500—900 м.

В пологолежащем рудном теле массивных колчеданных руд наблюдается четкая зональность. В верхней части рудного тела местами установлены цинковистые сфалерит-пиритовые руды. Вниз по направлению к лежащему боку они последовательно сменяются медисто-цинковистыми сфалерит-халькопирит-пиритными рудами, затем медистыми халькопирит-пиритными рудами и наконец серным колчеданом. Последний в лежащем боку контактирует с серицит-кварцевыми породами, содержащими вкрапленность и прожилки пирита. Падение прожилков 60—70°. В верхней части рудного тела кроме сфалерита определен галенит. В северо-западной части рудного тела в верхней части выделяются борнитсодержащие медистые руды. По данным Р. С. Абдулгузина, в рудах месторождения в небольших количествах присутствуют блеклая руда, пирротин, гематит, магнетит, арсенопирит, алтаит. Из нерудных минералов в рудах отмечены кварц, кальцит, серицит, хлорит, барит, флюорит.

В южной части месторождения выявлена мощная зона прожилково-вкрапленных руд крутого падения. Однако верхняя граница рудного тела тоже пологая.

Вдоль западного контакта рудной залежи скважинами прослежена крутопадающая зона метасоматитов, местами грубо рассланцованных. Предполагается, что она наследует дорудное тектоническое нарушение. Пологая антиклиналь, вырисовывающаяся по кровле рудоносных кислых пород, фиксирует погребенную вулканическую постройку, к которой приурочено Подольское месторождение.

Для Бурибайского рудного района характерно неглубокое залегание базальтового слоя — 4—9 км (см. рис. 6). Возможно, этим объясняется существенно медный состав руд. Отношение содержаний цинка к меди на месторождениях района следующее: на Бурибайском 0,32, на Юбилейном 0,39, на Маканском 0,32, на Октябрьском 0,46, на Подольском 0,86. По мере увеличения роли кислых пород в разрезе месторождений и общей мощности вулканогенных пород величина отношения цинка к меди несколько возрастает.

Рис. 39. Схематическая геологическая карта и вертикальные разрезы (I—I' и II—II') Подольского участка. Составлена по материалам Н. Н. Солодкого и Ю. А. Болотина
1 — полимиктовые песчаники; 2 — кремнистые сланцы (мукасовский горизонт); 3 — вулканомиктовые отложения (улутауская свита); 4 — яшмы и кремнистые сланцы (бугулыгирский горизонт); 5 — андезитовые порфиры и их туфы; 6 — дацитовые порфиры; 7 — диабазы и спилиты; 8 — кварцевые порфиры (субвулканические); 9 — серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты с вкрапленностью сульфидов; 10 — рудные тела; 11 — разрывные нарушения; 12 — элементы залегания (слоистость); 13—14 — скважины: 13 — структурно-поисковые, 14 — поисковые

ДОМБАРОВСКИЙ РАЙОН

Район расположен в крайней юго-восточной части Магнитогорского мегасинклиниория. Геологические границы района: на западе Акжарско-Джусинская грабен-синклиналь, а на востоке и юго-востоке Восточно-Уральское поднятие. Район охватывает южную часть Теренсайского антиклинория.

В изучении геологического строения района принимали участие Я. А. Рихтер (1965), М. Д. Тесаловский (1972), В. Л. Черкасов и И. А. Смирнова (1972), Б. П. Потапенко и др. (1973). По данным перечисленных исследователей, район сложен вулканогенными и осадочными породами силурийского, девонского и раннекаменноугольного возраста в составе ирендыкской, карамалыташской, улутауской и домбаровской (березовской) свит.

Силурийско-раннедевонские зеленые сланцы распространены в ядрах глубоко эродированных антиклинальных структур (рис. 40). Местами в них сохранились структуры туфов, слоистых туффов, плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритоидов. Эти породы условно отнесены к ирендыкской свите. Мощность последней 1500—2000 м.

Карамалыташская свита распространена в Курмантауской, Малдыгулсайской, Мазарской и других антиклинальных структурах. В ее составе выделяются две толщи. Нижняя толща сложена спилитами, вариолитами и базальтовыми порфиритами. Верхняя толща представлена также эффузивами основного состава, но в ней большую роль играют крупнообломочные туфы, содержатся прослои дацитовых порфиритов, туффов и туфогенно-осадочных пород. Мощность карамалыташской свиты 1500 м. Эйфельский и раннеживетский

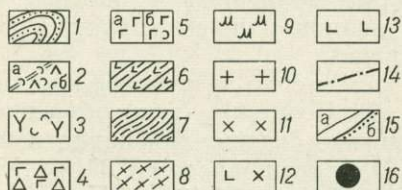
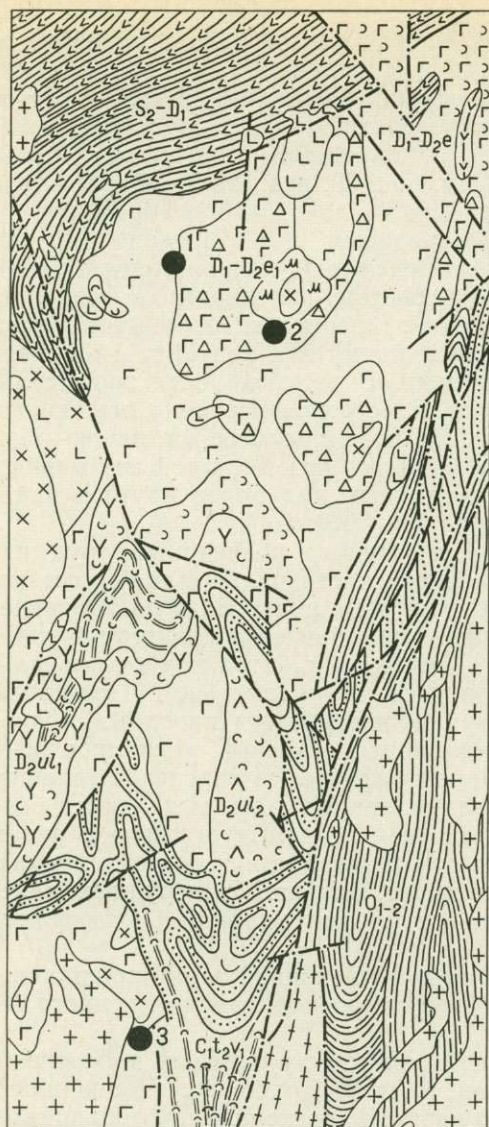


Рис. 40. Схематическая геологическая карта Домбаровского рудного района. По М. Д. Тесаловскому.

1 — песчаники и алевролиты; 2 — туффы (а) и туфы (б); 3 — переслаивание лав и туфов; 4, 5 — карамалыташская свита: 4 — верхняя толща основных эффузивов, 5 — нижняя толща эффузивов (а) с прослоями туфов и кремнистых сланцев (б); 6 — переслаивание зеленых сланцев с песчаниками и кремнистыми сланцами; 7 — амфиболиты, зеленые сланцы; 8 — гнейсы, кристаллические сланцы; 9 — субвулканические липарит-дацитовые порфиры; 10 — граниты; 11 — плагиограниты; 12 — гранодиориты; 13 — габбро; 14 — разрывные нарушения; 15 — контакты согласные (а) и несогласные (б); 16 — колчеданные месторождения: 1 — Летнее, 2 — Осеннее, 3 — Весеннее

возраст карамалыташской свиты определяется по залеганию ее под фаунистически охарактеризованными живецкими отложениями и по единичным находкам фауны в прослоях туффов. Среди эффузивов и туфов карамалыташской свиты установлены небольшие субвулканические тела и дайки основного и реже кислого состава.

Отложения туфогенно-осадочной улутауской свиты распространены в синклиналильных структурах.

Позднетурнейско-ранневизейская домбаровская свита выполняет грабен-синклиналильные структуры. Она сложена преимущественно терригенными и частично карбонатными осадочными породами общей мощностью до 800 м.

Морфология геологических структур Домбаровского района определяется относительной сохранностью крупных вулканических построек, а также широким развитием складчатости и разрывных нарушений. В средних частях антиклиналей и некоторых синклиналей (Джаилганская) наблюдается пологое залегание вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, составляющее 10—30°. Вблизи разрывных нарушений углы падения слоев достигают 60—80°. Нарушения преимущественно субмеридионального и северо-восточного простирания, падение их крутое.

В Домбаровском районе выявлено три колчеданных месторождения: Весеннее, Летнее и Осеннее. Эти месторождения и ряд рудопоявлений приурочены к вулканитам карамалыташской свиты. Летнее месторождение залегает среди эффузивов основного состава в спокойной тектонической обстановке, Осеннее находится вблизи южной границы Джаилганского субвулканического комплекса, а Весеннее расположено в зоне крутого контакта Кошенсаиского гранитного массива.

Летнее цинково-медное месторождение расположено в западном крыле Джаилганской синклиналильной структуры (см. рис. 40). Геологическое строение месторождения изучали А. Г. Полуэктов, Л. И. Губанов, А. И. Мелашич, Р. П. Пономарева, Ю. П. Бельков, М. И. Исмагилов.

Месторождение приурочено к верхней толще карамалыташской свиты. В пределах последней на месторождении выделяются две пачки. Верхняя пачка представлена лавами спилитов, вариолитов, базальтовых афиритов и порфиритов с редкими прослоями туфов и слоистых туффов. В нижней пачке отсутствуют слоистые туффы, но существенную роль играют кластические лавы и туфы. Простирание пород карамалыташской свиты субмеридиональное, падение восточное под углом 10—25°. Среди эффузивов и туфов установлены субвулканические тела и дайки габбро-диабазов, диабазовых и дацитовых порфиритов, микродиоритов и лампрофиров. На глубоких горизонтах месторождения скважинами вскрыта интрузия лейкократовых габбро. На месторождении установлен ряд разрывных нарушений северо-восточного, субмеридионального и широтного направлений, предопределивших блоковую структуру месторождения.

Рудные тела месторождения залегают согласно с вмещающими породами в зоне контакта верхней и нижней пачек вулканитов. Выделяются три основных рудных тела, которые в результате вертикальных смещений расположены на различном гипсометрическом уровне (рис. 41, а). Мощности рудных тел достигают 20—24 м. По данным М. И. Исмагилова, на западе рудные тела ограничиваются субмеридиональной крутопадающей зоной разрывного нарушения. У этой зоны они тупо выклиниваются.

Руды представлены преимущественно сплошным халькопирит-пиритным и халькопирит-сфалерит-пиритным колчеданом. Местами в руде присутствуют пирротин и магнетит. В лежачем боку рудных тел установлена зона кварц-хлоритовых пород с амфиболом и магнетитом. Ниже этой зоны в лежачем боку и непосредственно в контакте с рудой со стороны висячего бока выделяется зона альбит-эпидот-хлоритовых по-

род. Над последней развиты тонкошуйчатые агрегаты вторичных гидрослюд, в основном парагонита. Основываясь на зональности рудных и гидротермальных нерудных минералов по отношению к западному крутопадающему нарушению, М. И. Исмагилов считает, что последнее имеет рудоконтролирующее значение.

Весеннее цинково-медное месторождение расположено в узкой зоне развития основных эффузивов карамалыташской свиты, заключенной между Кошенсайским гранитным массивом на западе и грабеном, вы-

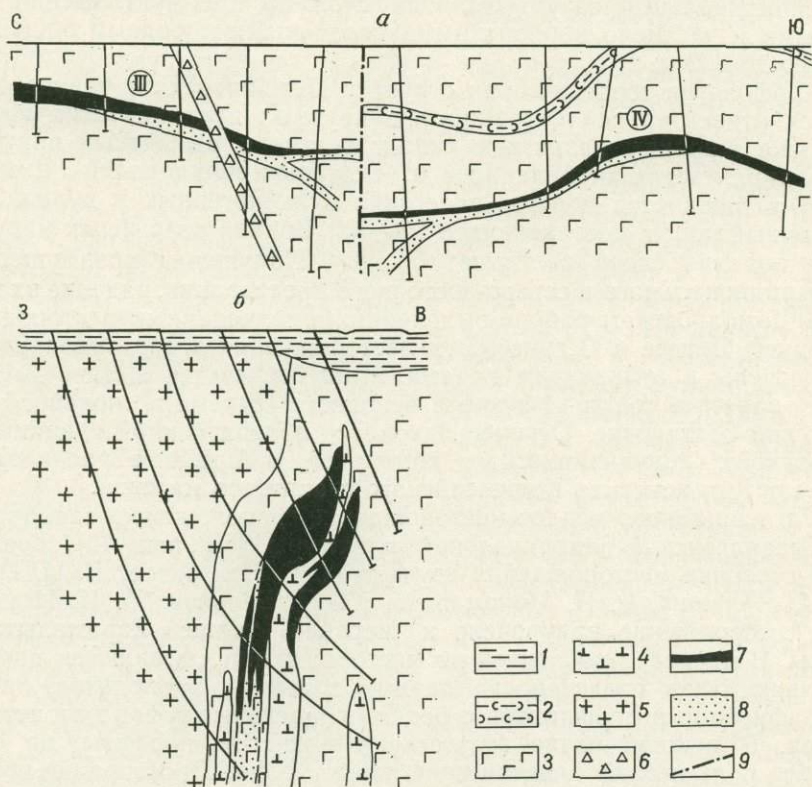


Рис. 41. Схематические геологические разрезы колчеданных месторождений. По материалам А. Т. Полуэктова, Л. И. Губанова, А. И. Мелашич, Р. П. Пономаревой.

Месторождения: а — Летнее (продольный разрез), б — Весеннее (поперечный разрез)
 1 — рыхлые отложения; 2 — кремнистые туффиты; 3 — сплиты, базальтовые порфиры и их туфы; 4 — диоритовые порфиры; 5 — граниты; 6 — габбро-диабазы; 7 — колчеданные руды; 8 — густая вкрапленность сульфидов; 9 — разрывные нарушения.
 Цифры в кружочках — номера рудных тел

полненным нижнекарбонowymi осадочными отложениями, на востоке. В разведке и изучении месторождения принимали участие А. Б. Сабатков, А. Т. Полуэктов, А. И. Мелашич, Р. П. Пономарева, Б. П. Потепенко, М. Д. Тесаловский, Ю. П. Бельков, М. И. Исмагилов, А. К. Лынов, Ю. И. Бехтерев и др. Месторождение залегает в нижней толще карамалыташской свиты. Рудные тела расположены в восточном экзоконтакте Кошенсайского гранитного массива и приурочены к зоне брекчирования и рассланцевания основных эффузивов. Простираение колчеданных залежей меридиональное, падение западное под углом 50—60°. Контакт гранитного массива падает тоже на запад под углом 70—90° и как бы срезает рудную зону по падению (см. рис. 41, б).

На месторождении разведано несколько рудных тел линзовидной формы мощностью до 20 м. Руды представлены преимущественно сплошным медистым, медисто-цинковым и серным колчеданом. Серноколче-

данные руды тяготеют к контакту с гранитами. Главные рудные минералы — пирит, халькопирит, сфалерит; второстепенные — пирротин, арсенопирит, теннантит, марказит; редкие — магнетит, молибденит, вале-риит, кубанит, галенит (Исмагилов и др., 1975).

В экзоконтактовой зоне гранитного массива эффузивы претерпели контактовый метаморфизм с образованием амфиболов, биотита, эпидота, граната. По данным М. И. Исмагилова и М. З. Исмагиловой, вблизи рудных тел развиты кварц-флогопит-кордиеритовые породы, которые с удалением от рудного тела сменяются антофиллит-флогопит-кордиеритовыми, а последние биотит-плагиоклазовыми породами с магнетитом. Ближе к контакту с гранитами кордиерит, биотит и флогопит в той или иной мере замещены хлоритом и серицитом. Последние распространены и за пределами месторождения в экзо- и эндоконтактовых зонах гранитного массива. По мнению М. И. Исмагилова и М. З. Исмагиловой, флогопит-кордиеритовые и антофиллит-флогопит-кордиеритовые роговики являются продуктами контактового метаморфизма околорудных кварц-хлоритовых метасоматитов. Послегранитный гидротермальный метаморфизм привел к частичному замещению этих околорудных роговиков хлоритом, карбонатом и серицитом.

Для всех месторождений Домбаровского района характерны существенно медный состав руд и подчиненная роль цинка.

СРЕДНЕ-ОРСКИЙ РАЙОН

Район расположен на южном окончании восточного крыла Магнитогорского мегасинклинория. Границы района определяются на западе Орской грабен-синклиналью (южного продолжения Центрально-Магнитогорского синклинория), на востоке — Кошенсайским гранитным массивом, на юге — Мугоджарским мегантиклинорием, на севере — Коктюбинским гранитным массивом. Таким образом, район представляет собой сравнительно узкую зону среднепалеозойских вулканогенных пород, насыщенную гранитными массивами. Последние выходят в ядрах положительных структур, а между ними расположены синклинали или вулcano-тектонические депрессии (Медетов, 1971). В юго-западной части района находится Талдысайская вулcano-тектоническая депрессия, а к северу от нее между Ащилисайским и Коктюбинским гранитными массивами — Авангардная депрессия.

Геологическое строение района изучали А. А. Абдулин и др. (1969), Б. Е. Милецкий (1970), Е. М. Медетов (1971), М. И. Вахрушев (1973).

По данным Е. М. Медетова, район сложен вулканогенными и туфогенно-осадочными породами, среди которых выделяются четыре толщи (снизу вверх): нижняя эффузивная, нижняя пирокластическая, верхняя эффузивная, верхняя пирокластическая. Нижняя эффузивная толща состоит из спилитов и базальтовых афиритов. В средней и верхней ее частях местами присутствуют лавы и туфы дацитовых порфиритов и липарит-дацитовых порфиритов. Мощность толщи 800—1000 м. Нижняя пирокластическая толща обнажена в крыльях Авангардной и Талдысайской синклиналей (рис. 42). Она представлена туфами и лавами андезит-базальтовых пироксен-плагиоклазовых порфиритов. Мощность ее 200—370 м. Верхняя эффузивная толща распространена в центральной части Авангардной и Талдысайской синклиналей. В состав ее входят лавы и туфы андезитового состава с прослоями туффитов и кремнисто-глинистых сланцев. Мощность толщи 300 м. Верхняя пирокластическая толща выходит на поверхность палеозоя в тектонически опущенных блоках к западу и востоку от Коктюбинского гранитного массива. Она состоит преимущественно из туфов кислого состава. В верхней части толщи туфы сменяются туфогенно-осадочными породами, а последние — алевро-

литами и аргиллитами. Общая мощность верхней пирокластической толщи 400 м. Во всех четырех толщах встречаются субвулканические образования, состав которых соответствует лавам и пирокластам.

Учитывая петрографическое и фациальное тождество нижней пирокластической толщи с породами ирендыкской свиты, можно предположить следующий вариант корреляции геологического разреза

Средне-Орского района: нижнюю эффузивную толщу следует сопоставлять с баймак-бурибаевской свитой (силур), нижнюю пирокластическую — с ирендыкской (нижний девон), верхнюю эффузивную — с карамалыташской (эйфельский ярус), верхнюю пирокластическую — с улутаской (живетский ярус).

В районе широко распространены интрузивные породы. А. А. Абдулин, Е. М. Медетов и др. выделяют две интрузивные формации: девонскую габбро-плагиогранитную и верхнепалеозойскую гранитовую.

В Средне-Орском районе выявлены три колчеданных месторождения: медно-цинковые Приорское и Авангард, медно-колчеданное им. 50-летия Октября. Все месторождения залегают в нижней эффузивной толще. Два последних расположены в непосредственной близости к гранитным массивам.

Приорское медно-цинковое месторождение расположено в 2 км к югу от Коктюбинского гранитного массива в пределах Приорской брахиантиклинали, осложняющей Авангардную синклинали. Оно изучалось Б. Е. Милецким (1970), Е. М. Медетовым (1971), М. И. Вахрушевым (1973), А. Д. Карповым, Г. С. Поротовым, Е. В. Веселовым. Месторождение приурочено к юго-восточному крылу брахиантиклинали, вытянутой в северо-восточном направлении.

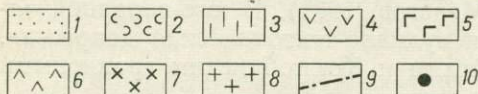
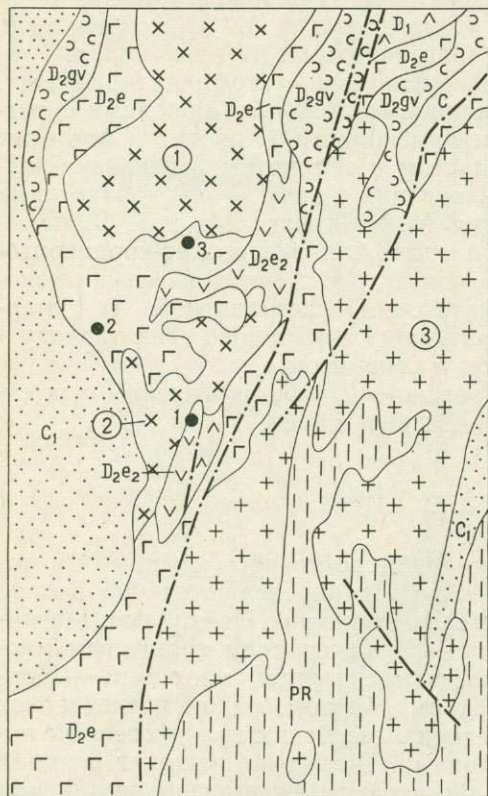


Рис. 42. Схематическая геологическая карта Средне-Орского рудного района. По материалам Б. И. Комиссарова, Е. М. Медетова, Б. Е. Милецкого, П. Л. Смольяникова.

1 — каменноугольные осадочные породы; 2 — вулканомиктовые отложения (D_2gv); 3 — гнейсы, кварциты, амфиболиты (Pr); 4 — андезитовые и дацитовые порфириты (D_2e_2); 5 — базальтовые порфириты и афириты (D_2e); 6 — андезит-базальтовые порфириты (D_1); 7 — гранодиориты, плагиограниты, граниты (D_3-C_1); 8 — граниты (Pz_3); 9 — разрывные нарушения; 10 — колчеданные месторождения: (1 — Восточно-Ацильсайское, 2 — Приорское, 3 — Авангард).

Цифры в кружках — интрузивные массивы: 1 — Коктюбинский, 2 — Ацильсайский, 3 — Кошенсайский

правлении. Рудное тело залегают согласно с вмещающими породами среди туфов андезит-дацитового состава. Всячий бок сложен спилитами и базальтовыми порфиритами, а в лежачем боку наблюдается чередование перлитов и миндалекаменных афиритов (рис. 43). Форма колчеданной залежи — неправильная линза с апофизами, ориентированными по напластованию вмещающих пород. Простираение рудного тела северо-восточное, падение юго-восточное под углом $45-60^\circ$.

В лежачем боку рудного тела (на некотором удалении) установлена небольшая интрузия гранодиоритов. В рудовмещающей толще широко распространены дайки габбро-диабазов, субвулканические тела и дайки кварцсодержащих диабазов и кварцевых порфиров. Брахиантиклиналь пересечена серией разрывных нарушений. Наиболее значительное нарушение северо-восточного простирания расположено в лежачем боку колчеданной залежи. Простирание нарушения северо-восточное, падение юго-восточное под углом $60-70^\circ$.

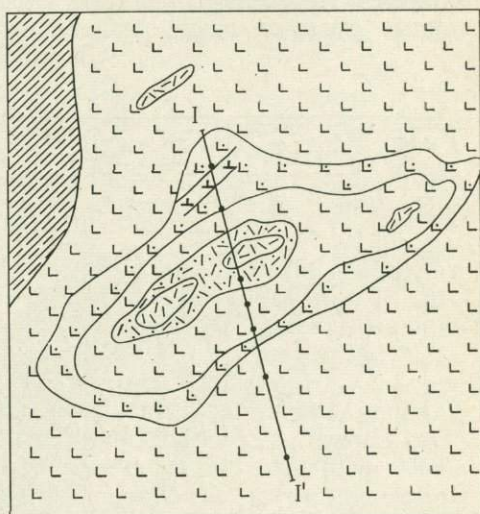
Вблизи лежачего бока в рудном теле распространены халькопирит-магнетитовые руды. Средняя часть линзы сложена халькопирит-пиритовыми и халькопирит-пирротин-магнетитовыми рудами. Выше расположены халькопирит-сфалерит-пиритные руды, а в контакте с породами висячего бока — сфалерит-пиритные. Ближе к висячему боку повышается содержание цинка, а с глубиной — серного колчедана. В центральной части залежи и вблизи лежачего бока, вероятно, в связи с дефицитом серы, появляются пирротин и магнетит. Второстепенные и редкие рудные минералы — арсенопирит, марказит, блеклая руда, гематит, галенит, молибденит, кубанит. Из нерудных минералов в руде встречаются кварц, серицит, кальцит, сидерит, хлорит, апатит.

Породы лежачего бока превращены в метасоматиты кварцбиотит-серицитового и кварцхлорит-серицитового составов, а основные эффузивы висячего бока эпидотизированы.

Медноколчеданное месторождение им. 50-летия Октября расположено в северо-западном крыле

Талдысайской синклинали вблизи восточного контакта Ацилысайского гранитного массива. В геологическом разрезе рудовмещающей нижней эффузивной толщи Е. М. Медетов выделяет три горизонта: нижний (базальтовые афириты и порфиры), средний (эффузивы и пирокласты кислого состава), верхний (андезит-базальтовые и базальтовые афириты и порфиры). Среди эффузивов и туфов установлены дайки диабазов и кварцевых порфиров. Простирание вулканогенных пород северо-восточное, падение юго-восточное под углом $5-30^\circ$.

На месторождении установлены крутопадающие субмеридиональные и субширотные нарушения, обусловившие блоковое его строение. Выделяются три основных блока — Северный, Центральный, Южный — и к каждому приурочены одноименные колчеданные залежи. Южная и Центральная залежи расположены в зоне верхнего контакта кислых вулканитов с основными эффузивами. На западе и востоке они ограни-



Разрез по линии I-I'

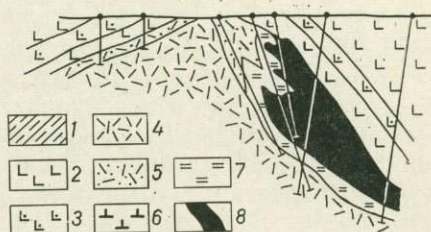


Рис. 43. Схематический поперечный геологический разрез Приорского месторождения. По материалам Р. М. Даутова.

1 — песчаники, алевролиты (Сп); 2 — базальтовые порфиры; 3 — спилиты; 4 — дацитовые и липарит-дацитовые порфиры; 5 — туфы кислого состава; 6 — кварцевые порфиры субвулканические; 7 — серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты; 8 — колчеданные руды

чены разломами. При этом на западе рудные тела контактируют с гранитами, а на востоке — с андезит-базальтовыми порфиридами (рис. 44). Наибольшая мощность южной залежи 150 м, центральной 50 м. Северная залежь приурочена к крутопадающему разлому среди кислых вулканитов.

На месторождении выделяются медноколчеданные (халькопирит-пиритовые) медно-пирротиновые и серноколчеданные руды. Медноколчеданные руды слагают основную массу рудных тел, медно-пирротино-

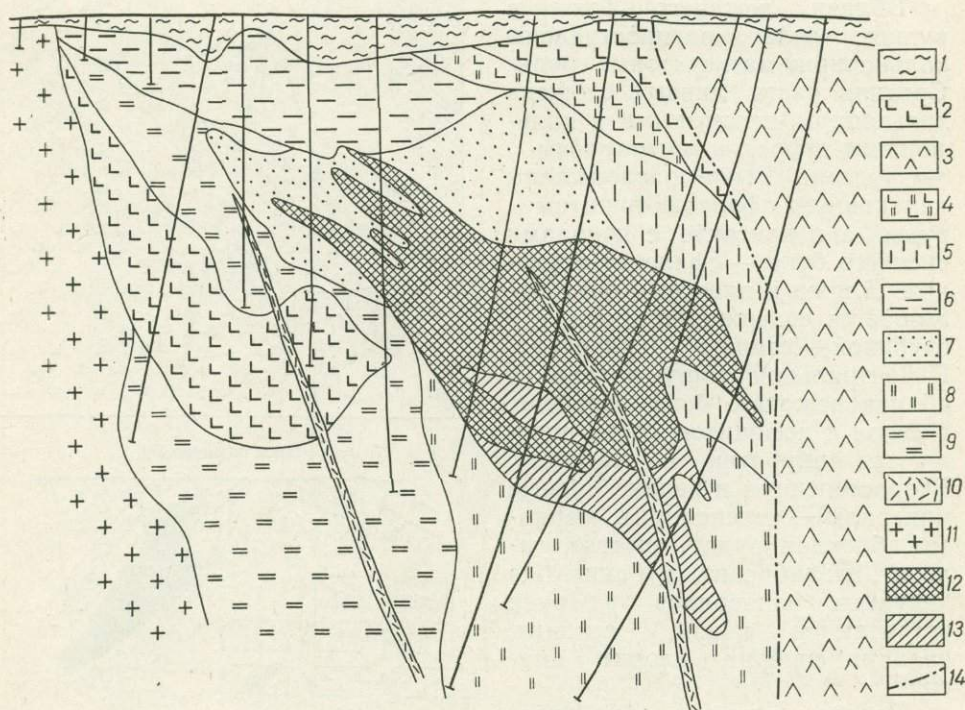


Рис. 44. Схематический геологический разрез месторождения им. 50 лет Октября. По материалам Н. М. Жукова, Е. М. Медетова, Г. С. Порогова, А. Г. Ларионова.

1 — рыхлые отложения; 2 — базальтовые афириты амфиболитизированные; 3 — эффузивы андезит-базальтового состава; 4 — антофиллитизированные эффузивы основного состава; 5 — кордиеритизированные вулканиты и кордиерит-кварцевые породы; 6 — биотит-хлоритовые и кварц-хлоритовые породы; 7 — антофиллит-кордиеритовые породы; 8 — серицит-кварцевые породы; 9 — кварц-альбитовые породы; 10 — дайки кислого состава; 11 — плагнограниты; 12 — массивный колчедан; 13 — прожилково-вкрапленные руды; 14 — разрывные нарушения

вые развиты в контакте с гранитами и в верхней части Южной залежи. Серный колчедан установлен вблизи лежащего бока этой же залежи. На выклиниваниях рудных тел встречаются в небольшом количестве медно-цинковые руды.

Кроме основных рудных минералов пирита, пирротина, халькопирита и сфалерита, в рудах месторождения отмечены второстепенные — кубанит, галенит, арсенопирит, молибденит, магнетит.

Гидротермально-метасоматические изменения вмещающих пород месторождения изучены Н. М. Жуковым (1970), который выделил ряд минеральных фаций метасоматитов, занимающих определенное положение по отношению к рудным телам. В лежащем боку рудных тел развиты преимущественно кварц-альбитовые, серицит-кварцевые и кордиерит-кварцевые породы, а висячем — биотит-хлоритовые и антофиллит-кордиеритовые метасоматиты. Кварц-альбитовые породы приурочены к контакту с гранитами.

Сибайский район расположен в западном крыле Магнитогорского мегасинклинория в пределах Кизило-Уртазымского синклинория. Он охватывает группу сближенных брахиантиклинальных поднятий, фиксирующих общее воздымание синклинория на широте г. Сибай—пос. Бакр-Узяк. Границы района на западе и востоке — Восточно-Ирендыкский и Кизильский разломы (рис. 45). Северная и южная границы проводятся в местах погружений указанного воздымания.

В геологическом строении района участвуют вулканогенные и осадочные образования девона и раннего карбона. По данным Л. С. Либровича (1932), Ф. И. Ковалева (1944), Ю. Л. Куваевского (1965), в районе выделяются ирендыкская, карамалыташская, улутауская, колтубанская, зилаирская и березовская свиты (см. табл. 2). Четыре первых свиты представлены стратотипами.

В Сибайском районе положительные структуры сложены вулканогенными породами, а отрицательные — туфогенно-осадочными и осадочными отложениями. Происхождение антиклиналей и брахиантиклиналей вулканогенно-деформационное (Иванов, Прокин, Долматов, 1962).

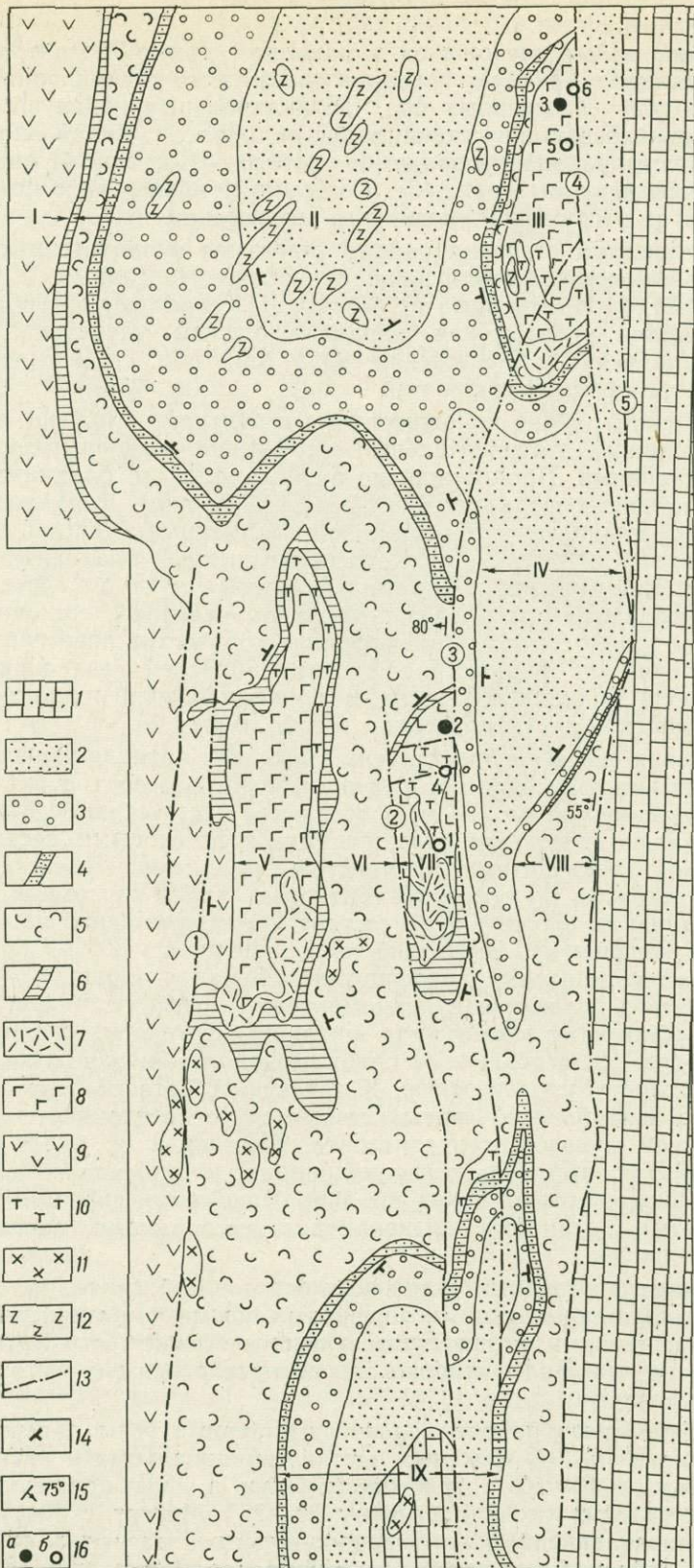
Основные и кислые вулканы карамалыташской свиты слагают Бакрузякскую, Сибайскую и Карамалыташскую брахиантиклинали. В пределах Бакрузякской и Карамалыташской структур в составе карамалыташской свиты преобладают эффузивы основного состава, а кислые породы присутствуют в подчиненном количестве преимущественно в субвулканических фациях. В пределах Сибайской брахиантиклинали большая роль принадлежит кислым породам. Геологические разрезы карамалыташской свиты приведены в табл. 8.

Улутауская свита распространена в крыльях антиклинальных структур. В основании ее залегает бугульгырский горизонт сургучно-красных яшм мощностью до 100 м, а остальная часть свиты сложена слоистыми вулканомиктовыми отложениями: туфогеновыми песчаниками, гравелитами, алевролитами, кремнистыми сланцами. По составу обломочного материала в улутауской свите выделяются три толщи. Нижняя толща (мощность около 400 м) состоит преимущественно из обломков дацитовых порфиритов. В средней толще (мощность 800 м) преобладают обломки андезитовых порфиритов. Верхняя толща (мощность 200 м) — это чередование вулканомиктовых песчаников андезитового состава с обломками известняков и углисто-кремнистых сланцев.

Позднедевонские осадочные отложения колтубанской и зилаирской свит выполняют Худолозавскую, Казанскую и Уртазымскую синклинали. Разрез колтубанской свиты начинается со светло-желтых кремнистых сланцев мукасовского горизонта. В отличие от более северных районов Магнитогорского мегасинклинория, колтубанская свита в Сибайском районе сложена исключительно осадочными породами: кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, конгломератами, известняками.

Раннекаменноугольные отложения березовской свиты, представленные базальтами, трахитовыми порфирами, кремнисто-глинистыми сланцами и песчаниками, установлены только в осевой части Уртазымской брахисинклинали. Более широко они распространены к востоку от Кизильского разлома.

Для Сибайского района характерны пологие углы падения пород, составляющие 10—30° в осевых частях синклинальных и антиклинальных структур и 40—50° в их крыльях. Лишь в узких приразломных зонах углы падения слоев достигают 60—75°. Многие структуры ограничены крутопадающими субмеридиональными разрывными нарушениями. В районе выделяются следующие разрывные нарушения: Вос-



точно-Ирендыкское, Западно-Сибайское, Восточно-Сибайское, Бакрузьякское, Кизильское.

Интрузивные породы в Сибайском районе представлены небольшими телами и дайками габбро, диоритов и плагиигранитов девонского и раннекаменноугольного возраста. П. В. Аржавитин и Д. Н. Салихов выделяют два интрузивных комплекса: фйзуллинский габбро-диоритовый позднедевонско-раннетурнейский и худолазовский габбро-диоритовый познетурнейско-ранневизейский. Дайки и небольшие вытянутые интрузии габбро-диоритов фйзуллинского комплекса распространены преимущественно в юго-западной части района, вблизи Восточно-Ирендыкского разлома. Интрузии худолазовского комплекса развиты в пределах одноименной синклинали, где образуют серию согласных и секущих залежей и даек среди осадочных отложений колтубанской и зилаирской свит. Они представлены оливиновыми габбро, габбро, габбро-диоритами и диоритами. Согласные интрузивные залежи нередко дифференцированы от оливиновых габбро до диоритов. В пределах Сибайской брахиантиклинали В. Г. Шигарев (1970) выделяет позднеэффельско-раннежигаревский габбро-плагиигранитный комплекс, комагматичный эффузивам карамалыташской свиты.

Колчеданные месторождения и рудопроявления в Сибайском рудном районе установлены в пределах Сибайской и Бакрузьякской брахиантиклиналей среди вулканитов карамалыташской свиты. В Сибайской структуре находятся Сибайское и Камаганское медно-цинковые месторождения, а в Бакрузьякской — одноименное колчеданно-полиметаллическое месторождение.

Сибайское медно-цинковое месторождение изучали С. Н. Иванов (1947), В. А. Прокин (1960, 1963, 1974), И. В. Воронин и Г. К. Долматов (1962), Н. В. Петровская (1961), С. А. Рокачев (1965), Л. Г. Паклина (1967), Г. Н. Пшеничный и М. А. Кулагина (1968), В. Г. Шигарев (1970), Н. А. Перижняк (1970), А. Г. Жабин и др. (1974). Под Сибайским рудным полем понимается центральная часть одноименной горст-антиклинали, сложенная вулканогенными породами карамалыташской свиты. В геологическом разрезе рудного поля выделяются пять толщ, в составе которых присутствуют следующие породы (снизу вверх): 1 — андезит-базальтовые порфириды; 2 — дацитовые и андезитовые порфириды; 3 — спилиты и базальтовые порфириды; 4 — липарит-дацитовые порфириды; 5 — лавобрекчии базальтовых порфиридов (см. табл. 8). В меридиональном направлении рудное поле вытянуто на 12 км, при ширине 2—3 км. На западе и востоке оно ограничено соответственно Западно-Сибайским и Восточно-Сибайским разрывными нарушениями, что придает ему горст-антиклинальное строение (см. рис. 19).

Сибайское месторождение расположено в восточном крыле горст-антиклинали. В стратиграфическом отношении рудные тела приурочены

Рис. 45. Схематическая геологическая карта Сибайского рудного района. Составлена по материалам Ю. Л. Куваевского, Н. Д. Куваевской и автора.

I — Ирендыкский антиклинорий, II — Худолазовская синклиналь, III — Бакрузьякская брахиантиклиналь, IV — Казанская брахисинклиналь, V — Карамалыташская брахиантиклиналь, VI — Давлетовская синклиналь, VII — Сибайская брахиантиклиналь, VIII — Восточно-Колтубанская антиклиналь, IX — Уртазымская брахисинклиналь

1 — раннекаменноугольные отложения нерасчлененные (C₁); 2 — песчаники зилаирской свиты (D₃im—C₁t₁); 3 — терригенные отложения и известняки колтубанской свиты (D₃ig); 4 — кремнистые сланцы мукасовского горизонта (D₃ig); 5 — вулканомиктовые отложения улутауской свиты (D₂gv); 6 — яшмы бугульгырского горизонта (D₂e); 7 — кислые эффузивы карамалыташской свиты (D₂e); 8 — основные эффузивы карамалыташской свиты (D₂e); 9 — андезит-базальтовые порфириды и туфы ирендыкской свиты (D₁—D₂e); 10 — субвулканические кислые породы; 11 — диориты и габбро-диориты фйзуллинского комплекса; 12 — габброиды худолазовского комплекса; 13 — разрывные нарушения (цифры в кружках); 1 — Восточно-Ирендыкское, 2 — Западно-Сибайское, 3 — Восточно-Сибайское, 4 — Бакрузьякское, 5 — Кизильское; 14 — элементы залегания пород; 15 — элементы залегания сместителей; 16 — колчеданные месторождения (а) и рудопроявления (б): 1 — Южно-Сибайское; 2 — Камаганское, 3 — Бакрузьякское, 4 — Северо-Сибайское, 5 — Южно-Бакрузьякское, 6 — Северо-Бакрузьякское

к четвертой толще кислых вулканитов. В зоны контакта толщи со смежными толщами основного состава и вдоль разрывных нарушений внедрили субвулканические тела кварцевых порфиров липарит-дацитового и липаритового составов.

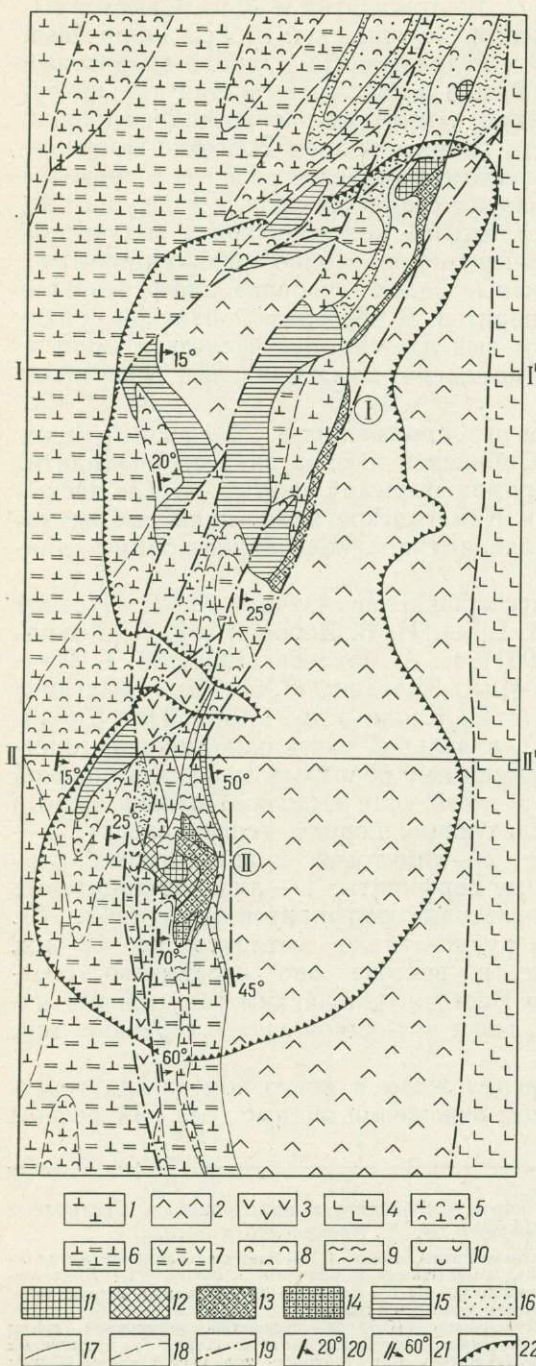


Рис. 46. Схематическая геологическая карта Сибайского колчеданного месторождения:

1 — кварцевые порфиры и их туфы; 2 — вулканические брекчи диабазовых порфиритов; 3 — спилиты; 4 — туфы плагиоклазовых порфиритов; 5 — кварцевые порфиры серцитизированные; 6 — кварцевые порфиры гематитизированные; 7 — спилиты гематитизированные; 8 — серцит-кварцевые породы; 9 — хлорит-серцит-кварцевые породы; 10 — кварц-хлоритовые породы; 11 — серный колчедан; 12 — халькопирит-пиритовые руды; 13 — халькопирит-сфалерит-пиритовые руды; 14 — сфалерит-пиритовые руды; 15 — брекчиевидные руды; 16 — вкрапленность сульфидов; 17—18 — контакты; 17 — установленные, 18 — предположительные; 19 — разрывные нарушения; 20 — элементы залегания пород; 21 — положение тектонических контактов; 22 — контур карьера: I — Старый Сибай, II — Новый Сибай

На Сибайском месторождении выделяются три участка: Северный (Старый Сибай), Южный (Новый Сибай) и Слепая залежь (рис. 46). В пределах Северного участка установлены два типа рудных тел: согласные залежи и секущие жилообразные тела. Первые приурочены к

пологим горизонтам брекчий смешанного состава, а вторые — к крутопадающей дорудной тектонической зоне (рис. 47). Главное рудное тело Южного участка имеет форму неправильной линзообразной залежи

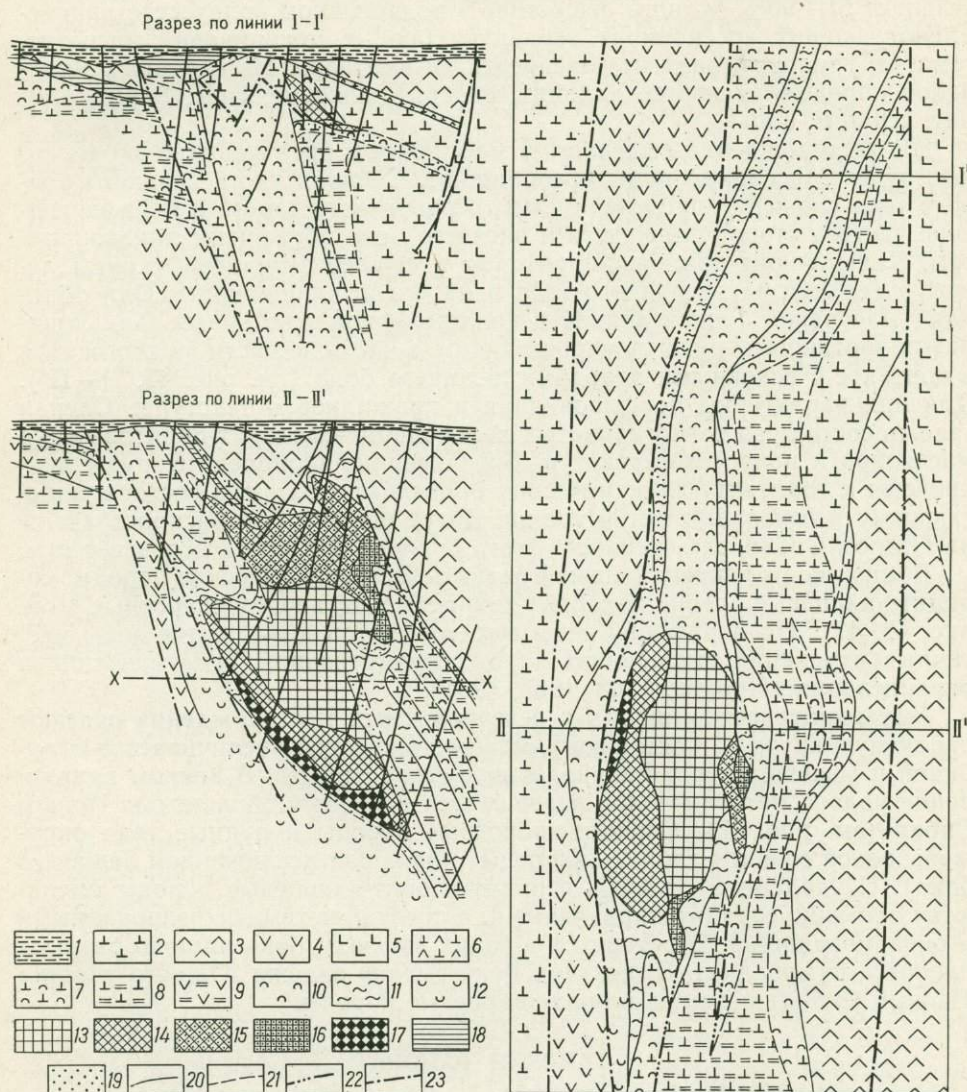


Рис. 47. Схематические геологические разрезы и план (на горизонте X—X) Сибайского колчеданного месторождения.

1 — рыхлые отложения; 2 — кварцевые порфиры и их туфы; 3 — брекчи базальтовых порфиритов; 4 — спилиты; 5 — туфы андезитовых порфиритов; 6 — туфы смешанного состава; 7 — кварцевые порфиры серицитизированные; 8 — кварцевые порфиры гематитизированные и окварцованные; 9 — спилиты гематитизированные; 10 — метасоматиты серицит-кварцевые и серицит-хлорит-кварцевые; 11 — серицит-кварц-хлоритовые породы; 12 — кварц-хлоритовые породы; 13 — серый колчедан; 14 — халькопирит-пиритовые руды; 15 — халькопирит-сфалерит-пиритовые руды; 16 — сфалерит-пиритовые руды; 17 — халькопирит-пиритовые руды; 18 — брекчиевидно-вкрапленные руды; 19 — вкрапленность пирита; 20 — контакты установленные; 21 — контакты предполагаемые; 22 — жилы колчедана; 23 — разрывные нарушения

жи, расщепленной по возмущению, падению и простиранию на ряд рудных зон (рис. 47). В центральной части залежь образует раздвиг, ограниченный с запада, севера и востока крутопадающими разрывными нарушениями. Слепая залежь находится в 200 м к югу от главного руд-

ного тела. Она залегает согласно с вмещающими породами, следуя замещаемому рудной туффитовому горизонту.

Основные рудообразующие минералы Сибайского колчеданного месторождения — пирит, пирротин, халькопирит и сфалерит. Пирит составляет 65—90% рудного вещества. В подчиненном количестве присутствуют галенит, арсенопирит, теннантит, борнит, мельниковит, магнетит, гематит, гринокит, энаргит, фрейбергит и киноварь. Из нерудных минералов определены кварц, кальцит, сидерит, анкерит, гипс, барит, хлорит, серицит, тальк.

На месторождении выделяются массивные и брекчиевиднo-вкрапленные руды. Массивные руды преобладают. Средняя часть главного рудного тела сложена крупнозернистым серным колчеданом, а периферические части в сторону лежащего и висящего бока обогащены халькопиритом. Халькопирит-сфалерит-пиритовые и сфалерит-пиритовые руды лежат в верхней части рудного тела и на его выклиниваниях. Они обладают массивной брекчиевидной и колломорфной текстурами. Халькопирит-пирротиновые руды распространены в нижней части рудного тела в контакте с основными породами лежащего бока (см. рис. 47, II—II'). Для них характерны порфириовидная и прожилковая текстуры. Слепая залежь состоит из тонкозернистых халькопирит-сфалерит-пиритовых руд массивной и полосчатой текстур. Брекчиевиднo-вкрапленные руды приурочены к горизонту вулканических брекчий смешанного состава, залегающему в основании пятой толщи. Более широко они распространены на Старом Сибаяе, где мощность этого рудного горизонта достигает 20 м.

Вблизи колчеданных залежей развиты метасоматические породы: серицит-кварцевые, серицит-хлорит-кварцевые и хлорит-кварцевые (см. рис. 46, 47). По периферии зоны метасоматитов выделяются зоны частичных изменений вмещающих пород: серицитизации, гематитизации и окварцевания (Прокин, 1963, 1967, 1974).

Метасоматические породы в северной части месторождения слагают падающую круто на восток зону, мощность которой увеличивается с глубиной и уменьшается в направлении с севера на юг. В южном направлении полоса метасоматитов завершается колчеданной залежью Нового Сибая (см. рис. 47). Серицит-кварцевые породы и рудные тела окружены зоной серицит-хлорит-кварцевых пород (за исключением лежащего бока). С удалением от руды серицит-хлорит-кварцевые породы сменяются частично серицитизированными, а последние гематитизированными и окварцованными. В основных породах висящего бока широко развиты пренит и пумпеллиит. В лежащем боку рудной залежи Южного участка (Новый Сибай) развиты хлорит-кварцевые породы.

ГАЙСКИЙ РАЙОН

Район расположен в южной части западного крыла Магнитогорского мегасинклинория. Площадные геологические исследования в районе проводили В. И. Скрипиль и др. (1962), Е. С. Контарь (1967), В. В. Сагло и др. (1968), А. П. Наседкин, Г. Н. Старцев (1969), М. Б. Бородаевская, В. С. Требухин и Н. Ф. Зубко (1973).

В геологическом разрезе района участвуют силурийские, девонские и раннекаменноугольные отложения в составе сакмарской, ирендыкской, карамалыташской, улутауской, колтубанской и зилаирской свит (см. табл. 2).

Силурийские и раннедевонские отложения распространены ограниченно. Они залегают в ядрах глубоко эродированных антиклиналей. Основные эффузивы и кремнистые сланцы сакмарской свиты выходят на поверхность на юго-западе района в Чилижной антиклинали и в других более мелких блоковых поднятиях. По данным А. П. Наседкина и Г. Н. Старцева (1969), в северо-восточной части района на Ново-

Черкасском участке более древние образования — андезитовые и дацитовые порфириты общей мощностью до 800 м; залегают под фаунистически охарактеризованными эйфельскими отложениями. На северном продолжении этой зоны в Бурибайском рудном районе подобная толща относится к позднему силуру. Раннедевонские пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы слагают ядра Султангузинской и Ново-Черкасской антиклиналей, где мощность их 900 м.

Отложения среднего девона, представленные вулканогенными и вулканогенно-осадочными фациями, распространены более широко. Вулканиды эйфельской карамалыташской свиты образуют ряд антиклиналей и вулканогенных брахиантиклиналей: Султангузинскую, Новочеркасскую, Камейкинскую, Родниковскую, Северо-Калиновскую, Гайскую, Шариповскую, Круторожинскую, Орскую, Чилижную и Шандашинскую. Мощность карамалыташской свиты, по данным бурения на Гайском рудном поле, превышает 2500 м. Слоистые туфогенно-осадочные породы улутауской свиты живецкого яруса, представленные переслаиванием вулканомиктовых песчаников и алевролитов, туфов андезитовых порфиритов и кремнисто-глинистых сланцев, выполняют синклинали между вулканогенными антиклинальными структурами. Широкая непрерывная полоса улутауских пород прослеживается через весь район к востоку от брахиантиклиналей. В основании улутауской свиты местами залегает горизонт красных бугульгырских яшм. Мощность улутауской свиты местами достигает 1500 м.

Позднедевонские и раннекаменноугольные осадочные породы сохранились в брахисинклинальных структурах.

В Гайском рудном районе известны одноименное колчеданное месторождение и ряд рудопоявлений. Все они приурочены к вулканидам карамалыташской свиты (рисунки 21, 22, 23).

РУДНЫЕ РАЙОНЫ НА ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНОМ ОСНОВАНИИ С ШИРОКИМ РАЗВИТИЕМ НЕПРЕРЫВНО ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ВУЛКАНИТОВ

В данную группу входят Ашебутакский, Теренсайский, Увельский, Учалинский, Верхнеуральский и Баймакский рудные районы. Они расположены преимущественно в восточном крыле Магнитогорского мегаинклинория. В западном крыле этой структуры находится Баймакский рудный район, в Восточно-Уральском прогибе — Увельский. Геологический разрез этих районов начинается с базальтовых или андезит-базальтовых пород. Последние вверх по разрезу сменяются вулканидами андезитового и андезит-дацитового составов. Местами в верхах непрерывных разрезов вулканогенных пород залегают более кислые разновидности дацитового и липарит-дацитового составов. Колчеданные залежи приурочены преимущественно к толщам кислых вулканидов и к контактам их с подстилающими андезитовыми, андезит-базальтовыми и базальтовыми порфиритами. Рудовмещающие вулканогенные породы относятся преимущественно к среднему девону (карамалыташская свита) и лишь в Баймакском районе рудовмещающими являются позднесилурийские и раннедевонские эффузивы.

Геология и петрология рудовмещающих вулканогенных толщ наиболее полно изучены в Учалинском (Фролова, 1968), Верхнеуральском (Штейнберг, 1969; Ширай, Агеева, 1970) и в Баймакском (Колчеданные месторождения..., 1973) районах. В других районах специальные петрологические исследования для выяснения формационной принадлежности рудовмещающих вулканидов не проводились. По имеющимся петрографическим описаниям и петрохимическим диаграммам (Авдонин и др.; 1968) можно сделать вывод о присутствии в составе рудоносных

свит Ащebutакского и Теренсайского рудных районов полного ряда дифференциатов — пород базальтового, андезитового, дацитового и липаритового составов.

АЩЕБУТАКСКИЙ РАЙОН

Район расположен в южной части восточного крыла Магнитогорского мегасинклинория (см. рис. 11). Западная и восточная его границы совпадают с соответствующими границами Ащebutакского антиклинория. Северная и южная границы проводятся условно на широте рек Суундук и Камсак.

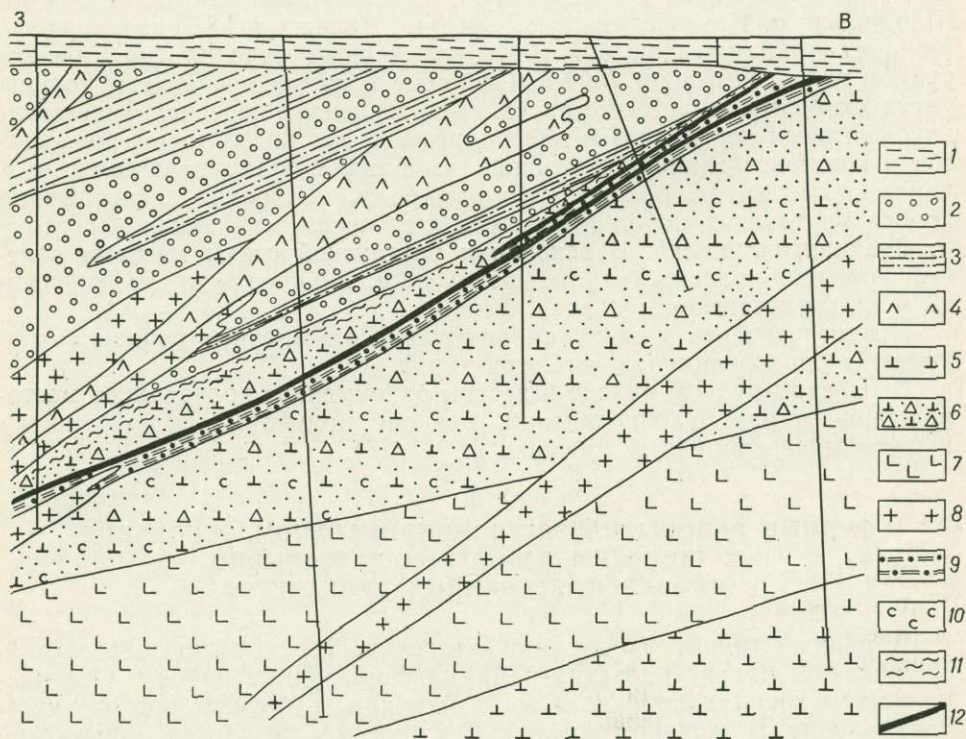


Рис. 48. Геологический разрез Западно-Ащebutакского месторождения. Составил А. В. Сабатков.

1 — рыхлые отложения; 2 — туфоконгломераты; 3 — туфопесчаники; 4 — порфиры пироксен-плагиоклазовые; 5 — липаритовые порфиры; 6 — туфы и туфобрекчи липаритовых порфиров с вкрапленностью пирита; 7 — базальтовые афириты миндалекаменные; 8 — гранодиорит-порфиры; 9 — кварц-серицитовые и серицит-кварцевые породы по брекчиевидным породам кислого состава с густой вкрапленностью пирита; 10 — серицитизация; 11 — расланцевание; 12 — рудные тела

Более полное описание геологии и металлогении Ащebutакского рудного района приведено в работе В. В. Авдонина и др. (1968).

В Ащebutакском рудном районе выявлены небольшое Западно-Ащebutакское медно-цинковое месторождение и ряд рудопроявлений. Среди последних выделяются медно-цинковые: Центральное, Северо-Восточное, Аномалия 10, Аномалия 14 и колчеданно-полиметаллические: Ащebutак 1, Можаровское, Иссиргужинское.

Западно-Ащebutакское медно-цинковое месторождение расположено в южной части Ащebutакского структурно-фациального блока. Оно приурочено к контакту верхней липаритовой толщи карамалыташской свиты с вышележащей улутауской свитой. Падение рудовмещающих пород западное под углом 15—25°. Структура месторождения осложнена раз-

рывными нарушениями. Среди последних различаются зоны брекчирования и рассланцевания в эффузивах, падающие на запад под углом 45—50°, и более пологая зона межформационного срыва вдоль контакта карамалыташской и улутауской свит. Зона сложена рассланцованными и брекчированными породами карамалыташской и улутауской свит общей мощностью 10—15 м. В нее внедрилось субвулканическое тело липаритовых порфиров.

Рудное тело приурочено к зоне брекчий межформационного срыва на контакте пород карамалыташской и улутауской свит. Форма его пластообразная (рис. 48). От основной пластообразной залежи отходят маломощные апофиры в сторону лежащего и висячего боков. Первые следуют более крутым зонам рассланцевания, а последние расположены по слоистости улутауских туффитов.

Руды представлены массивными и вкрапленными разностями. Основные рудные минералы — пирит, халькопирит, сфалерит, в подчиненном количестве галенит; второстепенные — теннантит, марказит; нерудные — кварц, серицит, хлорит, карбонаты, каолинит, барит, флюорит. В висячем боку рассланцованные породы хлоритизированы и карбонатизированы. Гидротермально-метасоматические изменения пород развиты более интенсивно в лежащем боку рудного тела и вдоль крутых зон рассланцевания. Они выражены окварцеванием, серицитизацией, карбонатизацией и баритизацией. Реже встречаются каолинит и флюорит.

ТЕРЕНСАЙСКИЙ РАЙОН

Теренсайский район находится в северной части одноименного антиклинория, расположенного в юго-восточной части Магнитогорского мегасинклинория. На западе он ограничен Акжарско-Джусинской грабен-синклинально, а на востоке Джорлинским грабеном. Границы района на севере и юге проводятся соответственно по рекам Суундуку и Большому Кумаку. Геологическое строение района изучали А. В. Ключихин, В. Н. Краснова (1964 г.), Я. А. Рихтер (1965), Н. И. Еремин, Г. Ф. Яковлев (1973), В. И. Воробьев, Н. И. Еремин и др. (1969), В. Л. Черкасов, И. А. Смирнова (1972). В геологическом строении района принимают участие отложения девона и раннего карбона, в которых выделяются ирендыкская, карамалыташская, улутауская, колтубанская, брединская, березовская и кизильская свиты.

Пироксен-плаггиоклазовые порфириты и туфы раннедевонской ирендыкской свиты распространены в восточной части района. По данным А. В. Ключихина, мощность ирендыкской свиты 1100—1800 м. Вулканогенные породы карамалыташской свиты эйфельского яруса слагают Теренсайско-Карабутакскую антиклинальную зону (рис. 49). Н. И. Еремин и другие разделяют ее на две подсвиты. Нижнекарамалыташская подсвита состоит из базальтовых порфиритов и их туфов. Мощность ее 400 м. Верхнекарамалыташская подсвита делится на три толщи: нижнюю дацитовую (мощность 600 м), среднюю, состоящую из андезитовых и андезит-базальтовых порфиритов (мощность 500—600 м), верхнюю дацитовую (мощность до 1000 м). Отложения улутауской свиты живетского яруса распространены в юго-западной части района в Караган-дсайской синклинальной зоне. Они представлены туфами пироксен-плаггиоклазовых порфиритов, слоистыми туффитами и туфоконгломератами с обломками эффузивов, углистых сланцев, известняков. Мощность улутауской свиты 2000 м. В состав отложений колтубанской свиты франского яруса входят лавы и пирокласты андезит-базальтового, андезитового и дацитового составов, туффиты и алевролиты. Они встречены в опущенном блоке в южной части района. Раннекаменноугольные отложения выполняют синклинальные структуры. Брединская свита сложена терригенными фациями, а кизильская — карбонатными.

В осевой части Теренсайско-Карабутацкой антиклинальной зоны расположены несколько небольших вулканогенных брахиантиклиналей. Длина брахиантиклиналей 4—10 км, ширина 1—1,5 км. В районе выявлен ряд протяженных разрывных нарушений и зон расланцевания. К первым относятся разломы по границам Карагандысайской и Теренсайско-Карабутацкой структурных зон. В пределах последней находится Теренсайская зона расланцевания.

Особенность Теренсайского района — обилие интрузивных и жильных пород, среди которых В. И. Воробьев и Н. И. Еремин (1969) выделяют следующие комплексы: габбро-диабазовый средне-позднедевонский, магнитогорский граносиенитовый раннекаменноугольный, адамовский гранитный позднепалеозойский.

В Теренсайском рудном районе известно Джусинское колчеданно-полиметаллическое месторождение и несколько рудопоявлений. Все они залегают среди вулканитов караматышской свиты в пределах Теренсайско-Карабутацкой антиклинальной зоны.

Джусинское колчеданно-полиметаллическое месторождение находится в северной части Теренсайско-Карабутацкой антиклинальной зоны в месте пересечения Теренсайской зоной расланцевания западного крыла Джусинской брахиантиклинальной складки. Оно изучалось А. П. Сидоренко (1962), Г. Ф. Яковлевым и др. (1965), В. И. Воробьевым и Н. И. Ереминым (1969). По данным В. И. Воробьева и Н. И. Еремина, рудные тела расположены в Теренсайской зоне расланцевания и приурочены к нижней дацитовой толще верхнекараматышской подсвиты. На месторождении развиты субвулканические тела и дайки различного состава. На участке месторождения субмеридиональный пояс даек габбро-диабазов пересекается с поясом даек диоритов северо-западного простирания. Непосредственно к востоку от месторождения в ядре Джусинской антиклинали находится интрузивный массив, сложенный габбро и диоритами.

На месторождении выявлены 14 сближенных рудных тел линзовидной формы, отделенных друг от

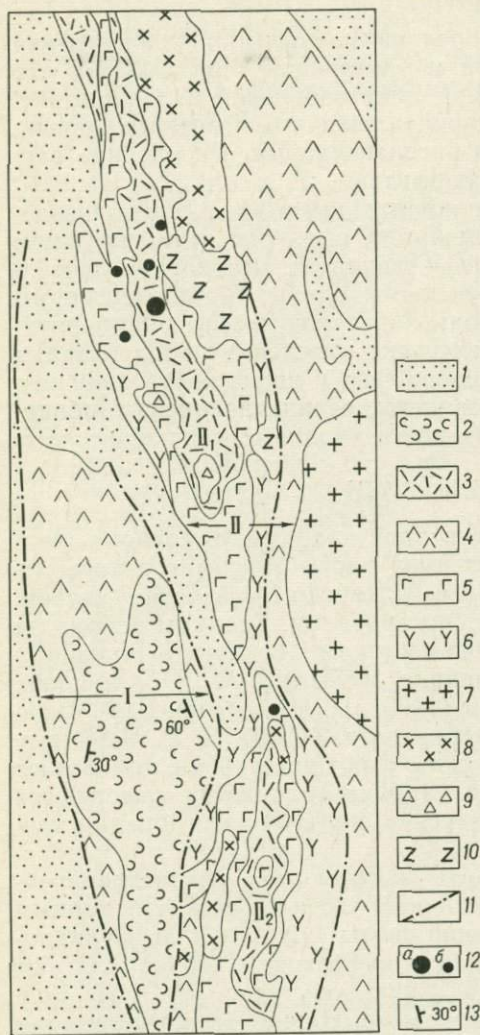


Рис. 49. Схематическая геологическая карта Теренсайского рудного района. По материалам М. Д. Тесаловского, И. А. Мудрова, Л. Д. Чегодаева, А. Ф. Шарипова и др.

1 — осадочные отложения (C_1); 2 — туфогенно-осадочные породы (D_{2gv}); 3 — умеренно кислые вулканиты (D_{2e}); 4 — эффузивы и туфы андезит-базальтового состава (D_1-D_2); 5 — основные эффузивы (D_{2e}); 6 — нерасчлененные вулканогенные породы (D_{2e}); 7 — граниты (Pz_3); 8 — сиениты и гранодиориты (C_1); 9 — диориты (D_2); 10 — габбро и диориты (D_{2-3}); 11 — разрывные нарушения; 12 — Джусинское колчеданное месторождение (а) и рудопоявления (б); 13 — элементы залегания.

I — Карагандысайская синклиналильная зона; II — Теренсайско-Карабутацкая антиклинальная зона; III — Теренсайская антиклиналь; III₂ — Карабутацкая антиклиналь

друга дайками габбро-диабазов и зонами кварц-серицитовых сланцев (рис. 50). Простирание колчеданных линз меридиональное, падение западное под углом $70-80^\circ$. Они залегают согласно с рассланцеванием и параллельно дайкам габбро-диабазов. Предполагается также согласное

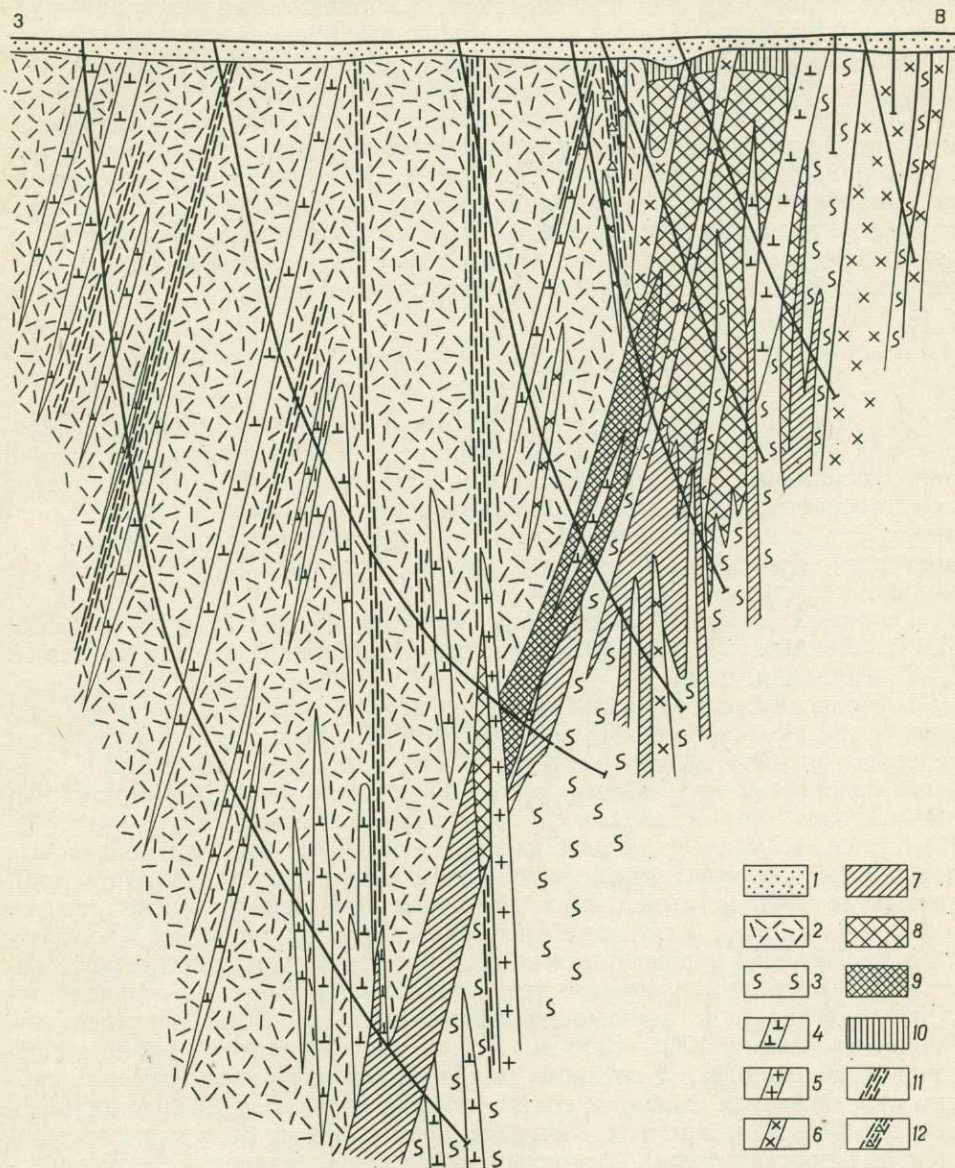


Рис. 50. Схематический геологический разрез Джусинского месторождения. По В. И. Воробьеву и Н. И. Еремину.

1 — рыхлые отложения; 2 — дацитовые порфириты и туфы; 3 — серицит-кварцевые и серицит-хлорит-кварцевые сланцы; 4 — дайки диабазов и габбро-диабазов; 5 — дайки гранодиорит-порфиров; 6 — дайки диоритов; 7 — серый колчедан; 8 — медноколчеданные и медно-цинковые руды; 9 — полиметаллические руды; 10 — окисленные руды; 11 — интенсивное рассланцевание; 12 — зоны дробления

залегание рудных тел с напластованием эффузивно-туфовых толщ. Некоторые залежи тупо выклиниваются вверх по восстанию и на север по простиранию, ограничиваясь дайками.

По составу руды Джусинского месторождения разделяются на серно- и медноколчеданные, медно-цинковые и полиметаллические. В со-

ставе руд установлены пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит и теннантит. В рудах Джусинского месторождения распространены массивные, полосчатые, брекчиевые и вкрапленные текстуры. Серноколчеданные руды образуют самостоятельные залежи в лежащем боку рудоносной зоны или располагаются на нижних выклиниваниях рудных тел. Медноколчеданные и медно-цинковые руды залегают выше серноколчеданных. Еще выше и висячем боку более крупных рудных тел находятся медно-цинковые и полиметаллические руды.

Строение ореола гидротермально-метасоматических окolorудных изменений боковых пород Джусинского месторождения зональное. В направлении от лежащего к висячему боку на месторождении выделяются серицит-кварцевая, серицит-хлорит-кварцевая, карбонат-кварц-хлоритовая, хлорит-кварц-альбитовая зоны. В зоне серицит-кварцевых пород местами присутствует андалузит. Рудные тела приурочены к серицит-хлорит-кварцевой зоне и границе ее со смежными зонами.

УВЕЛЬСКИЙ РАЙОН

Район расположен в пределах Восточно-Уральского прогиба в центральной части Еманжелинско-Бородиновского синклинория. На западе район ограничен Восточно-Уральским поднятием, на востоке Тарутинско-Наследницким разломом, на севере Еманжелинской и на юге Бородинской мегасинклиналями. Границы района примерно совпадают с контурами Кособродской мегантиклинали, в которой выделяются более мелкие структуры (рис. 51).

Геологическое строение района изучали Н. Ф. Мамаев (1965), И. В. Ленных, Л. Н. Ромашова, Э. И. Мецнер, А. А. Авдеев и Е. П. Шулкин.

В геологическом строении района участвуют отложения силура, девона и раннего карбона. По данным И. В. Ленных, в основании геологического разреза лежит увельская свита, сложенная метаморфизованными основными эффузивами, переслаивающимися со слюдисто-кварцевыми и углисто-кремнистыми сланцами. Возраст свиты силурийский (?). Несогласно на увельской свите располагаются пироксен-плагиоклазовые порфириды и их туфы позднесилурийско-раннедевонского возраста мощностью до 1700 м, выделяемые под названием чернореченской свиты. Последняя слагает антиклинальные структуры. В пределах Кособродской синклинали пироксен-плагиоклазовые порфириды перекрывает кособродская толща, сложенная андезитовыми порфиридами с прослоями туфов, туффитов и маломощными потоками дацитовых порфиритов. Мощность толщи 1000—1200 м. Возраст кособродской толщи ранне-среднедевонский (?). К среднему девону в северной части района относится летьягинская свита, в состав которой входят диабазы, диабазовые порфириды и спилиты. Мощность свиты 800 м. Еще выше выделяется поляновская толща основных эффузивов раннекаменноугольного (?) возраста. Синклинальные структуры выполнены также раннекаменноугольными терригенными отложениями с прослоями известняков и потоками краснокаменных андезитовых и дацитовых порфиритов.

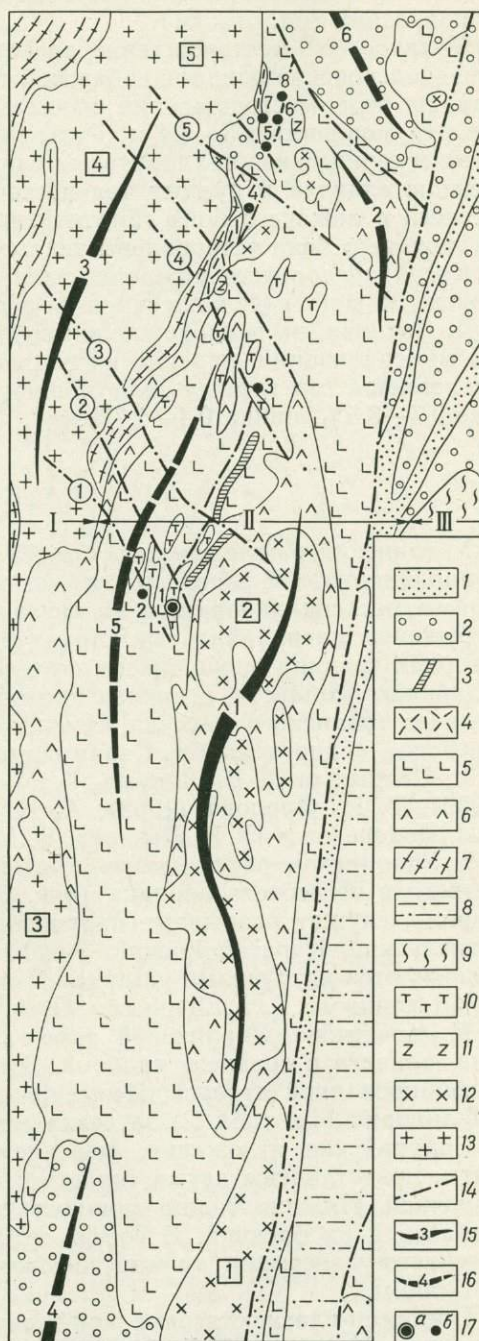
Положение в геологическом разрезе и петрографический состав вулканогенных пород дают возможность сопоставить свиты Восточно-Уральского прогиба со свитами Магнитогорского мегасинклинория: увельскую с поляновской и сакмарской, чернореченскую с ирендыкской, кособродскую толщу и летьягинскую свиту с карамалыташской, а поляновскую — с березовской (см. табл. 2). Необходимо подчеркнуть, что это сопоставление относится к их месту и роли в истории формирования соответствующих вулканических поясов, а время формирования могло быть различным.

Тектоника района определяется сочетанием первичных вулканических построек и наложенных деформационных структур. Первые преобладают в центральной и восточной частях района, а вторые — в западной его части, где углы падения пород достигают 60—80°. Складчатые

Рис. 51. Схематическая геологическая карта Увельского рудного района. Составлена по материалам Л. Н. Ромашовой, Е. П. Шулькина, Э. И. Мецнера, А. Д. Ситнова.

I — Восточно-Уральское поднятие; II — Восточно-Уральский прогиб; III — Зауральское поднятие.

1 — мезозойские песчано-глинистые отложения; 2 — каменноугольные отложения; 3—5 — среднедевонские отложения: 3 — слоистые туффиты, 4 — кислые вулканиты, 5 — вулканиты основного и среднего составов; 6 — позднесилурийско-раннедевонские пироксен-плагноклазовые порфириты и их туфы; 7 — гнейсы (предположительно по ранне- и среднепалеозойским породам); 8 — ордовикские терригенные отложения; 9 — кембрийские сланцы; 10 — кварцевые порфиры субвулканические; 11 — габбро-девонские; 12 — плагнограниты и кварцевые диориты девонские и раннекаменноугольные (цифры в квадратиках — номера массивов: 1 — Каменский, 2 — Кособродский); 13 — граниты позднепалеозойские (цифры в квадратике — номера массивов: 3 — Чернореченский, 4 — Пластовский, 5 — Каелгинский); 14 — разломы (цифры в кружочках): 1 — Санарский, 2 — Осейский, 3 — Семеновский, 4 — Митрофановский, 5 — Тихоновский; 15 — антиклинали: 1 — Портнягинская, 2 — Летягинская, 3 — Пластовская; 16 — синклинали: 4 — Бородиновская, 5 — Кособродская, 6 — Усть-Сухарышская; 17 — колчеданные месторождения (a) и рудопроявления (б): 1 — Кособродское, 2 — Санарское, 3 — Никольское, 4 — Чернореченское, 5 — Южно-Полянское, 6 — Полянское, 7 — Константиновское, 8 — Северо-Полянское



структуры осложнены разрывными нарушениями преимущественно северо-западного и субмеридионального простираний.

В Увельском районе выделены следующие интрузивные комплексы: муслюмовский гипербазитовый среднепалеозойский, кособродский габ-

бро-плагиогранитный среднедевонский, пластовый диорит-плагиогранитный раннекаменноугольный и джабык-санарский гранитный позднепалеозойский.

На площади Увельского рудного района установлены два небольших колчеданных месторождения — Полянское и Кособродское — и ряд рудопроявлений (см. рис. 51).

Полянское месторождение расположено в северной части района в среднедевонской спилит-диабазовой толще. По материалам Э. И. Мечнера, на этом месторождении выявлены три зоны прожилково-вкрапленных руд мощностью 3—6,4 м. Руды приурочены к зонам кварц-серицитовых и серицит-кварц-хлоритовых сланцев общей мощностью до 100 м. Падение сланцев и рудных тел восточное под углом 25—35°. Породы висячего и лежащего бока гематитизированы. Среди основных эффузивов лежащего бока установлены тела субвулканических порфиров.

Кособродское месторождение залегает в одноименной толще и приурочено к зоне рассланцевания в дацитовых порфиритах. По данным А. Д. Ситнова, на месторождении выявлены зоны вкрапленной сульфидной минерализации, падение их восточное под углом 75—80°. В зонах установлены три рудных тела мощностью 2—3 м. Содержание меди в руде 0,7—3,5%, цинка 0,4—1,7%.

УЧАЛИНСКИЙ РАЙОН

Учалинский район находится в северной части Магнитогорского мегасинклинория. На западе и востоке границы района совпадают с границами мегасинклинория, а на севере и юге они проведены в местах погружений антиклинальных структур третьего и четвертого порядка. Северная граница расположена по р. Иремель на границе Башкирии и Челябинской области, а южная проходит по широте южного края Ахунского гранитного массива. Изучением геологического строения Учалинского рудного района занимались Я. Я. Вецлер, М. Ш. Биков, Г. А. Ленных и И. В. Ленных, Б. М. Садрисламов, О. А. Нестоянова (1959), Т. И. Фролова (1968), А. И. Шмидт (1969), А. И. Кочетков, Г. И. Водорезов и П. В. Лазарев, В. М. Седов, Ю. С. Емельянов.

В Учалинском районе выделяется ряд антиклиналей и синклиналей третьего и четвертого порядка (рис. 52). Границами между ними, как правило, служат разрывные нарушения. Некоторые из них такие, как Уралтауский, Карагайлинский, Тунгатаровский и Кацбахский разломы фиксируются интрузиями ультрабазитов.

По данным Г. А. Ленных, О. А. Нестояновой, М. Ш. Бикова и А. И. Кочеткова, Учалинский район сложен отложениями силура, девона, раннего и среднего карбона. Здесь установлены почти все свиты унифицированной стратиграфической колонки Магнитогорского мегасинклинория (см. табл. 2) за исключением баймак-бурибаевской свиты.

Силурийские отложения, выделяемые под названием поляковской свиты, представлены двумя толщами: нижней вулканогенной и верхней осадочной. Нижняя толща мощностью до 500 м состоит из спилитов, диабазов и их брекчий. В состав верхней толщи входят кремнистые, кремнисто-углистые и кремнисто-глинистые сланцы общей мощностью 400—500 м.

Пироксен-плагиоклазовые порфириды и туфы ирендыкской свиты развиты в Учалинской, Буйдинской и других антиклинальных структурах. Мощность их достигает 2000—2500 м.

Карамалыташская свита распространена в центральных и восточных частях района в Мало-Учалинской, Буйдинской, Сайтяковской антиклиналях и в Сафаровской синклинали. Наиболее полно разрез этой свиты изучен в пределах Учалинского и Узельгинского рудных полей, где в

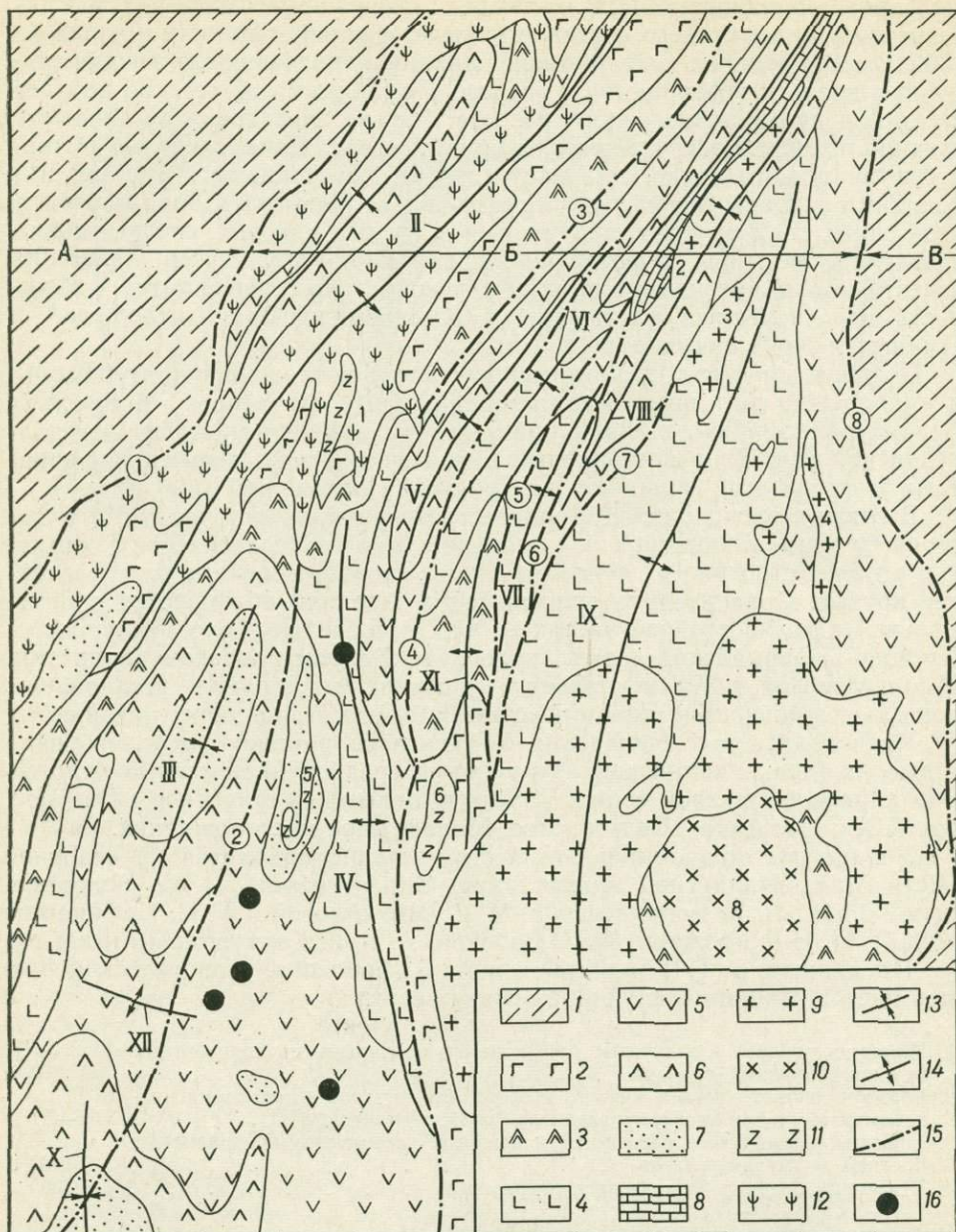


Рис. 52. Схематическая геологическая карта центральной части Учалинского рудного района. По материалам М. Ш. Бикова.

1 — докембрийские метаморфические породы; 2 — слиты и диабазы поляковской свиты (S); 3 — пироксен-плагиоклазовые порфиры ирландской свиты (D₁); 4 — диабазовые порфиры и линарит-дацитовые порфиры карамальташской свиты (D_{2e}); 5 — туфогенно-осадочные отложения улу-ратауской свиты (D_{2gv}) и эффузивы карамальташской свиты; 6 — пироксен-плагиоклазовые порфиры колтубанской свиты (D_{3lrV}); 7 — кремнистые сланцы и полимиктовые песчаники (D₃); 8 — известняки (C₁); 9 — граниты (Pz₃); 10 — диориты (Pz₂); 11 — габбро (Pz₂); 12 — серпентиниты (Pz₂); 13 — синклинали: I — Аратауская, III — Имангуловская, V — Ильчинская, VI — Сафаровская, VIII — Шартьевская, X — Верхнеуральская; 14 — антиклинали: II — Учалинская, IV — Мало-Учалинская, VII — Сайтыковская (горст-антиклиналь), IX — Ахуново-Первомайская, XI — Бюйдинская, XII — Байрамгуловская (широтная); 15 — разрывные нарушения (цифры в кружочках): 1 — Уралтауское, 2 — Имангуловское, 3 — Тунгатаровское, 4 — Карагайлинское, 5 — Мало-Агырское, 6 — Западно-Первомайское, 7 — Первомайское, 8 — Кацбахское (Сугомакско-Кацбахское); 16 — колчеданные месторождения.

А — Уралтауский мегантиклинорий, Б — Магнитогорский мегасинклинорий, В — Восточно-Уральское поднятие.

Интрузивные массивы: 1 — Ургунский, 2 — Шартьевский, 3 — Пчелинский, 4 — Воронинский, 5 — Утлыкташский, 6 — Бюйдинский, 7 — Ахуновский, 8 — Петропавловский

нижней части свиты залегает толща базальтовых и андезит-базальтовых порфиритов мощностью 1300—2000 м, а выше — эффузивы и туфы андезитового и дацитового составов невыдержанной мощности (от 200 до 1000 м). В пределах Сафаровской синклинали основные и кислые эффузивы дважды повторяются в разрезе. Ссылаясь на живетский возраст верхней части вулканогенного разреза, многие исследователи относили средние и кислые эффузивы к улутауской свите. Однако кислые вулканогенные породы тесно связаны (местами переслаиваются) с подстилающими основными эффузивами и их нужно относить к карамалыташской свите. В улутаускую свиту как и в южных районах, следует включать слоистые туфы, туфопесчаники, туффиты с прослоями живетских известняков и потоками пироксен-плагиоклазовых порфиритов. Мощности перечисленных улутауских туфогенно-осадочных отложений в Имангуловской синклинали 1000 м.

Позднедевонские и раннекаменноугольные отложения колтубанской и зилаирской свит выполняют синклинальные структуры. В крыльях Верхнеуральской синклинали присутствуют вулканогенные фации колтубанской свиты, представленные пироксен-плагиоклазовыми порфиридами и их туфами. Мощность колтубанских отложений 1500 м.

В связи с расположением района в северной сжатой части Магнитогорского мегасинклинория углы падения многих геологических структур крутые, строение их асимметричное. Западные крылья структур более крутые. Сравнительно пологие углы падения наблюдаются в центральной и юго-восточной частях района в пределах Мало-Учалинской и Ахуново-Первомайской антиклиналей, в Байрамгуловском поднятии, Имангуловской и Верхнеуральской синклиналях. В районе установлены зоны расланцевания преимущественно крутого западного падения.

Колчеданные месторождения Учалинского района расположены в пределах Мало-Учалинской антиклинали среди вулканогенных отложений карамалыташской свиты. Здесь выявлены Учалинское, Озерное, им. XIX партсъезда, Узельгинское, Молодежное месторождения.

Учалинское медно-цинковое месторождение находится в северной части Мало-Учалинской антиклинали. Оно изучалось И. С. Вахромеевым (1959), М. Б. Бородаевской, М. С. Михайловой и У. С. Нафиковым (1960), П. И. Пирожком, А. С. Бобоховым, Б. Г. Галиуллиным и др.

По данным Б. Г. Галиуллина и А. С. Бобохова, геологический разрез месторождения следующий (снизу вверх):

1. Миндалекаменные базальтовые порфириды с подчиненными горизонтами крупнообломочных брекчий	700 м
2. Горизонт слоистых туфов кислого и основного составов с прослоями вулканомиктовых песчаников, гравелитов и алевролитов	33—53 „
3. Спилиты, базальтовые порфириды и афириты с прослоями шлаковых брекчий и гиалокластитов	1000 „
4. Шлаковые брекчии базальтовых порфиритов	1000 „

Выше расположены вулканомиктовые отложения улутауской свиты. Породы карамалыташской и улутауской свит несогласно перекрыты верхнедевонскими кремнистыми сланцами, полимиктовыми песчаниками и конгломератами.

Строение Мало-Учалинской антиклинали на широте месторождения асимметричное. Западное ее крыло падает под углом 30—50°, а восточное 60—70°. Антиклинальная структура осложнена субмеридиональным крутопадающим Учалинским разломом, плоскость сместителя которого почти совпадает с осевой плоскостью складки. Падение сместителя западное под углом 80°. Опущен восточный блок, а амплитуда смещения достигает 2000 м. Вдоль разлома и в пределах восточного крыла структуры внедрилась серия субвулканических тел кислого состава: андезит-дацитовых и дацитовых порфиритов, липарит-дацитовых порфиритов.

Колчеданная залежь Учалинского месторождения приурочена к западному контакту субвулканического тела базокварцевых липаритовых порфиров с миндалекаменными базальтовыми порфиритами. Простира-ние рудного тела меридиональное, падение западное под углом 75—

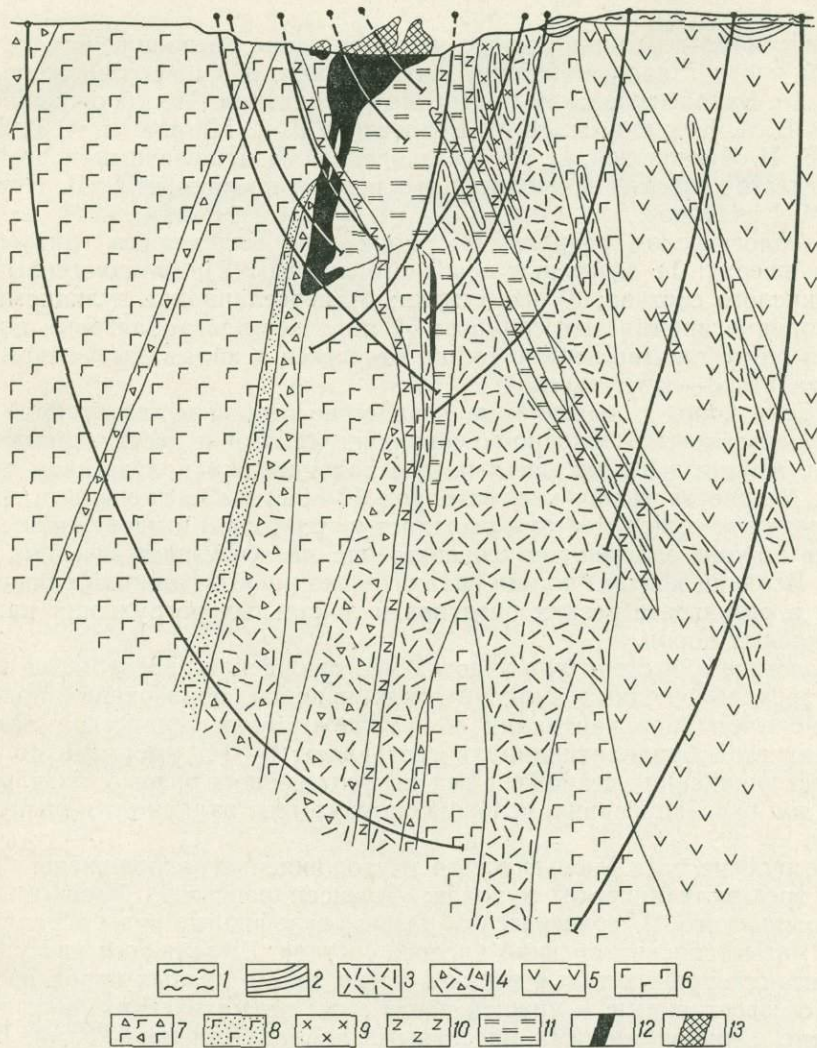


Рис. 53. Схематический геологический разрез Учалинского месторождения. Составлен по материалам Б. Г. Галиуллина, А. С. Бобохова, К. А. Уразаева, 1971 г.

1 — рыхлые отложения; 2 — песчаники; 3 — липаритовые и липарит-дацитовые порфиры; 4 — брекчии липаритовых порфиров; 5 — дацитовые и андезитовые порфиры; 6 — базальтовые порфиры; 7 — брекчии базальтовых порфиров; 8 — слоистые туфы основного состава; 9 — диориты; 10 — габбро; 11 — серицит-кварцевые и серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты; 12 — руда; 13 — контур отработанных руд

85° (рис. 53). Форма тела в северных и южных разрезах жиловидная, а в центральной части месторождения мощность рудного тела резко увеличивается и оно приобретает сундукообразную форму. С глубиной мощность рудной залежи уменьшается и она превращается в жилу, смещенную к востоку.

Главные рудные минералы Учалинского месторождения — пирит, халькопирит и сфалерит, второстепенные — блеклые руды, галенит, магнетит, гематит, борнит. На месторождении отсутствует четко выражен-

ная зональность руд. Лишь местами вблизи лежачего бока в рудном теле выделяется зона серного колчедана. К востоку от рудного тела, т. е. в его лежачем боку и на северном фланге, развиты серицит-кварцевые, серицит-хлорит-кварцевые и серицит-карбонат-кварцевые метасоматиты. В всячем боку колчеданной залежи установлен широкий ореол гематитизации.

Узельгинское медно-цинковое месторождение расположено в юго-западной части Мало-Учалинской антиклинали, в месте сочленения последней с Байрамгуловским поперечным поднятием. Месторождение изучалось В. А. Козулиным, Н. М. Беляевой и Г. В. Петровым, А. Г. Титовым, Е. Н. Чесноковой, Н. М. Казаковой, Г. Н. Пшеничным и др. Описание месторождения приводится в основном по данным Г. В. Петрова и Н. М. Казаковой.

В геологическом разрезе месторождения выделяются пять толщ (снизу вверх): 1) эффузивы основного состава; 2) вулканогенные породы кислого состава; 3) известняки; 4) переслаивание вулканомиктовых пород и кремнистых сланцев; 5) пироксен-плагноклазовые порфириды и их туфы. Две первые толщи относятся к карамалыташской свите, остальные — к улутауской.

Кислые породы, выделяемые в качестве второй вулканогенной толщи, представлены в основном субвулканическими и экструзивными телами и магматическими брекчиями с подчиненным количеством туфов и лав. Мощность толщи кислых пород 50—950 м. За пределами месторождения эта толща местами выпадает из разреза и вышележащие осадочные породы залегают непосредственно на эффузивах основного состава. Верхний контакт толщи сравнительно ровный, нижний сильно изрезан, в результате резких раздувов и локальных погружений на глубину кислых пород.

Геологическая структура участка месторождения определяется наличием трех сближенных вулканических куполов, образующих пологую вулканогенную брахиантиклиналь. Углы падения слоистых толщ в крыльях этой брахиантиклинали составляют 5—15° (местами до 25°). На месторождении установлен ряд крутопадающих разрывных нарушений и зон расланцевания, осложняющих крылья вулcano-купольных построек.

Все рудные тела Узельгинского месторождения расположены в пределах трех вулканических куполов: Александровского, Узельгинского и Баксановского. В геологическом разрезе сульфидные руды ограничены зоной магматических брекчий кислого состава. Выделяются два уровня локализации рудных тел: в верхней части толщи кислых пород на контакте с известняками, в нижней части зоны магматических брекчий на контакте с нижележащими массивными кварцевыми порфирами. Всего на месторождении выявлено девять рудных тел. К верхнему рудоносному горизонту приурочены рудные тела 1, 5, 6 и 9, к нижнему — 2, 3, 4, 7 и 8 (рис. 54). Некоторые рудные тела нижнего горизонта (2, 4) находятся частично в толще основных эффузивов. Расстояние между верхним и нижним рудоносными горизонтами изменяется от 150 до 450 м. Форма рудных тел линзовидная, пластообразная и лентовидная, падение пологое (5—35°).

Руды представлены в основном массивным колчеданом, реже вкрапленными разностями. Верхние контакты рудных залежей обычно резкие, а в сторону лежачего бока массивный колчедан постепенно переходит в зоны пиритной вкрапленности. Кроме обычных минералов, характерных для колчеданных руд Южного Урала — пирита, халькопирита и сфалерита, на Узельгинском месторождении сравнительно широко распространен теннантит, а в южной части рудного тела 4 выделяется зона пирротиновых руд. В отдельных частях рудных тел установлены повышенные содержания мельниковита, марказита, галенита и

арсенопирита. Из нерудных минералов присутствуют кварц, серицит, хлорит, кальцит, сидерит, анкерит, барит. Железистые карбонаты развиты преимущественно в пирротинсодержащих рудах залежи 4.

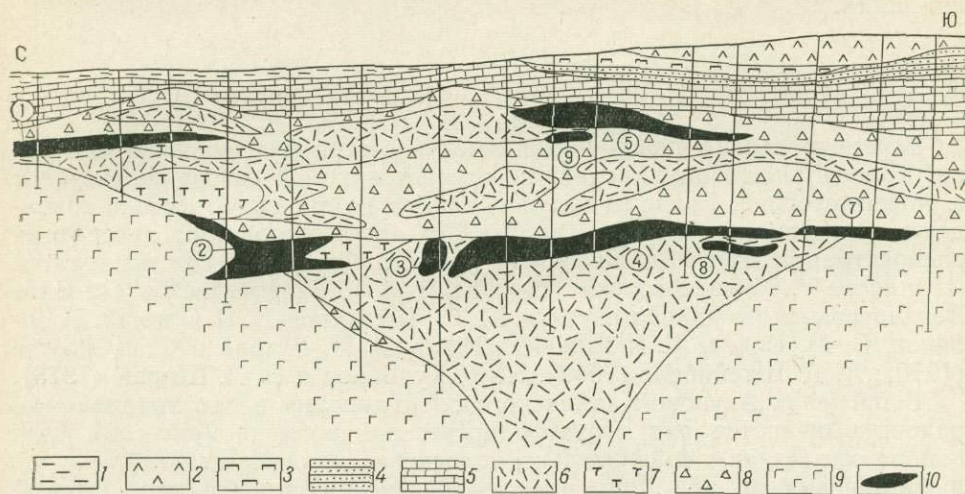


Рис. 54. Продольный схематический геологический разрез Узельгинского месторождения. Составлен по материалам Г. В. Петрова и Н. М. Казаковой.

1 — рыхлые отложения; 2 — пироксен-плагноклазовые порфириды; 3 — габбро-диабазы; 4 — вулканомиктовые песчаники и кремнистые сланцы; 5 — известняки; 6 — кварцевые липаритовые порфириды; 7 — крупнокварцевые андезит-дацитовые порфириды; 8 — магматогенные брекчии; 9 — базальтовые порфириды; 10 — рудные тела (в кружочках их номера)

Молодежное медно-цинковое колчеданное месторождение расположено в южной части Малоучалинской антиклинали. Геологические исследования на месторождении выполняли Б. В. Смирнов, Н. К. Курбанов, А. Т. Гаев и Л. Г. Терешкина, Г. В. Петров и Е. Н. Чеснокова, В. А. Прокин и А. К. Тимергазина.

В геологическом разрезе Молодежного месторождения выделяются три толщи. Нижняя толща представлена миндалекаменными эффузивами основного состава мощностью более 500 м. Средняя толща состоит из дацитовых порфиритов мощностью до 400 м. Верхняя толща в нижней части сложена известняками и туффитами, а в верхней — порфиритами и туфами андезит-базальтового состава. Мощность верхней толщи достигает 300 м. Две первые толщи относятся к карамалыташской, последняя — к улутауской свите.

В структурном отношении Молодежное месторождение приурочено к небольшой брахиантиклинальной складке, вытянутой в северо-западном направлении. Ядро складки сложено дацитовыми порфиритами средней толщи, а крылья — известняками, туффитами и туфами верхней толщи улутауской свиты. Углы падения слоев на западном крыле не превышают 20—25°, на восточном крыле достигают 40—60°.

Основное рудное тело месторождения, имеющее плосколинзовидную форму, расположено в восточном крыле брахиантиклинали в зоне контакта миндалекаменных базальтовых афиритов и дацитовых порфиритов (см. рис. 32, в). Простираение залежи северо-западное, падение северо-восточное под углом 30—40°. В лежачем боку рудного тела установлена тектонически ослабленная зона восточного падения под углом 60—70°, в которую внедрились дайки и субвулканические тела диабазов и кварцевых липарит-дацитовых порфиритов.

Руды представлены массивными и вкрапленными разностями. Последние распространены ближе к лежачему боку рудной залежи. По данным Л. А. Меркурьевой, в рудах месторождения установлены пирит, халькопирит, сфалерит, магнетит, гематит, галенит, теннантит. При

сложном чередовании различных зон рудных минеральных фаций халькопирит-сфалерит-пиритовые руды тяготеют к висячему боку и к выклиниваниям залежи, а серноколчеданные к лежащему боку и к приразломной части.

ВЕРХНЕУРАЛЬСКИЙ РАЙОН

Верхнеуральский район расположен в северо-восточной части Магнитогорского мегасинклинория, непосредственно к северо-востоку от г. Магнитогорска. Границы рудного района на западе и востоке совпадают с границами Ахуново-Кацбахского антиклинория; на севере они распространяются до Учалинского рудного района, а на юге проводятся по широте г. Магнитогорска (см. рис. 1, 11). Геологическое строение Верхнеуральского района изучали Ю. С. Емельянов, П. И. Отто, П. Я. Лобанов, В. М. Седов, А. И. Шмидт (1969), Е. П. Ширай и С. Т. Агеева (1970); А. Д. Штейнберг (1969), Н. К. Курбанов и Е. П. Ширай (1973).

В пределах Ахуново-Кацбахского антиклинория в рассматриваемом районе выделяется ряд структур четвертого порядка (рис. 55). Для района характерны сравнительно пологие складчатые структуры с углами падения 30—45°. Лишь в восточной части вблизи границы с Кульминским синклинорием и Восточно-Уральским поднятием структуры становятся более напряженными, углы падения пород увеличиваются до 60—75°.

В геологическом разрезе Верхнеуральского района выделяются следующие свиты (снизу вверх): ирендыкская (горбуновская), карамалыташская (сабановская и александринская), улутауская (орловская и урлядинская), колтубанская (первомайская и нововоронинская), зилаирская (самаринская), березовская, кизильская. Литологический и петрографический составы этих свит соответствует указанным в табл. 2.

Пироксен-плагиоклазовые порфириды и туфы раннедевонской ирендыкской свиты слагают ядра Ахуновской и Гумбейской антиклиналей. Вулканиды карамалыташской свиты широко распространены вдоль Касельской структурной зоны. В основании свиты залегают эффузивы основного состава мощностью более 1000 м (1500—2000 м по геофизическим данным). Последние местами перекрываются толщей кислых вулканитов мощностью до 600 м. Отложения улутауской свиты представлены туфогенными и осадочными породами: песчаниками, туфопесчаниками, известняками, которые выполняют синклинальные структуры. Мощность этих пород 200—1000 м. В южной части района в составе улутауской свиты присутствуют вулканогенные породы основного, среднего и кислого составов, переслаивающиеся с туфами и туффитами. К колтубанской свите относят горизонт кремнистых сланцев мощностью до 200 м и мощную толщу (до 1000 м) пироксен-плагиоклазовых порфиритов, развитых в западной части района. Позднедевонские и раннекаменноугольные отложения зилаирской, березовской и кизильской свит выполняют более глубокие синклинали: Верхнеуральскую, Магнитогорскую, Александринскую и др.

А. Д. Штейнберг (1969) и Д. Н. Салихов (1972) выделяют в Верхнеуральском районе три интрузивных комплекса габброидных пород: 1) россыпнянский диорит-плагиогранитный среднедевонский, коагматичный эффузивам карамалыташской и улутауской свит; 2) верхнеуральский гранит-сиенитовый позднедевонский, коагматичный вулканитам колтубанской свиты; 3) магнитогорский габбро-гранит-сиенитовый раннекаменноугольный, сопоставляемый с вулканитами березовской свиты. Интрузии гранитной группы представлены ахуновским гранитным комплексом, включающим Ахуновский, Петропавловский и Краснинский массивы.

Колчеданная минерализация приурочена к верхней части карамалыташской свиты. В районе известны Александринское медно-цинковое месторождение, Сабановская серноколчеданная залежь и ряд рудопроявлений колчеданного типа.

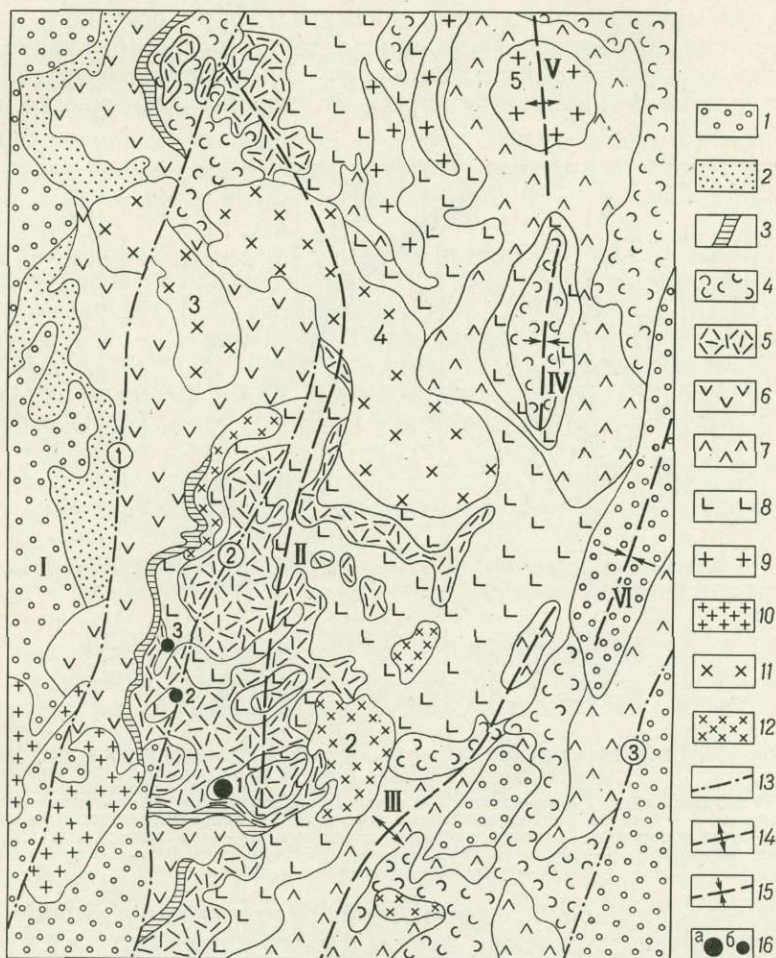


Рис. 55. Схематическая геологическая карта Верхнеуральского рудного района. По материалам Г. А. Ленных, К. П. Плюснина, В. И. Седова и А. Д. Штейнберга.

1 — каменноугольные отложения нерасчлененные (С); 2 — песчаники (D₂fm); 3 — кремнистые сланцы (D₂fg); 4 — вулканомиктовые отложения улутауской свиты (D₂gv); 5 — вулканы среднего и кислого составов карамалыташской свиты (D₂); 6 — пироксен-плагноклазовые порфиры колтубанской свиты (D₂fg); 7 — пироксен-плагноклазовые порфиры и их туфы ирендыкской свиты (D₁); 8 — эффузивы основного состава карамалыташской свиты (D₂); 9 — граниты позднепалеозойские; 10 — гранитоиды раннекаменноугольные; 11 — граниты, диориты, сиениты (D₃); 12 — плагнограниты, кварцевые диориты (D₂); 13 — разломы (цифры в кружках): 1 — Магнитогорский, 2 — Бабарыкинский, 3 — Кацбахский; 14 — антиклинали: II — Кассельская (зона брахиантиклиналей), III — Гумбейская, V — Ахунская; 15 — синклинали: I — Верхнеуральская, IV — Остроленская (брахисинклиналь), VI — Фершампенуазская; 16 — колчеданные месторождения (а) и рудопроявления (б): 1 — Александринское, 2 — Бабарыкинское, 3 — Сабановское.

Интрузивные массивы: 1 — Магнитогорский, 2 — Россыпнянский, 3 — Верхнеуральский, 4 — Кассельский, 5 — Краснинский

Александринское медно-цинковое месторождение расположено в юго-западной части района в пределах одноименной брахиантиклинали. Простираение ее северо-восточное, ширина 3—4 км, углы падения крыльев 20—60°. Ядро брахиантиклинали сложено основными эффузивами

карамалыташской свиты. На последних в юго-восточном крыле структуры последовательно залегают верхняя толща карамалыташской свиты и нижняя осадочно-вулканогенная толща улутауской свиты. Первая сложена лавами и туфами липарит-дацитовых порфиров. Мощность ее 250—600 м. Осадочно-вулканогенная толща сложена туфами и туфобрекчиями смешанного состава, лавами и туфами основного и дацитового состава. В верхней части присутствуют роговообманково-плагиоклазовые порфириды и известняки с фауной живетского яруса. Крылья Александринской брахиантиклинали осложнены разрывными наруше-

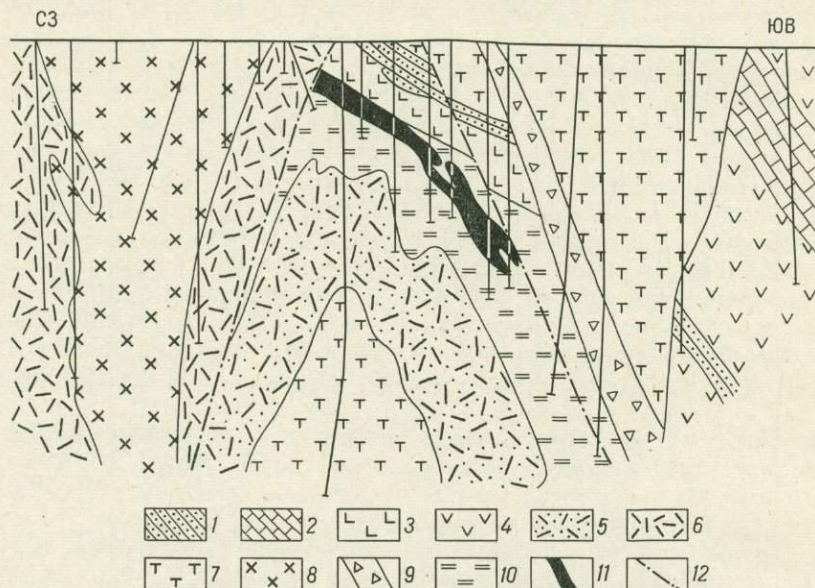


Рис. 56. Схематический геологический разрез Александринского месторождения. По А. Т. Гаеву и Н. К. Курбанову.

1 — туфопесчаники; 2 — известняки; 3 — базальтовые порфириды; 4 — андезитовые порфириды; 5 — брекчии липарит-дацитовых порфиров; 6 — липарит-дацитовые порфириды; 7 — субвулканические андезит-дацитовые порфириды; 8 — крупнокварцевые дацитовые порфириды; 9 — дайки габбро-диабазов; 10 — серицит-кварцевые метасоматиты; 11 — руды; 12 — разрывные нарушения

ниями преимущественно северо-восточного простирания. В зону нарушений, простирающуюся вдоль юго-восточного крыла вулканогенной брахиантиклинали, внедрилась серия субвулканических тел кислого, среднего и основного составов.

Рудные тела располагаются в кислой толще карамалыташской свиты. Зона оруденения пронизана субвулканическими телами, часть из которых Н. К. Курбанов и А. Т. Гаев относят к жерловым фациям (рис. 56). Основное рудное тело, сложенное массивным колчеданом, имеет юго-восточное падение под углом 30—45°. От него в сторону лежащего бока ответвляются апофизы вкрапленных руд, падающие под углом 60—80°. В составе руд установлены пирит, халькопирит, сфалерит, блеклые руды, борнит, галенит.

Зональность рудных тел выражена в следующем: от висячего к лежащему боку сплошные халькопирит-пиритовые руды сменяются халькопирит-сфалерит-пиритовыми, вкрапленными сфалеритовыми и массивными и вкрапленными пиритовыми.

В лежащем боку рудных тел вмещающие породы превращены во вторичные кварциты и серицит-кварцевые породы, которые с глубиной сменяются серицит-хлорит-кварцевыми метасоматитами. В породах висячего бока вблизи рудных тел проявились серицитизация, карбонатизация, окварцевание и эпидотизация.

Баймакский район расположен в западном крыле Магнитогорского мегасинклиниория юго-юго-западнее г. Магнитогорска. Геологическими границами района на западе и востоке служат Уралтауский и Западно-Ирендыкский разломы, а на севере и юге — периклинальные замыкания Таналык-Баймакской антиклинальной структуры. Последние находятся вблизи поселков Тубинского и Алибаевского, расположенных соответственно к северу и к югу от г. Баймака. Баймакский район — один из старейших горнорудных районов Южного Урала. Колчеданно-полиметаллическое месторождение Уваряж (Преображенский прииск) эксплуатировалось здесь еще в начале прошлого столетия (Меглицкий и Антипов, 1858).

В геологическом изучении района и отдельных месторождений принимали участие А. Н. Заварицкий (1920, 1927), Л. С. Либрович (1932), Ф. И. Ковалев (1944), В. А. Прокин и др. (1963, 1972), П. Ф. Сопко (1966, 1975), И. С. Вахромеев, А. С. Бобохов (1966), В. М. Рудаков и В. М. Попов (1969), М. И. Исмагилов, М. З. Исмагилова (1971), И. Б. Серавкин (1970), В. М. Шепелев (1971), В. С. Шарфман (1972), В. М. Попов (1972), В. Н. Зайцев, И. В. Рачев, М. В. Лозовой, А. Д. Ситнов.

В стратиграфическом разрезе Баймакского района выделяются сакмарская, баймак-бурибаевская, ирендыкская, улутауская, колтубанская и зилаирская свиты (см. табл. 2).

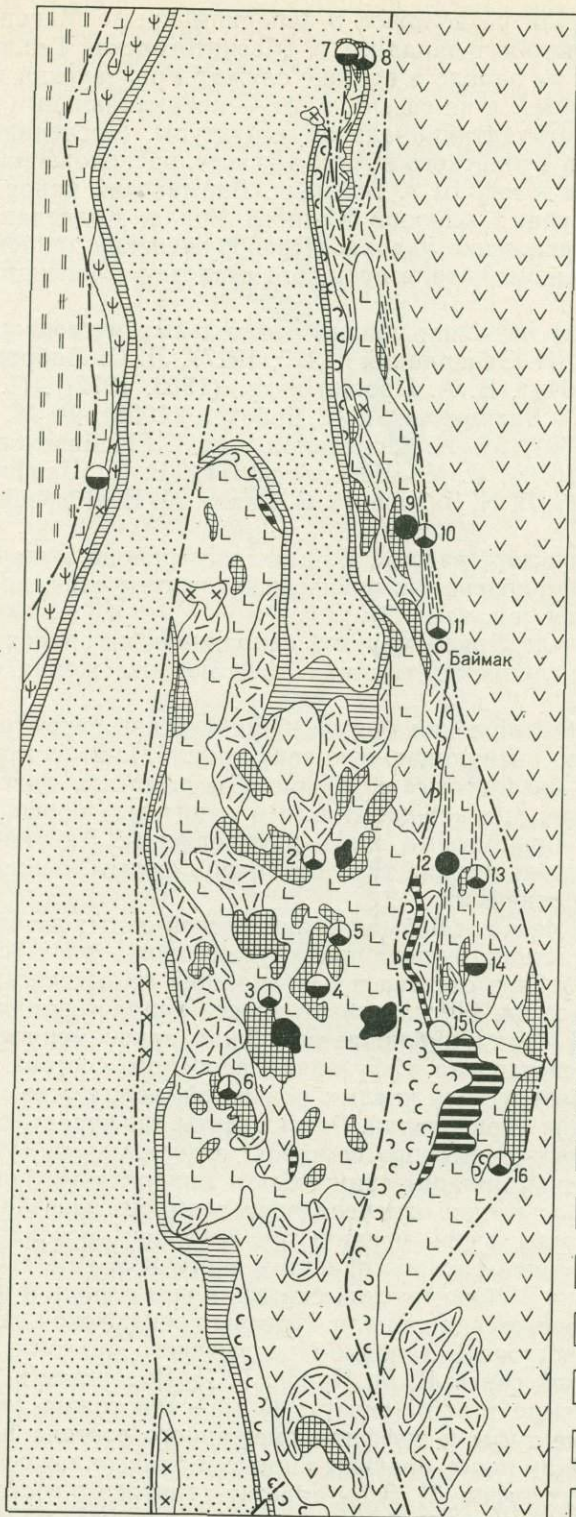
В западном крыле Присакмарской синклинали на ордовикских кремнистых и углисто-глинистых сланцах залегают отложения сакмарской свиты.

Вулканогенные отложения баймак-бурибаевской свиты слагают Таналык-Баймакскую антиклинальную зону (рис. 57). В составе этой свиты присутствуют базальтовые порфириты и афириты, андезит-базальтовые, андезитовые, андезит-дацитовые и дацитовые порфириты, липарит-дацитовые и липаритовые кварцевые порфиры. Для кислых пород характерны субвулканические тела различной формы, сопровождаемые магматическими брекчиями.

Геологические разрезы баймак-бурибаевской свиты изучены на многих поисковых участках, рудных полях и месторождениях (см. табл. 7). При всем разнообразии состава и особенностей геологических разрезов на отдельных участках, в последовательности напластования пород баймак-бурибаевской свиты наблюдается общая закономерность: нижняя часть разреза представлена эффузивами основного состава, а вверх по разрезу увеличивается роль кислых разностей, количество пирокластов и субвулканических образований. Разрез свиты завершается лавами дацитового и липарит-дацитового составов, содержащими субвулканические тела кварцевых липарит-дацитовых и липаритовых порфиров.

На некоторых участках отмечена повторяемость разреза, т. е. выше толщи кислых пород вновь появляются эффузивы основного состава.

Ирендыкская свита распространена в восточном крыле Суртанузьякской синклинали, в Шейняктауской синклинали и в южном центральном замыкании Асылдовской синклинали. Породы ирендыкской свиты широко распространены восточнее Западно-Ирендыкского разлома, где в стратотипе ирендыкской свиты В. М. Попов, Г. И. Водорезов и П. В. Лазарев выделяют четыре толщи (снизу): 1) майская толща (мощность до 200 м) — слоистые туфы и туффиты смешанного состава и туфопесчаники; 2) грубообломочные брекчии пироксен-плагиоклазовых порфиритов и псаммитовых туфов; 3) туфы андезит-дацитового состава и кварц-пироксеновые порфириты; 4) брекчии и туфы пироксен-плагиоклазовых порфиритов. Общая мощность ирендыкской свиты 3000 м. В границах Баймакского района распространены только нижние толщи свиты.



Породы улутауской свиты слагают Богачевскую синклинали, восточное крыло Суртанузякской синклинали и в виде маломощного слоя установлены в крыльях Куянтауской, Тубинской и Баймакской антиклиналей. Они залегают на различных горизонтах ирендыкской и баймак-бурибаевской свит. В основании свиты расположены красные бугулыгырские яшмы. Вверх по разрезу они сменяются псаммитовыми и алевроитовыми туффитами с прослоями кремнистых сланцев и гравелитов. Мощность улутауской свиты 600 м.

Разрез верхнедевонских отложений начинается с мукасовского горизонта кремнистых сланцев, залегающего несогласно на породах различных подстилающих свит. Мукасовский горизонт прослеживается в крыльях Вознесенско-Присакмарского синклинория. Самые молодые отложения района — полимиктовые песчаники и алевролиты зилаирской свиты, выполняющие Вознесенско-Присакмарский синклинорий.

Таналык-Баймакская антиклинальная зона — сложное вулканогенное сооружение, состоящее из вулканических построек, в той или иной мере деформированных. Внутреннее строение вулканических построек детально изучалось И. Б. Серавкиным (1970), В. С. Шарфманом (1972), П. Ф. Сопко и др. (Колчеданные месторождения..., 1973).

Для Таналык-Баймакской антиклинальной зоны характерны пологие углы залегания пород (10—30°). Лишь вблизи разломов углы падения слоев резко увеличиваются до 60—75°. Строение Вознесенско-Присакмарского синклинория асимметричное. Более крутые углы падения наблюдаются в западном крыле Присакмарской синклинали вблизи Уралтауского разлома. В восточном направлении залегание пород становится более пологим.

Зоны рассланцевания — характерные элементы структуры Баймакского района. Кроме региональных зон рассланцевания, расположенных вдоль Уралтауского и Западно-Ирендыкского разломов, среди вулканитов баймак-бурибаевской свиты установлены более короткие зоны: Кульюртауская, Семеновская, Западно-Балтатауская. Падение перечисленных зон восточное под углом 65—80°. Более мелкие зоны дробления и рассланцевания (как восточных, так и западных падений) установлены на колчеданных месторождениях: Бакртауском, Таштауском, Майском и др.).

Колчеданные месторождения Баймакского района расположены в основном в Таналык-Баймакской антиклинальной зоне среди позднесилурийских (позднесилурийско-раннедевонских) вулканогенных толщ баймак-бурибаевской свиты. Проявления колчеданного оруденения имеются также в западном крыле Присакмарской синклинали среди диабазов сакмарской свиты. В районе выделяются три субмеридиональные рудоносные зоны (с запада на восток): Присакмарская, Западно-Баймакская и Восточно-Баймакская.

В Присакмарской зоне известно Чингизовское медноколчеданное месторождение и ряд рудопроявлений, залегающих в основных эффузи-

Рис. 57. Схематическая геологическая карта Баймакского рудного района. Составлена по материалам В. С. Шарфмана, В. Л. Волошина, В. М. Попова, Г. И. Водорезова, П. В. Лазарева.

1 — песчаники зилаирской свиты ($D_{3fm}-C_1t$); 2 — кремнистые сланцы мукасовского горизонта (D_{3fr}); 3 — вулканомиктовые отложения улутауской свиты (D_{3gv}); 4 — яшмы бугулыгырского горизонта (D_{2ei}); 5 — пироксен-плагноклазовые порфиры и туфы ирендыкской свиты (D_1); 6 — базальтовые и андезит-базальтовые афириты и порфиры баймак-бурибаевской свиты (S_2); 7 — дацитовые порфиры и липарит-дацитовые порфиры баймак-бурибаевской свиты (S_2); 8 — спилиты и диабазы сакмарской свиты (S_1); 9 — докембрийские метаморфические сланцы (Pr); 10 — субвулканические (субинтрузивные) кварцевые порфиры; 11 — плагнограниты и кварцевые диориты; 12 — габбро и габбро-диориты; 13 — серпентиниты; 14 — разрывные нарушения (a) и зоны рассланцевания (б); 15—18 — колчеданные месторождения: 15 — серноколчеданные (9 — Кульюртауское, 12 — Семеновское), 16 — медноколчеданные (1 — Чингизовское, 4 — Южное Таштауское, 7 — Южное, 14 — Юлалы), 17 — колчеданно-полиметаллические (2 — Уваряжское, 3 — Бакртауское, 5 — Таштауское, 6 — Байкаринское, 8 — Восточно-Кузнецкое, 10 — Троицкое, 11 — Таналыкское, 13 — Ново-Семеновское, 16 — Балтатауское); 18 — баритовое (15 — Тубакинское)

вах сакмарской свиты. Все промышленные месторождения расположены в Западно-Баймакской и Восточно-Баймакской зонах среди вулканитов баймак-бурибаевской свиты. Западно-Баймакская зона включает медно-колчеданное месторождение Южное Таштауское, медно-цинковые месторождения Северное Таштауское и Майское, полиметаллические — Уваряжское, Бакртауское и Байкаринское. Особенности этих месторождений — тесная связь с субвулканическими телами крупнокварцевых порфиров и залегание среди массивных пород, лишь местами грубо рас-

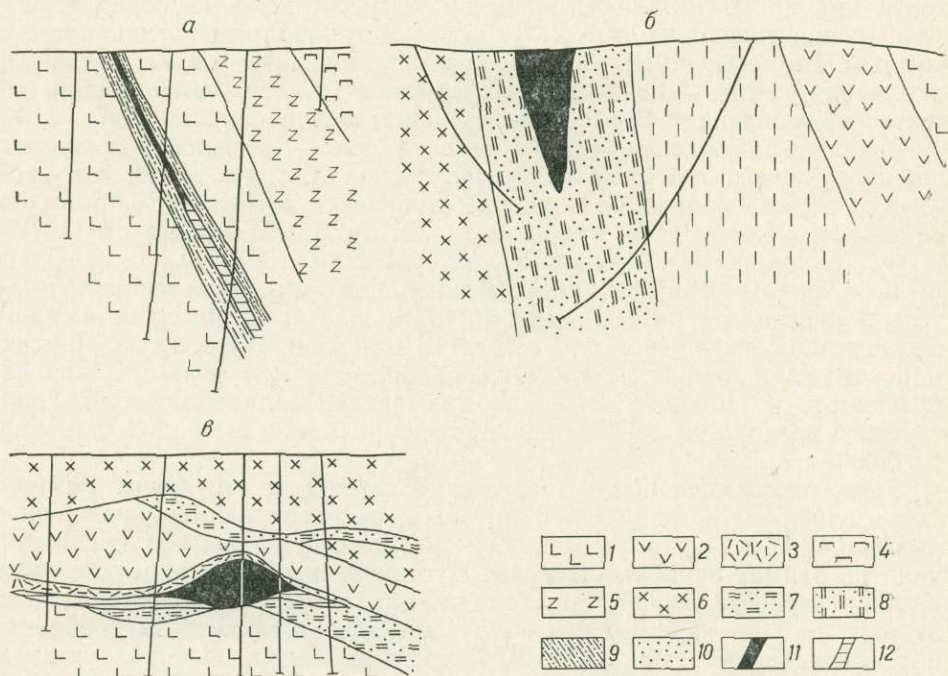


Рис. 58. Геологические разрезы колчеданных месторождений Баймакского района. По материалам Н. К. Поливоды, В. А. Прокина, Н. Н. Солодкого, В. М. Рудакова.

Месторождения: а — Чингизовское, б — Кульюртауское, в — Южное Таштауское
 1 — основные эффузивы; 2 — андезитовые порфириты; 3 — туфы кислого состава; 4 — серпентиниты; 5 — габбро; 6 — крупнокварцевые порфиры; 7 — серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты; 8 — серицит-кварцевые сланцы; 9 — серицит-хлорит-кварцевые сланцы; 10 — вкрапленность пирита; 11 — массивные руды; 12 — вкрапленные руды

сланцованных. В пределах Восточно-Баймакской зоны имеются серно-колчеданные месторождения Кульюртауское и Семеновское; медно-цинковые — Южное (в Тубинской группе), Троицкое, Таналыкское, Восточно-Семеновское, Юлалинское, Балтатауское, Восточно-Кузнечное (в Тубинской группе); баритовое Тубаканское. Характерная особенность Восточно-Баймакских месторождений — приуроченность их к зонам рассланцевания, расположенным вблизи Западно-Ирендыкского разлома.

Чингизовское медноколчеданное месторождение расположено к западу от г. Баймак.

Геологический разрез месторождения слагают (сверху вниз): серпентиниты, габбро-диориты, базальтовые афириты и порфириты с прослоями туфов и кремнистых сланцев (рис. 58, а). Простираение пород меридиональное, падение восточное под углом 60—65°. Сульфидная минерализация приурочена к горизонту рассланцованных туфов основного состава. Руды представлены преимущественно вкрапленными разностями, местами переходящими в массивный колчедан. Основные рудные минералы — пирит и халькопирит, в подчиненном количестве присутствует

сфалерит. В южной части месторождения развит серный колчедан. К северу по простиранию последний сменяется медными и цинково-медными рудами. Рудное тело прослежено по простиранию на 280 м, но не оконтурено. Вблизи руды преимущественно со стороны лежащего бока вмещающие породы превращены в серицит-кварцевые и хлорит-серицит-кварцевые сланцы.

Кульюртауское серноколчеданное месторождение расположено к северо-северо-западу от г. Баймак. В геолого-структурном отношении месторождение находится в ядерной части Баймакской антиклинали. По данным Г. И. Водорезова, П. В. Лазарева и Б. В. Чувилина, в разрезе баймак-бурибаевской свиты на участке месторождения выделены четыре толщи. Первая толща представлена основными эффузивами, вторая состоит из дацитовых и андезитовых порфиритов и их туфов, третья толща аналогична первой, а четвертая — второй. В западной части месторождения расположено интрузивное тело крупнокварцевых липарит-дацитовых порфиритов. Восточнее него находится крутопадающая зона кварц-серицитовых сланцев, к которой приурочена серноколчеданная залежь (см. рис. 58, б).

Рудное тело залегает согласно со сланцеватостью вмещающих пород. Оно имеет форму правильной линзы, верхняя половина которой срезана эрозивной поверхностью. Длина рудного тела 150 м, протяженность на глубину 120 м, наибольшая мощность 30 м. Далее на восток кварц-серицитовые сланцы сменяются хлорит-серицит-кварцевыми сланцами. Южнее колчеданной залежи рудовмещающие сланцы постепенно переходят в широкую зону вторичных кварцитов, местами содержащих молибденит, корунд и андалузит.

Первичные руды месторождения представлены массивным серным колчеданом, местами полосчатой текстуры. В малых количествах в рудах встречаются халькопирит и сфалерит. На месторождении установлено повышенное содержание селена.

Южное Таштауское медноколчеданное месторождение приурочено к осевой части Абейсазовской антиклинали, ядро которой сложено эффузивами основного состава, перекрытыми толщей андезитовых порфиритов и туфов. Последняя прорвана секущими и согласными телами субвулканических кислых пород. Наиболее крупное согласное тело субвулканических липарит-дацитовых порфиритов горизонтально залегает в толще андезитовых порфиритов.

Сульфидная минерализация приурочена к пологолежащему горизонту туфов кислого состава, залегающему на контакте толщ основных и средних эффузивов. Туфы превращены в серицит-кварцевые и хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты. Верхний контакт метасоматитов с вмещающими породами довольно резкий, а нижний постепенный.

Основное рудное тело имеет форму горизонтально лежащей линзы мощностью до 24 м (см. рис. 58, в). Центральная часть линзы сложена массивными халькопирит-пиритными рудами. В верхней части залежи присутствуют прожилки сфалерита. В контакте с подстилающими породами и на выклиниваниях рудного тела распространены вкрапленные руды. Из второстепенных минералов в рудах установлены галенит, теннантит, борнит.

Бакртауское колчеданно-полиметаллическое месторождение расположено к юго-западу от г. Баймак. В геолого-структурном отношении оно приурочено к Бакртауской брахиантиклинали, осложняющей северо-восточное крыло Байкаринской антиклинали. В ядре структуры выходят основные эффузивы нижней толщи баймак-бурибаевской свиты. Крылья ее сложены андезит-базальтовыми афиритами, порфиритами и туффитами. В южной части брахиантиклинали залегает субвулканическое тело крупнокварцевых липарит-дацитовых порфиритов. Вдоль восточного контакта кварцевых порфиритов с андезит-базальтовыми порфиритами про-

ходит Главный сброс. К нему примыкают оперяющие нарушения северо-восточного простирания. Разрывные нарушения представлены узкими зонами рассланцевания и тектонических брекчий.

Рудные тела Бакрауского месторождения приурочены к зонам экзо- и эндоконтактов субвулканических кварцевых порфиров с основными эффузивами и слоистыми туффитами. Они тяготеют к зоне Главного сброса, располагаясь в тектонических блоках объемного брекчирования. На месторождении развиты массивные и прожилково-вкрапленные руды. Массивные руды слагают небольшие крутопадающие на северо-восток линзы, залегающие вдоль Главного нарушения и в оперяющих трещинах. Прожилково-вкрапленные руды развиты в лежащем боку линз массивного колчедана в виде тел неправильной формы.

Главные рудные минералы — сфалерит, халькопирит, галенит и пирит. Второстепенные — халькозин, борнит, ковеллин, теннантит, арсенипирит и штромейерит. Редко встречаются аргентит, бетехтинит, гематит, гёссит, гетит, молибденит (Исмагилов, 1969). Установлена следующая зональность рудной минерализации: на нижних горизонтах развиты прожилки пирита в серицит-кварцевых породах. В направлении снизу вверх в составе прожилковых и сплошных руд появляются халькопирит, сфалерит и галенит. Прожилково-вкрапленные руды по восстанию рудных зон сменяются сплошными рудами. В линзах последних халькопирит-пиритовые руды, в направлении снизу вверх, последовательно сменяются рудами пирит-халькопирит-сфалеритового, халькопирит-галенит-сфалеритового и баритового составов. Аналогичная смена типов руд наблюдается в направлении от центра к периферийным или к фланговым частям месторождения.

Среди метасоматитов в лежащем боку месторождения различаются вторичные кварциты, серицит-, хлорит-серицит-, карбонат-серицит-хлорит-кварцевые, хлоритовые и карбонат-хлоритовые породы. С наружной стороны рудных тел и метасоматитов выделяются последовательно расположенные зоны серицитизированных, карбонатизированных и гематитизированных пород.

Во всех рудных районах, расположенных на неметаморфизованном (не гранитизированном) эвгеосинклинальном фундаменте с широким развитием непрерывно дифференцированных вулканитов распространены медно-цинковые месторождения с резким превышением содержания цинка над медью. На некоторых месторождениях (Джусинское, Бакрауское) отмечено присутствие промышленных содержаний свинца. Следовательно, повышение содержаний цинка и свинца, т. е. повышенную полиметалличность руд можно связывать с более высокой степенью дифференциации вулканитов и общим повышением роли кислых их разновидностей.

РУДНЫЕ РАЙОНЫ, РАСПОЛОЖЕННЫЕ НА ГРАНИТИЗИРОВАННОМ ФУНДАМЕНТЕ

Районы данной группы находятся в пределах Восточно-Уральского и Зауральского поднятий, где в позднем палеозое проявились процессы гранитизации и сопровождающего их метаморфизма. Интенсивное проявление метаморфизма и недостаточная изученность петрологии вмещающих вулканогенных пород не позволяют определить формационную принадлежность рудоносных вулканитов в некоторых районах. Менее подвержены метаморфизму эффузивы Зауральского района, которые относятся к контрастной липарит-базальтовой субформации спилит-кератофировой формации. С этого района автор и начнет описание данной группы. Далее будут охарактеризованы Айдырлинский и Ново-Николаевский рудные районы, в которых формационная принадлежность рудо-вмещающих вулканогенных образований пока не определена.

Зауральский рудный район расположен в южной части Зауральского поднятия в пределах Буруктальского синклиория. В контуры района включены также Жетыкольская синклиналь, расположенная в южной части Кундыбаевского антиклиория, и примыкающая к ней с запада часть Восточно-Уральского прогиба, в которой распространены среднепалеозойские вулканы (рис. 59). Геологическое строение района изучали И. И. Эдельштейн, И. П. Устинов, В. С. Дубинин, В. В. Дроздов, М. Е. Кулиджанян и Е. В. Миронов.

Район сложен ордовик-силурийскими, девонскими и раннекаменноугольными отложениями. Находками фауны подтвержден только возраст позднедевонских и раннекаменноугольных пород, а возраст подстилающих их толщ определяется предположительно.

К ордовику—раннему силуру относится толща метаморфизованных пород, распространенная в южных частях Буруктальского синклиория и Кундыбаевского антиклиория. Она состоит из переслаивания серицит- и кварц-эпидот-хлоритовых сланцев, кварцитовых песчаников, кварцитов. В кварц-эпидот-хлоритовых сланцах, распространенных в южном замыкании Кундыбаевского антиклиория (в Жетыкольской структуре) сохранились реликты микроструктур основных эффузивов.

На метаморфических сланцах ордовика — раннего силура несогласно залегает буруктальская вулканогенная свита, состоящая в основном из базальтовых афиритов, в меньшем количестве миндалекаменных андезитовых порфиритов и их туфов. В субвулканических фациях в ней присутствуют дацитовые порфириты и липарит-дацитовые порфиры. Вулканы буруктальской свиты распространены на трех участках: 1) в Жерманкольской антиклинали, осложняющей юго-восточное крыло Буруктальского синклиория; 2) в Блакской антиклинали, расположенной в северо-западном крыле этого антиклиория; 3) в Жетыкольской структуре на южном замыкании Кундыбаевского антиклиория. Буруктальская вулканогенная свита залегает под фаунистически охарактеризованными франскими отложениями, поэтому возраст ее считается предположительно среднедевонским. Мощность буруктальской свиты 700—800 м. Учитываемая преобладание в буруктальской свите основных эффузивов, незначительную роль андезитовых порфиритов и отсутствие их полифировых и гломеропорфирных разновидностей, типичных для непрерывно дифференцированных вулканогенных комплексов, автор относит развитые здесь вулканы к контрастной липарит-базальтовой субформации сплит-кератофировой формации.

Вулканогенная свита перекрыта терригенными отложениями франского возраста, представленными углито-глинистыми, филлитовидными и известковистыми сланцами, полимиктовыми песчаниками и конгломератами. Возраст перечисленных пород определен на основании многочисленных находок брахиопод. Мощность франских осадочных отложений 500—700 м. Фаменские, турнейские и ранневизейские отложения представлены терригенными породами. Геологический разрез района завершается намюрскими пироксен-плагноклазовыми порфиритами и незначительно распространенными известняками.

Вулканы буруктальской свиты образуют Журманкольскую, Северо-Журманкольскую, Блакскую и Жетыкольскую вулканические постройки, в той или иной мере деформированные последующими складчатыми и разрывными дислокациями. Позднедевонско-раннекаменноугольные осадочные породы залегают в виде пологих наложенных синклиналей (Северо-Блакская), а вблизи разломов образуют сильно вытянутые крутые складки.

Площадь Буруктальского синклиория в основном сложена интрузивными породами, среди которых В. С. Дубинин (1972) выделяет сле-

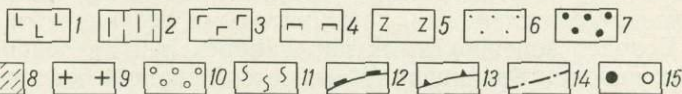
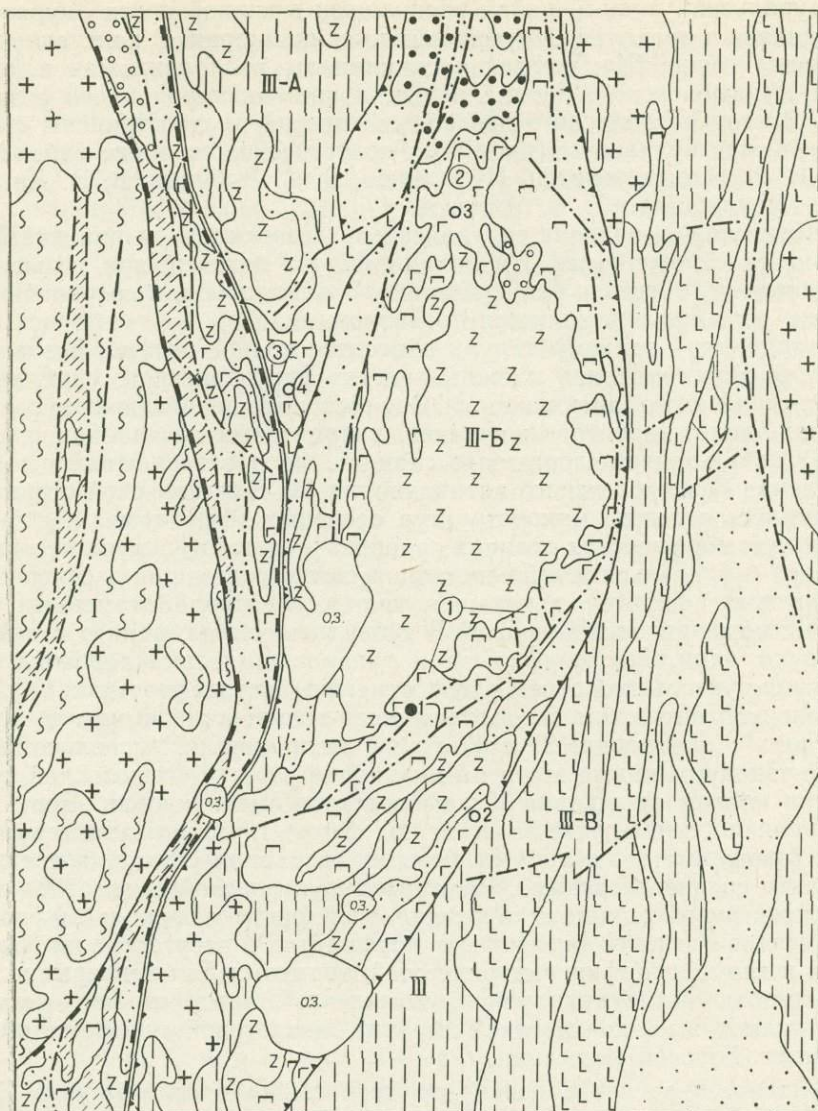


Рис. 59. Схематическая геологическая карта Зауральского рудного района.
Составлена В. С. Дубининым.

1 — метаморфизованные сланцы и диабазы (O-S); 2 — кремнистые сланцы, кварцито-песчаники (O-S); 3 — базальтовые и андезитовые порфиры (D₂); 4 — ультраосновные породы (послефранские); 5 — габбро и диориты (C₁); 6 — углисто-глинистые сланцы, песчаники (D₃fr); 7 — песчаники, конгломераты (D₃fm); 8 — глинистые сланцы, песчаники (C₁); 9 — граниты (Pz₃); 10 — конгломераты, песчаники (C₂); 11 — метаморфические породы; 12 — границы структур I порядка: I — Восточно-Уральское поднятие, II — Восточно-Уральский прогиб, III — Зауральское поднятие; 13 — границы структур II порядка III-A — Кундыбаевский антиклинарий, III-B — Бурукталский синклиналий; III-B — Айкенский антиклинарий; 14 — разрывные нарушения; 15 — месторождения (залитый кружок) и рудопроявления: 1 — Светлинское, 2 — Озерное, 3 — Блакское, 4 — Кайрактинское. Цифры в кружочках — рудоносные вулканические постройки: 1 — Журманкольская, 2 — Блакская, 3 — Жетькольская

дующие комплексы: буруктальский гипербазитовый раннекаменноугольный, коскольский габбро-диорит-гранодиоритовый раннекаменноугольный, айкенский гранитный позднепалеозойский.

В. С. Дубинин указывает на наличие малых интрузий габбро-диоритов и габбро-диабазов среднедевонского возраста, установленных среди рудовмещающих вулканитов Светлинского колчеданного месторождения. Эти образования, по мнению автора, следует выделить под названием светлинского габбро-диоритового комплекса, относящегося к габбро-плагиигранитной формации.

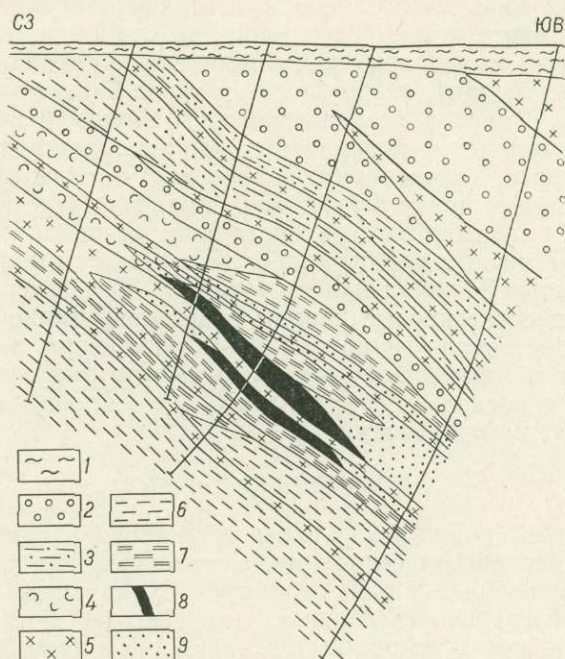


Рис. 60. Схематический поперечный разрез Светлинского колчеданного месторождения. По материалам М. Е. Кулиджаняна.

1 — рыхлые отложения; 2 — конгломераты и песчаники; 3 — алевриты, углисто-глинистые сланцы; 4 — туфопесчаники; 5 — диориты мелкозернистые; 6 — кварц-хлоритовые сланцы; 7 — кварц-хлорит-серпичитовые, кварц-биотит-актинолит-хлоритовые сланцы; 8 — массивный колчедан; 9 — вкрапленные руды

В Зауральском районе выявлено Светлинское колчеданное месторождение и несколько рудопроявлений. Месторождение и все рудопроявления ограничены буруктальской вулканогенной свитой.

Светлинское медноколчеданное месторождение залегает в восточном крыле Журманкольской антиклинали, осложненной Центрально-Буруктальским разломом.

Поисково-разведочные и исследовательские работы на Светлинском месторождении вели В. С. Дубинин, М. Е. Кулиджанян, И. П. Устинов, Б. А. Круглов и др. В геологическом разрезе месторождения выделяются две толщи. Верхняя толща франского возраста состоит из кремнисто-глинистых, кремнистых, углисто-глинистых сланцев, песчаников и конгломератов общей мощностью до 600 м. Нижняя толща представлена миндалекаменными базальтовыми, андезит-базальтовыми и андезитовыми афиритами, порфиритами и туфами среднедевонской буруктальской свиты. Пирокластические породы приурочены к верхней части вулканогенной толщи. Мощность ее здесь превышает 400 м. Простираение

пород северо-северо-восточное, падение юго-восточное под углом 35—40°.

Среди эффузивов и туфов залегают небольшие субвулканические тела дацитовых порфиритов и габбро-диоритов. К северу от месторождения располагается Коскольский массив диоритов, апофизы которого пронизывают осадочную и частично вулканогенную толщу.

Верхняя часть эффузивной толщи неравномерно рассланцована. Сланцеватость, как правило, параллельна слоистости.

Сульфидная минерализация приурочена к зоне рассланцевания и приконтактной зоне с вышележащими осадочными породами. Последние в нижней части претерпели гидротермальные изменения и содержат сульфидную минерализацию. Вмещающие породы превращены в кварц-, кварц-серицит, кварц-биотит и кварц-биотит-актинолит-хлоритовые сланцы. В пределах сланцевой зоны выявлено несколько линзовидных тел сплошных и вкрапленных колчеданных руд, состоящих из пирротина, пирита, халькопирита, сфалерита, марказита. В небольшом количестве в рудах присутствуют арсенопирит, магнетит, кубанит. На месторождении выделяются три сорта руд: серноколчеданные, медноколчеданные и медные вкрапленники. Рудные тела залегают согласно со сланцеватостью. Наибольшая их мощность 30 м (рис. 60).

Субвулканические кислые породы и ассоциирующие с ними габбро-диориты претерпели гидротермальные изменения, а местами содержат сульфидную минерализацию. Дайки и интрузии диоритов раннекаменноугольного коскольского комплекса не изменены околорудными гидротермальными процессами.

АЙДЫРЛИНСКИЙ РАЙОН

Айдырлинский район расположен в Восточно-Уральском поднятии в пределах Кваркенской седловинной структуры (см. рис. 1 и 11). На севере и северо-западе район ограничен Суундукским антиклинорием и Кваркенской грабен-синклиналью, на востоке Восточно-Уральским прогибом, а на юге Адамовским антиклинорием (рис. 61). В изучении геологического строения района принимали участие Н. Ф. Мамаев (1965), М. Д. Тесаловский (1971), Г. В. Божко и Б. П. Потапенко (1969). По данным этих авторов, район сложен ордовикскими, средне- и позднедевонскими и раннекаменноугольными отложениями.

К ордовику условно относятся альбит-хлорит-амфиболовые, слюди-сто-кварцевые и углисто-кремнистые сланцы, распространенные в юго-западной и юго-восточной частях Кваркенской синклинальной структуры вблизи контакта с Каиндинским гранитным массивом.

В основании разреза девонских отложений залегает толща спилитов и диабазов мощностью не менее 800 м, распространенная в юго-восточной части Кваркенской седловины. В подчиненном количестве в этой толще присутствуют кислые вулканиты. Возраст толщи определяется предположительно как ранний девон—эйфель. На спилит-диабазовой толще залегает айдырлинская свита, которая состоит из двух толщ: нижней андезит-базальтовой мощностью 400—600 м и верхней андезит-дацитовой мощностью 560—600 м. В южной части Айдырлинской антиклинали выявлена частично деформированная вулканическая постройка центрального типа, сложенная вулканитами дацитового и липарит-дацитового составов. Айдырлинская свита распространена только в пределах одноименной антиклинали. Она условно относится к среднему девону.

В восточном крыле Айдырлинской антиклинали на вулканитах айдырлинской свиты залегает вулканогенно-осадочная толща мощностью 300 м, состоящая из переслаивания туфов различного состава и туффитов. В основании толщи установлен слоистый горизонт туффитов и

кремнистых сланцев. По положению в разрезе и литологическому составу эту толщу можно коррелировать с живетской улутауской свитой Магнитогорского мегасинклинория. Она залегает на различных горизонтах айдырлинской свиты.

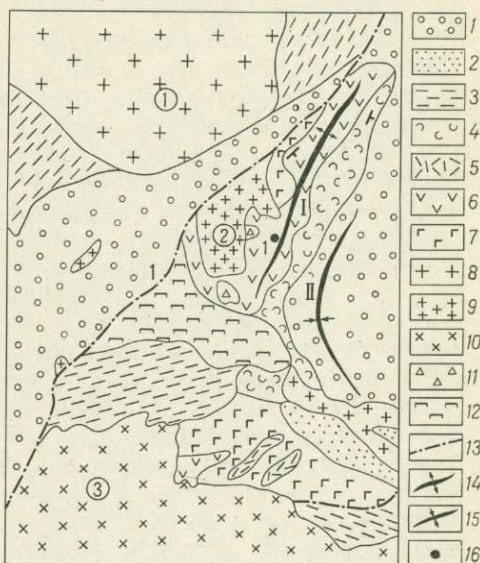
В юго-западном крыле Красноярской синклинали вулканиты айдырлинской свиты несогласно перекрываются терригенными породами позднего девона. Более глубокие прогибы — Кваркенская грабен-синклиналь на северо-западе и Красноярская синклиналь на востоке выполнены раннекаменноугольными терригенными и карбонатными отложениями.

Расположение на стыке Суундукского и Адамовского антиклинориев обусловило сложную блоковую структуру Айдырлинского района.

Рис. 61. Схематическая геологическая карта Айдырлинского рудного района. По материалам М. Д. Тесаловского, Б. П. Погапенко, Г. В. Божко.

1 — каменноугольные отложения нерасчлененные; 2 — песчаники полимиктовые (D₃п—С₁); 3 — гнейсы, кварц-слюдистые сланцы, песчаники (O—S₁); 4 — вулканомиктовые отложения (D₂gv); 5 — кислые вулканиты (D₂e); 6 — андезитовые и дацитовые порфиры (D₂e); 7 — основные эффузивы (D₂e); 8 — граниты (Pz₃); 9 — гранодиориты и граниты (C₁); 10 — плагиограниты и гранодиориты (D₃); 11 — диориты (D₂); 12 — серпентиниты; 13 — разрывные нарушения (1 — Айдырлинский надвиг); 14 — Айдырлинская антиклиналь (I); 15 — Красноярская синклиналь (II); 16 — колчеданное месторождение.

Цифры в кружочках — гранитные массивы: 1 — Суундукский, 2 — Айдырлинский, 3 — Каиндинский



Среднедевонские вулканиты по Айдырлинскому надвигу перемещены в западном направлении и надвинуты на раннекаменноугольные отложения.

Для Айдырлинского района характерно широкое развитие интрузии, занимающих около 50% площади. В районе можно выделить (Тесаловский, 1971; Божко, 1970) следующие интрузивные комплексы: айдырлинский габбро-плагиогранитный среднедевонский, кваркенский гипербазитовый раннекаменноугольный, пластовый диорит-плагиогранитный раннекаменноугольный, джабыксанарский гранитный позднепалеозойский. Небольшие интрузии кварцевых диоритов и плагиогранитов айдырлинского комплекса установлены на участке Айдырлинского колчеданного месторождения. Они претерпели гидротермально-метасоматические изменения, сопровождающие колчеданное оруденение, и содержат сульфидную минерализацию.

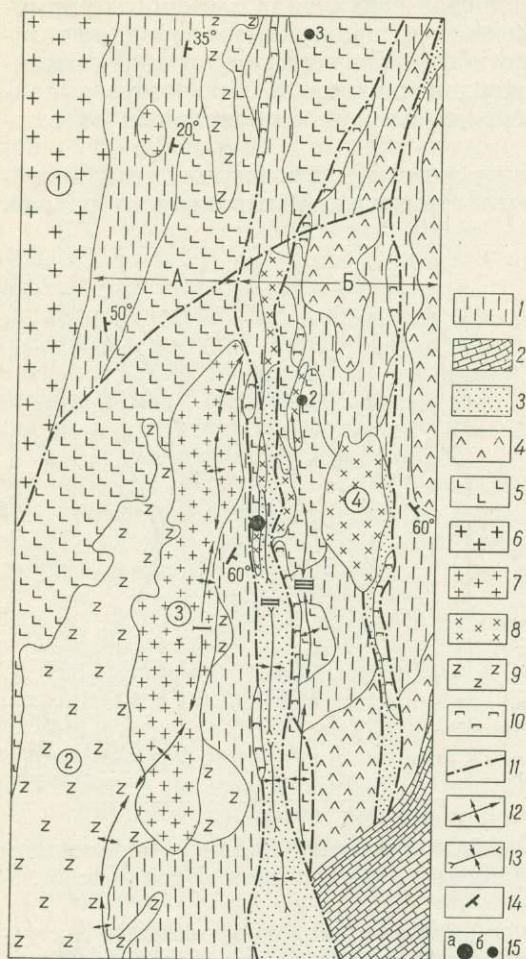
В Айдырлинском рудном районе выявлено одноименное колчеданное месторождение и ряд рудопроявлений, залегающих среди вулканитов айдырлинской свиты.

Айдырлинское медно-цинковое месторождение расположено в пределах одноименной антиклинали. Оно представлено линзой массивного колчедана, залегающей в зоне контакта подстилающих базальтовых порфиритов и вышележащих дацитовых порфиритов. Простираение пород и рудного тела на участке месторождения северо-западное, падение северо-восточное под углом 15—25°. Среди вмещающих эффузивов и туфов установлены субвулканические тела дацитового и липарит-да-

цитового составов. На глубоких горизонтах месторождения скважинами встречены кварцевые диориты и плагииграниты.

Максимальная мощность рудной залежи 20 м. Она сложена серным колчеданом, халькопирит- и халькопирит-сфалерит-пиритовыми рудами.

В небольшом количестве в руде присутствуют блеклая руда и галенит. Последние концентрируются в верхней части рудного тела в контакте с породами висячего бока, а также образуют секущие жилки.



НОВО-НИКОЛАЕВСКИЙ РАЙОН

Ново-Николаевский район находится в западном крыле Зауральского поднятия, охватывая северную часть Кундыбаевского антиклинория и западную часть Катенинского синклинория (см. рис. 1, 11). В изучении геологического строения района принимали участие Н. Ф. Мамаев, П. М. Есипов, Л. Д. Булыкин и В. М. Чайка, Б. А. Янкевич и В. Ф. Иванов и др.

По данным Б. А. Янкевича и В. Ф. Иванова, район сложен горными породами ордовика, силура, девона и раннего карбона. К ордовика условно (по аналогии с соседними районами) отнесены кварц-альбитовые, кварц-хлоритовые и кварц-амфибол-альбитовые сланцы, амфиболиты и рассланцованные эффузивы основного состава, распространенные в восточном крыле Мариновской антиклинали (рис. 62). Наблюдаемая мощность ордовикских отложений 900 м. На ордовикских сланцах залегает вулканогенная толща раннего силура, сложенная лавами и туфами базальтового и андезит-базальтового составов общей мощностью до 1000 м. Л. Д. Булыкин и В. М. Чайка в верхней части толщи отмечают присутствие альбитофиров и кварцевых альбитофиров. Раннесилурийские вулканы залегают в ядре Первомайской антиклинали и в крыльях Ново-Николаевской грабен-

Рис. 62. Схематическая геологическая карта Ново-Николаевского участка. По материалам В. Ф. Иванова.

1 — осадочные терригенные породы (О—S₁); 2 — известняки (C₁); 3 — вулканогенно-осадочная толща с прослоями известняков в верхней части (D₃—C₁); 4 — андезит-базальтовые порфиры (S—D₁); 5 — базальтовые порфиры (Pz₂₋₃); 6 — граниты (Pz₃); 7 — плагииграниты (Pz₂₋₃); 8 — диоритовые порфиры (C₁); 9 — габбро (D₂₋₃); 10 — серпентиниты (Pz₂); 11 — разломы; 12 — антиклинали: I — Мариновская, III — Первомайская; 13 — Ново-Николаевская грабен-синклиналь (II); 14 — положение слоистости; 15 — колчеданные месторождения (а) и рудопроявления (б): 1 — Ново-Николаевское, 2 — Северное, 3 — Кызылмаякское.

А — Кундыбаевский антиклинорий; Б — Катенинский синклинорий.
Цифры в кружочках — интрузивы: 1 — Толстинский, 2 — Новокатенинский, 3 — Ново-Николаевский, 4 — Ульяновский

го составов общей мощностью до 1000 м. Л. Д. Булыкин и В. М. Чайка в верхней части толщи отмечают присутствие альбитофиров и кварцевых альбитофиров. Раннесилурийские вулканы залегают в ядре Первомайской антиклинали и в крыльях Ново-Николаевской грабен-

синклинали. Возраст их определяется по залеганию под фаунистически охарактеризованной осадочной толщей среднего — верхнего лландове-ра. Толща сложена кремнистыми и углисто-кремнистыми сланцами, песчаниками и алевролитами общей мощностью 1530 м.

На осадочных породах раннего силура залегает вулканогенная толща, относимая предположительно к позднему силуру—раннему девону. В юго-западной и северной частях района она представлена базальтовыми порфиритами и их туфами, в восточной — андезит-базальтовыми и андезитовыми пироксен-плагиоклазовыми порфиритами, реже дацитовыми порфиритами, туфами и туффитами. В северном направлении полоса распространения рассматриваемых вулканитов прослеживается до границы района. Среди кислых и основных эффузивов закартированы субвулканические тела и дайки дацитовых порфиритов и кварцевых липарит-дацитовых порфиров. Общая мощность этой толщи 1500 м.

Несогласно на различных горизонтах сланцев и эффузивов залегает горизонт черных кремнистых сланцев с прослоями полимиктовых песчаников и известняков с фауной среднего девона и франского яруса. Широкая полоса этих пород простирается восточнее вулканогенной толщи. Синклинальные структуры района выполнены фаменско-раннетурнейскими терригенными отложениями варненской свиты, содержащими линзы известняков. Среди терригенных пород залегает толща пироксен-плагиоклазовых и плагиоклазовых порфиритов. В наиболее глубоких наложенных мульдах обнажены позднеурнейско-ранневизейские терригенные и карбонатные породы.

Сопоставляя геологический разрез Ново-Николаевского района с рудными районами Магнитогорского мегасинклинория, можно коррелировать ордовикско-раннесилурийские вулканиты с сакмарской и поляковской свитами, позднесилурийско-раннедевонские эффузивы — с ирендыкской и карамалыташской свитами, позднедевонско-раннетурнейские образования — с колтубанской и зилаирской свитами, а позднеурнейско-ранневизейские — с березовской свитой.

Расположение Ново-Николаевского района в зоне сочленения Восточно-Уральского прогиба и Зауральского поднятия предопределило линейный характер и высокую напряженность геологических структур. В западном крыле Кундыбаевского антиклинория падение пород западное под углом 45—85°, а местами западное крыло опрокинута на восток. Восточное крыло падает более полого под углом 30—65° на восток.

Западная часть Ново-Николаевского района насыщена интрузивными породами. Более древние средне-позднедевонские — габбро, кварцевые диориты и плагиограниты — залегают среди позднесилурийско-раннедевонской вулканогенной толщи. Вероятно, эти породы являются комагматами вмещающих эффузивов и могут быть выделены в качестве ново-николаевского габбро-плагиогранитного комплекса. Крупный массив пород этого комплекса расположен в ядре Мариновской антиклинали. Западная его часть сложена габбро и габбро-диабазами, а восточная — плагиогранитами. Между ними установлены невыдержанные зоны диоритов и грано-диоритов. Восточнее габбро-плагиогранитного массива распространены интрузии диоритов и диоритовых порфиритов, относимые к раннему карбону. Позднепалеозойские граниты представлены более крупными массивами (Толстинский), секущими разновозрастные эффузивно-осадочные толщи и более ранние интрузивы.

На площади Ново-Николаевского рудного района выявлены одноименное колчеданное месторождение и ряд рудопроявлений.

Ново-Николаевское колчеданно-полиметаллическое месторождение находится северо-восточнее ж.-д. ст. Карталы. Оно приурочено к западному крылу Ново-Николаевской грабен-синклинали и располагает-

ся в зоне Тарутинско-Наследницкого разлома. В разрезе месторождения выделяются следующие толщи (сверху): 1) терригенная с прослоями верхнедевонских известняков; 2) сланцевая, состоящая из кварц-серицитовых, кварц-серицит- и кварц-хлоритовых сланцев по эффузивам позднесилурийско-раннедевонского возраста и частично по вышележащим туфам и песчаникам; 3) эффузивная, состоящая преимущественно из рассланцованных лав и туфов основного состава и в подчиненном количестве — альбитофиров и кварцевых альбитофиров (в верхней части). Простираение пород меридиональное, падение восточное под углом 45—70°.

По данным П. А. Бурковой и Л. А. Дергилевой, на месторождении выделено 20 мелких линзовидных рудных тел, залегающих в толще сланцев согласно со сланцеватостью. Общая протяженность рудной зоны 3 км. Руды представлены серным и медистым колчеданом, медистыми вкрапленниками, медистыми магнетитами, медисто-магнетитовыми вкрапленниками, свинцово-цинковыми и цинковыми вкрапленниками. Вкрапленные медные руды некоторых линз с глубиной переходят в серный колчедан. Скарново-магнетитовые руды развиты преимущественно в южной части месторождения, где они приурочены к верхней части сланцевой и нижней части терригенной толщ. Свинцово-цинковые и цинковые вкрапленники залегают в линзах известняков. Рудные минералы месторождения представлены пиритом, халькопиритом, магнетитом, сфалеритом, галенитом, арсенопиритом. Реже встречаются борнит, блеклые руды, пирротин, молибденит. К западу от месторождения расположен Ново-Николаевский массив плагиогранитов.

Залегание рудных тел Ново-Николаевского месторождения среди метаморфизованных эффузивов, присутствие в последних субвулканических тел кварцевых альбитофиров, развитие серицит-кварцевых метасоматитов и существенно сфалерит-халькопирит-пиритный состав руд позволяют относить это месторождение к колчеданному типу. Не ясно, связано ли это месторождение с позднесилурийско-раннедевонским вулканизмом или с интрузией плагиогранитов. Вследствие внедрения раннекаменноугольных диорит-порфиритов произошло наложение скарново-магнетитовой и полиметаллической минерализации. Возможно, последняя — результат переотложения более низкотемпературных минералов колчеданных руд.

Особенность всех рудных районов, распространенных в пределах Восточно-Уральского и Зауральского поднятий, т. е. залегающих на гранитизированном фундаменте, — широкое проявление процессов метаморфизма. Метаморфизм вмещающих вулканогенных пород соответствует зеленосланцевой (а не зеленокаменной) фации и фации эпидотовых амфиболитов. В отличие от Магнитогорского мегасинклинория в породах рассматриваемых районов широко развиты амфибол и биотит, но отсутствуют пренит, пумпеллиит, цеолиты.

На месторождениях, расположенных в пределах поднятий, в составе околорудных метасоматитов присутствуют биотит, мусковит, кристаллический гематит. Метасоматические породы обычно перекристаллизованы с образованием микрокристаллических структур, прожилков и секущих зон рассланцевания.

В рудах колчеданных месторождений рассматриваемых районов также проявились метаморфические процессы. На Светлинском месторождении широко развит пирротин, встречаются магнетит и кубанит. В рудах Ново-Николаевского месторождения также отмечены магнетит и пирротин. Внедрение раннекаменноугольных диоритов сопровождалось скарновой и полиметаллической минерализацией. На Айдырлинском месторождении зафиксирована наложенная свинцово-цинковая минерализация, развитая иногда вдоль секущих трещин в зоне колчеданного оруднения.

Для Зауральского рудного района, в котором развиты преимущественно контрастно дифференцированные вулканиты, характерны существенно медные руды. Отношение содержания цинка к содержанию меди на Светлинском месторождении составляет 0,15—0,20. В Айдырлинском и Ново-Николаевском рудных районах кислые породы пользуются более широким распространением. Следствием этого является проявление медно-цинковых и полиметаллических руд.

РУДНЫЕ РАЙОНЫ, РАСПОЛОЖЕННЫЕ НА МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОМ ФУНДАМЕНТЕ

Представитель этой группы — Медногорский рудный район, расположенный в южной части Зиланрского мегасинклинория. Вопрос об автохтонности или аллохтонности рудовмещающих вулканитов района дискуссионный (Камалетдинов, 1974; Садрисламов, 1974), однако данные бурения глубоких скважин в Сакмарском антиклинории и геофизические данные показывают, что под вулканогенными толщами в районе залегают осадочные толщи раннего и среднего палеозоя и позднего докембрия большой мощности. И. С. Огарин (1973) Медногорский район отнес к Мраковскому блоку, для которого по геофизическим данным определены следующие мощности основных слоев земной коры: осадочного 10 км, гранитного 10 км, базальтового 18 км. Независимо от генезиса современных структур, состав фундамента Медногорского района существенно отличается от других, поэтому он отнесен к данной группе.

МЕДНОГОРСКИЙ РАЙОН

Медногорский район расположен в северной части Сакмарского антиклинория. Геология района и расположенных здесь колчеданных месторождений описаны в работах Г. Б. Роговера (1939), А. К. Германа и Л. Д. Русаковой (1962), Г. Ф. Яковлева и др. (1965), С. М. Кропачева и др. (Блявинский рудный район. . ., 1968), Г. П. Зарайского и др. (1969), Н. С. Скрипченко и А. Р. Воронова (1969). Описание геологического строения района приведено в основном по материалам С. М. Кропачева, Т. Я. Гончаровой, Г. Ф. Яковлева.

В геологическом строении Блявинского района участвуют фаунистически охарактеризованные отложения кембрия, ордовика, силура и девона. Кембрийские осадочные отложения, содержащие фауну археоциат, выходят на поверхность в виде небольших приподнятых блоков в Сакмарско-Кидрясовской антиклинальной зоне (рис. 63). Они отнесены к тереклинской свите, представленной кварцитовидными песчаниками и алевролитами с биогермами известняков, содержащих фауну археоциат.

Терригенные породы ордовикского возраста, выделенные в кидрясовскую и кураганскую свиты, распространены в основном в Сакмарско-Кидрясовской, Беркутовской и Чураевской антиклинальных структурах.

Силурийские отложения выполняют брахисинклинальные складки. Они представлены преимущественно вулканогенными породами, содержащими прослойки песчаников, алевролитов и кремнистых сланцев. В разрезе силура выделяются лландоверийская блявинская свита и лландовер-лудловская херсонковская свита. Блявинская свита в нижней части сложена спилитами, диабазами и базальтовыми порфиритами общей мощностью 1500—1700 м, в средней части — андезитовыми порфиритами с подчиненными потоками дацитовых порфиритов и липаритовых порфиров (мощностью 100—700 м), и в верхней части — базальтовыми порфиритами и вариолитами мощностью 120—300 м.

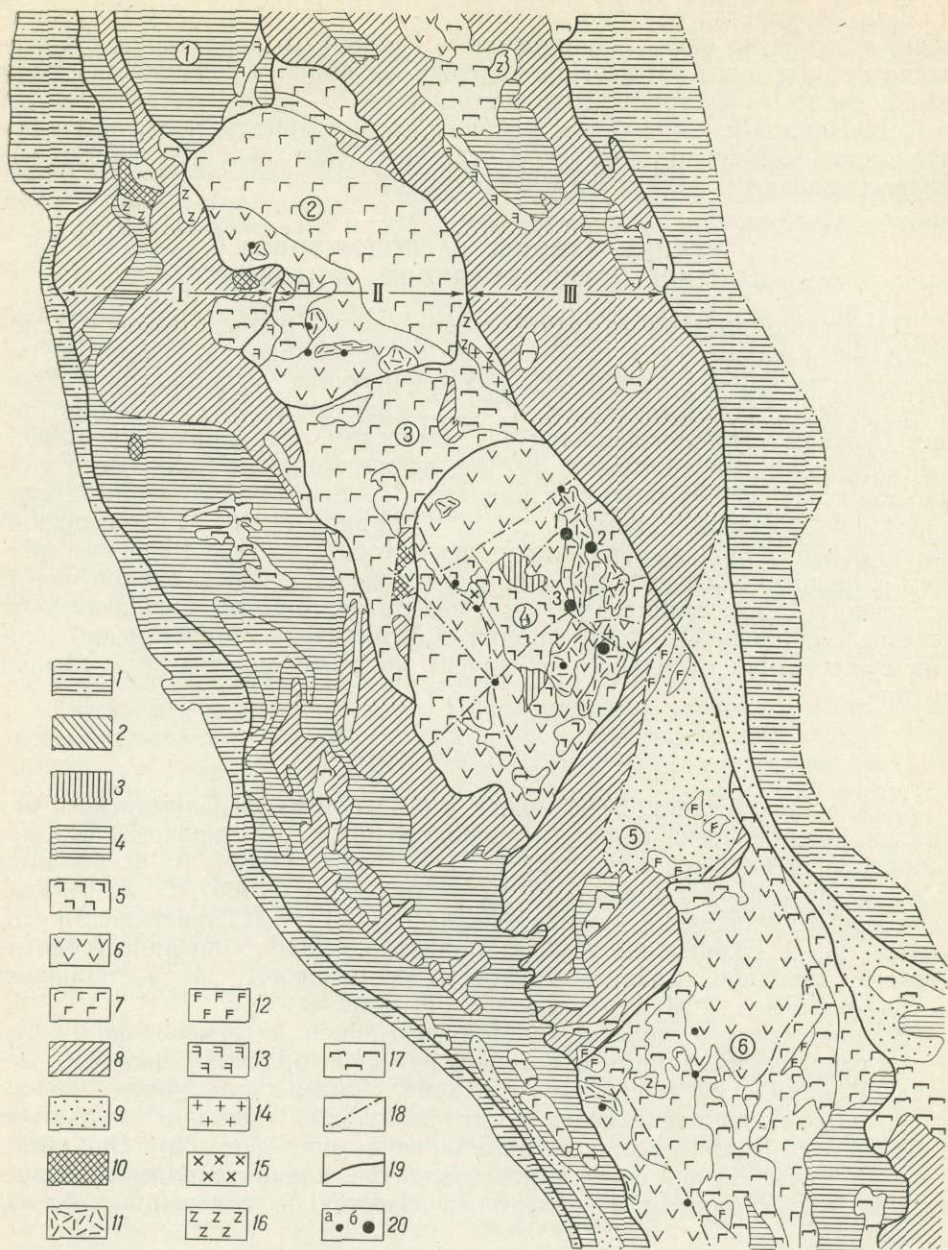


Рис. 63. Схематическая геологическая карта Медногорского рудного района. Составлена по материалам Н. К. Разумовского, А. В. Клочихина, Б. Ф. Хромых, Б. И. Хворова, Г. Ф. Яковлева, С. М. Кропачева, Т. Я. Гончаровой.

1 — песчаники и глинистые сланцы зилаирской свиты (D_3-C_1t); 2 — аргиллиты и известняки (D_2); 3 — андезит-базальтовые и дацитовые порфиры (D_1); 4 — кремнистые сланцы (S); 5 — базальтовые порфиры, кремнистые сланцы херсонской свиты (S_1ln-S_2ld); 6 — андезитовые, базальтовые и дацитовые порфиры верхнеблявинской подсвиты (S_1ln); 7 — базальтовые афириты и порфиры, кремнистые сланцы нижнеблявинской подсвиты (S_1ln); 8 — аргиллиты, алевролиты, туффиты кураганской свиты (O); 9 — песчаники, алевролиты кидрясовской свиты (O); 10 — известняки, песчаники тереклинской свиты ($Сп$); 11—13 — субвулканические породы: 11 — девонские кислые, 12 — девонские основные, 13 — силурийские основные; 14 — плагиграйты; 15 — диориты; 16 — габбро; 17 — гипербазиты; 18 — разрывные нарушения; 19 — границы структур: I — Сакмарско-Кидрясовская антиклинальная зона, II — Блявинско-Киндерлинская синклиальная зона, III — Чураевская антиклинальная зона. 20 — колчеданные рудопоявления (а) и месторождения (б): 1 — Блявинское, 2 — Разумовское, 3 — Комсомольское, 4 — Яман-Касы.

Цифры в кружочках: 1 — Шайтантауская синклиналь, 2 — Утягуловская брахисинклиналь, 3 — Ишмуратовская синклиналь, 4 — Блявинская синклиналь, 5 — Беркутовская поперечная антиклиналь, 6 — Киндерлинская синклиналь

Херсонковская свита распространена в центральной части Блявинской брахисинклинали. Нижняя толща этой свиты состоит из кремнисто-глинистых сланцев и фтанитов (мощность до 590 м), а верхняя толща — из базальтовых порфиритов (200—250 м) и кремнистых сланцев (200 м).

В геологическом разрезе раннего — среднего девона выделяются две толщи: нижняя предположительно раннедевонская, сложенная лавобрекчиями и туфами андезитового и андезит-базальтового состава мощностью более 170 м, и верхняя, представленная среднедевонскими известняками мощностью 300 м. Геологический разрез района завершается граувакковыми песчаниками позднего девона — раннего турне.

Среди эффузивно-туфовых толщ района широко распространены субвулканические породы. Выделяются два субвулканических комплекса: сидурийский и раннедевонский. Первый представлен небольшим количеством преимущественно согласных залежей диабазов, андезитовых и дацитовых порфиритов. Ко второму относятся многочисленные согласные и секущие тела липарит-дацитовых и липаритовых порфиров, дацитовых порфиритов и диабазов. Во втором комплексе резко преобладают кислые породы. Субмеридиональная зона субвулканических тел нижнедевонского возраста расположена в восточном крыле Блявинской синклинали. Субширотная зона субвулканических пород установлена в Утягуловской брахисинклинали. Протяженность субвулканических поясов в Блявинском районе достигает нескольких десятков километров (Яковлев и др., 1965).

В Медногорском рудном районе известны четыре медноколчеданных месторождения: Разумовское, Блявинское, Комсомольское и Яман-Касы. Все месторождения залегают в восточном крыле Блявинской синклинали среди вулканитов одноименной свиты.

Блявинское и Комсомольское медно-цинковые колчеданные месторождения располагаются среди вулканитов блявинской свиты. Падение вмещающих пород западное под углом 20—60°. В зону контакта свит внедрилась серия субвулканических тел кислого состава: дацитовых порфиритов, мелко- и крупнокварцевых липарит-дацитовых и липаритовых порфиров. В породах верхнеблявинской подсвиты установлены также согласные субвулканические залежи диабазов. Некоторыми исследователями кислые породы рассматриваются как эффузивные (Герман, Русакова, 1962).

Рудные тела приурочены к контакту кислых субвулканических тел и вышележащих основных эффузивов с туфопесчаниками верхнеблявинской подсвиты. Рудные тела падают на запад под углом 20—60°. Они имеют форму неправильных линз, залегающих в основном согласно с указанным контактом, но отдельные апофизы секут нижележащие кислые субвулканические тела (рис. 64). На Комсомольском месторождении широко развиты эксплозивные брекчии, местами замещенные массивной и вкрапленной рудой.

Кислые и основные вулканиты, залегающие в лежачем боку рудных тел, претерпели гидротермально-метасоматические изменения и превращены в серицит- и хлорит-серицит-кварцевые породы, содержащие вкрапленность пирита. На Комсомольском месторождении породы всяческого бока на расстоянии до 10—20 м от рудного тела хлоритизированы и карбонатизированы, а на расстоянии до 50—100 м гематитизированы.

Руды месторождений состоят в основном из пирита, марказита, мельниковита, халькопирита и сфалерита. В небольших количествах в рудах местами встречаются борнит, блеклые руды, алтаит, галенит, барит. Вдоль контакта кислых и основных пород на выклиниваниях сульфидных линз установлены своеобразные полосчатые сульфидные и сульфидно-гематитовые руды (Скрипченко, Воронов, 1969). Они пред-

ставляют собой чередование сульфидных полос с яшмами, кремнистыми сланцами, туффитами и туфами основного состава.

Геологический разрез Медногорского района в целом аналогичен такому же для рудных районов Магнитогорского мегасинклинория. От-

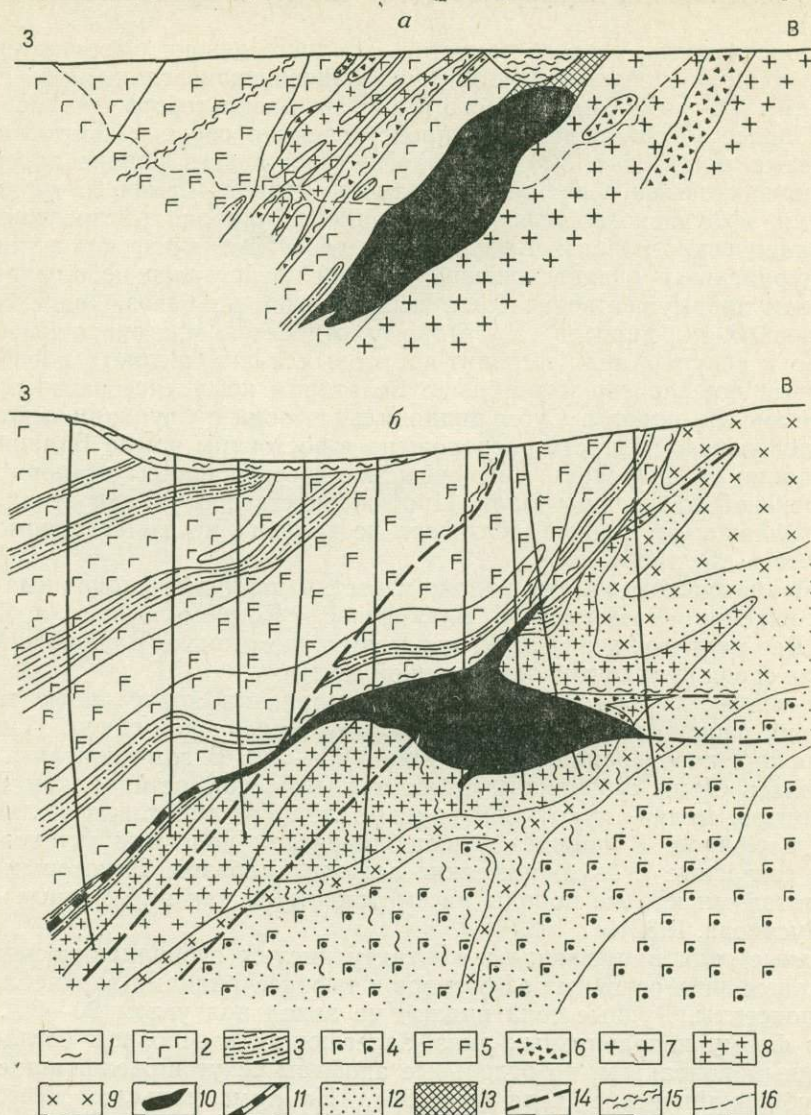


Рис. 64. Схематические геологические разрезы Блявинского (а) и Комсомольского (б) месторождений. По С. М. Кропачеву и др. (Блявинский..., 1968).

1 — рыхлые отложения; 2—4 — блявинская свита (S₁In); 2 — базальтовые порфиры, афириты, вариолиты, 3 — туффиты, яшмы, углисто-глинистые сланцы; 4 — базальтовые порфиры, диабазы; 5—9 — субвулканические образования; 5 — среднезернистые диабазы, 6 — эксплозивные брекчи, 7 — крупнокварцевые липаритовые порфиры, 8 — мелкокварцевые липаритовые порфиры, 9 — дацитовые порфиры; 10 — массивные медноколчеданные руды; 11 — полосчатые сульфидные и сульфидно-гематитовые руды; 12 — кварц-хлорит-серцитовые метасоматиты (с реликтами пород показанных соответствующими знаками); 13 — бурые железняки; 14 — разрывные нарушения; 15 — зоны рассланцевания; 16 — контур карьера

лично этого района — широкое проявление более низкотемпературного метаморфизма с развитием криптокристаллического гематита, халцедона, цеолитов. Руды колчеданных месторождений Медногорского района также характеризуются относительно низкотемпературными минеральными ассоциациями (мельниковит, марказит) и структурами (кол-

ломорфная, порошковая), что свидетельствует о несколько отличных условиях геологического развития района, по крайней мере в послераннедевонское время. Можно предположить, что рудоносный комплекс вулканитов Медногорского района в раннем или среднем девоне был отторгнут от материнского вулканического хребта и перемещен в западном направлении с надвиганием на осадочные породы Зилаирского прогиба. Раннее отторжение рудоносных образований от вулканогенерирующих структур способствовало прекращению здесь процессов метаморфизма, связанных с последующими фазами развития вулканизма.

Сопоставляя особенности строения и развития трех групп рудных районов по характеру подстилающего фундамента (см. табл. 14), можно сделать вывод, что первичным для всех рудных районов является эвгеосинклинальный фундамент. Метаморфизм (частичная гранитизация) этого фундамента или появление миогеосинклинальной основы под рудовмещающими вулканогенными комплексами связаны с последующими геологическими процессами, которые могут привести к усилению метаморфизма рудовмещающих пород и руд в случае проявления гранитизирующих процессов или к преждевременному прекращению метаморфических процессов, в связи с перемещением рудоносных пород из зон активного магматизма в относительно спокойные тектонические условия.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сложность геологического строения, трудность диагностики первичного состава и фаций вмещающих пород, полиминеральный и невыдержанный состав руд обусловили дискуссионность проблемы генезиса колчеданных месторождений. Не рассматривая всех высказанных ранее точек зрения по данной проблеме, напомним главные из них.

По вопросу о связи колчеданных месторождений с рудовмещающими вулканитами существуют два основных представления. Одни геологи считают эту связь парагенетической (Заварицкий, 1936, 1943; Ковалев, 1944; Иванов, 1964). Другие — структурно-литологической, т. е. вулканогенные породы и зоны расланцевания в них явились благоприятной средой для рудоотложения, а последнее значительно моложе вулканических процессов (Кузнецов, 1939; Бородаевская, 1962; Вахромеев, Бобохов, 1966).

Среди сторонников парагенетической связи колчеданных месторождений с вулканогенными породами существуют две основные точки зрения на место и время отложения колчеданных руд: 1) рудоотложение сингенетично подводным извержениям и происходило на дне моря эксгаляционно-осадочным путем (Иванов, 1947, 1969; Ленных, Лазарев, 1962; Скрипченко, 1972); 2) руды отлагались на определенной глубине от земной поверхности в благоприятных геолого-структурных и физико-химических условиях на заключительных стадиях и после прекращения активного поверхностного вулканизма (Бородаевская и др., 1973; Прокин, 1972, 1975; Сопко, 1969, 1975). В. И. Смирновым (1960) развивается представление о различных способах формирования колчеданных руд.

Новые данные по геологии и закономерностям размещения колчеданных месторождений позволяют пересмотреть существующие представления на условия их формирования. Сосредоточим внимание на двух главных вопросах: геологических условиях формирования колчеданных месторождений и механизме накопления вещества сульфидных залежей.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В. И. Смирнов (1960) выделил три способа формирования колчеданных залежей: 1) осадочно-эксгаляционный, 2) субвулканический эксгаляционно-гидротермальный, 3) гидротермально-метасоматический. Позднее (Смирнов, 1974₁) эта классификация уточнена. В группе колчеданных месторождений выделено три генетических класса: вулканогенно-осадочные, вулканогенно-гидротермальные и комбинированные.

На некоторых колчеданных месторождениях Южного Урала — Блявинском (Скрипченко, Воронов, 1969), Сибайском (Рокачев, 1965; Скрипченко, 1972) установлены небольшие прослои руд, согласные с вмещающими породами и ассоциирующие с кремнистыми туффитами. П. И. Пирожком на Учалинском месторождении обнаружены прослои вкрапленных руд мощностью до 1 м, состоящие из тонкого переслаивания псаммитовых и алевроитовых туффитов в различной степени насыщенных пиритом. Отдельные прослои отличаются друг от друга различной крупностью зерен пирита (от пылевидной до 1—1,5 мм). Пере-

численные примеры слоистых руд на колчеданных месторождениях пластообразной формой, переслаиванием с туфами и туффитами и близостью к центрам вулканических извержений удовлетворяют признакам сингенетического вулканогенно-осадочного рудообразования (Смирнов, 1968). В то же время С. А. Рокачевым доказано, что на Сибайском месторождении ранняя только пиритная минерализация, а медное и цинковое оруденение наложилось позднее.

О возрасте промышленных медно-цинковых колчеданных залежей можно судить по следующим фактам. Колчеданные месторождения приурочены преимущественно к верхним частям разрезов спилит-кератофировых формаций (см. рис. 12). В тех случаях, когда колчеданные залежи занимают более низкое стратиграфическое положение в разрезах спилит-кератофировых свит, они тесно ассоциируют с внедрившимися магматическими телами (Блявинское, Комсомольское, Бурибайское, Учалинское месторождения). На некоторых месторождениях рудные тела залегают на контакте вулканитов спилит-кератофировых формаций с перекрывающими породами других формаций (месторождения им. XIX партсъезда, Тубинское, Балтатауское, Западно-Ащebutакское, Светлинское).

На Балтатауском месторождении околорудные гидротермальные изменения наложилось на нижние горизонты покрывающих пород, относящихся к андезит-базальтовой формации. На Западно-Ащebutакском месторождении гидротермально изменены и туфогенно-осадочные отложения среднедевонской улутауской свиты. Однако на всех месторождениях Магнитогорского мегасинклинория вышележащие толщи осадочных пород позднего девона не несут колчеданного оруденения, а во франских конгломератах присутствуют обломки околорудных измененных пород колчеданных месторождений (Прокин, Захарова, 1969; Захарова, 1970). Следовательно, процессы колчеданного рудообразования, приводящие к формированию промышленных месторождений, происходили преимущественно на заключительных этапах спилит-кератофирового магматизма, продолжались еще после завершения активного вулканизма, но прекратились до позднего девона.

Локальные закономерности размещения колчеданных месторождений изложены в главе III. Перечислим некоторые выводы, объясняющие геологические условия формирования колчеданных залежей.

1. Многие колчеданные месторождения расположены в пределах вулканических построек центрального типа, сложенных породами спилит-кератофировой формации. В основании рудоносных вулканических построек залегают эффузивы основного состава, а в верхних их частях присутствуют кислые вулканиты.

2. Все колчеданные месторождения приурочены к тектонически ослабленным зонам древнего синвулканического заложения. Главные формы проявления рудоконтролирующих тектонических нарушений — вулканические жерла, зоны синвулканического расщепления, сбросы и взбросы, межслоевые подвижки и зоны объемного брекчирования. На закрытых месторождениях (Октябрьское, Подольское) установлено, что рудоконтролирующие зоны разрывных нарушений не выходят на поверхность, а замыкаются под экранирующими горизонтами.

3. Установлено широкое распространение на рудных полях и присутствие на всех колчеданных месторождениях внедрившихся фаций магматических пород — субвулканических и гипабиссальных тел. Последние являются комагматами вулканических пород спилит-кератофировой формации. Многие из них размещаются в тех же тектонически ослабленных зонах, к которым приурочены колчеданные месторождения.

4. Среди рудовмещающих толщ и особенно в зонах рудоотложения распространены обломочные породы различных генетических типов.

Среди них выделяются пирокластические, осадочные, эруптивные и тектонические разности.

5. Над колчеданными залежами установлены горизонты и толщи вулканогенных и туфогенно-осадочных пород более плотных и менее деформированных, чем рудовмещающие толщи.

6. Горные породы рудовмещающих толщ претерпели метаморфизм зеленокаменной и пумпеллит-пренитовой фаций регионального метаморфизма. Многие месторождения приурочены к пограничным зонам этих фаций.

7. Ореолы гидротермально-метасоматических околорудных изменений и эндогенные геохимические ореолы проникают в надрудные толщи вулканитов спилит-кератофировой формации, а на отдельных месторождениях — в нижние горизонты перекрывающих толщ андезит-базальтовой формации. На некоторых месторождениях (Учалинское) ореол околорудных изменений боковых пород оконтурен скважинами на глубину, следовательно рудообразующая гидротермальная система функционировала в объемах несколько больших, чем месторождения, но сопоставимых с размерами последних.

8. Вертикальный диапазон распространения колчеданных руд достигает 2000 м (Гайское месторождение). На отдельных месторождениях наблюдается многоэтажность оруденения, локализующегося на различных стратиграфических уровнях (Маканское и Узельгинское рудные поля).

9. Наряду с согласными колчеданными залежами, горными работами и скважинами установлены секущие рудные тела.

Наложение гидротермальных изменений, сопровождающих промышленные колчеданные залежи, на вышележащие толщи (Прокин, 1963, 1967) и проявление в последних первичных геохимических ореолов (Овчинников, Баранов, 1970) свидетельствуют о том, что главные массы руд промышленных месторождений отлагались на определенной глубине, сопоставимой с уровнем становления субвулканических тел. Это подтверждается большим вертикальным диапазоном рудоотложения (до 2000 м). Наблюдаемая зональность околорудных изменений и рудных тел свидетельствует об одновременности проявления процессов рудоотложения во всем указанном интервале глубин.

Перечисленные факты дают возможность предположить, что формирование промышленных колчеданных залежей на Южном Урале происходило на некоторой глубине вблизи тектонически ослабленных зон под экранирующими толщами и горизонтами. Под экранами вблизи рудоподводящих тектонических нарушений в пористых горизонтах концентрировались рудоносные гидротермальные растворы. Источниками тепла служили материнские магматические очаги спилит-кератофировых формаций. Под действием их тепла рудовмещающие эффузивы претерпели метаморфизм зеленокаменной и пумпеллит-пренитовой фаций. Первая проявилась среди вулканитов на более глубоких горизонтах — на уровне рудообразования и глубже, а вторая — преимущественно в надрудных толщах, включая перекрывающие толщи вулканомиктовых пород. Изменения пумпеллит-пренитовой фации завершились позднее, чем зеленокаменный метаморфизм. Следовательно, южно-уральские колчеданные месторождения следует относить в основном к вулканогенно-гидротермальным и частично комбинированным (Блявинское, Сибайское), по классификации В. И. Смирнова (1974).

Итак, можно сделать вывод, что промышленные колчеданные месторождения сформировались в поздние стадии спилит-кератофирового вулканизма и сопровождающей его интрузивной деятельности. Главные рудоконтролирующие факторы этого процесса — тектонически ослабленные зоны (включая жерла вулканов), внедрившиеся магматические тела, зоны пористых пород и экранирующие горизонты. Однако в ре-

альных условиях встречаются безрудные вулканические постройки, разрывные нарушения и внедрившиеся тела. Очевидно для формирования месторождения необходимо совмещение в пространстве и во времени всех перечисленных факторов. Кроме того, для накопления промышленных количеств руд указанные благоприятные условия должны существовать длительное время.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЧЕДАННЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

На Южном Урале возможно проявление подводного вулканогенно-осадочного колчеданного рудообразования. Наряду с этим доказано широкое развитие и большие масштабы умеренно глубинного гидротермально-метасоматического способа формирования колчеданных руд. Процесс вулканогенно-осадочного рудоотложения детально разработан Н. С. Скрипченко (1972). Попытаемся объяснить механизм гидротермально-метасоматического способа отложения колчеданных руд на субвулканическом уровне глубин.

Для получения более объективных доказательств генезиса колчеданных залежей и исходных материалов для выяснения механизма рудообразования автором совместно с А. К. Тимергазиной, М. И. Исмагиловым, М. З. Исмагиловой проведен подсчет баланса вещества на Бурибайском медноколчеданном, Молодежном и Майском медно-цинковых месторождениях.

Повсеместное сопровождение колчеданных залежей ореолами гидротермально-метасоматических изменений боковых пород, закономерное строение этих ореолов и определенное положение в них колчеданных залежей позволяют считать, что рудоотложение и околорудный метасоматоз — результаты единого гидротермального процесса. Общность гидротермального процесса и сохранность минерального и химического составов зон околорудных изменений дают возможность провести количественную оценку миграции вещества в процессе рудообразования.

К месторождениям, выбранным в качестве объектов подсчета баланса вещества, предъявляются следующие требования: 1) относительно постоянный первичный химический состав горных пород на всем месторождении или в отдельных его частях; 2) отсутствие наложенных этапов аллохимического метаморфизма, искажающих картину метасоматической зональности; 3) сравнительно высокий уровень эрозии, обеспечивший сохранность рудных тел и главных зон измененных пород; 4) достаточная освещенность месторождений буровыми скважинами или горными выработками; 5) изученность минерального, химического составов, морфологии рудных тел и главных зон измененных боковых пород.

Геологическое строение, состав и зональность ореолов околорудных метасоматических изменений Бурибайского, Молодежного и Майского месторождений приведены в главах III, IV (см. рис. 32, 37). Выбранные месторождения в основном отвечают перечисленным требованиям, за исключением сравнительно низкого уровня эрозии, а следовательно, неполной сохранности зон околорудных метасоматических изменений и рудных тел на Бурибайском месторождении (это учтено при интерпретации результатов подсчета).

Особенности морфологии рудных тел, наличие останцов боковых пород в руде, постепенных переходов между вмещающими породами и рудными телами свидетельствуют о метасоматическом способе образования изученных сульфидных залежей без существенного изменения объема горных пород. Это позволило провести подсчет баланса вещества атомно-объемным методом (Рудник, 1962). Вся последовательность вычислений изложена в ранних работах автора (Прокин и др., 1968; Прокин, Тимергазина, 1969). Ниже приводим результаты подсчета баланса вещества (табл. 15, 16, рис. 65).

Привнос и вынос химических элементов в различные зоны руд
и околорудных изменений (в тыс. т)

Номер зоны	Зона	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	H	O	S	Ba	Cu
<i>Бурибайское месторождение</i>													
I	Декальцизации	+371,5	-25,3	+160,4	+67,5	-498,1	-244,8	-16,9	+8,4	+303,9	-67,5	—	+8,4
II	Серицитизации	+193,2	-100,2	+157,4	+53,7	-218,2	-161,0	+25,0	+3,6	+118,0	-32,2	—	+0,7
III	Серицит-хлорит-кварцевая	1242,3	-667,9	+601,1	+227,1	-801,5	-961,8	+227,1	+26,7	+601,1	+494,2	—	0
IV	Серицит-кварцевая	+418,1	-214,4	+118,9	-192,8	-106,3	-129,7	+70,3	-16,2	-133,3	+434,3	—	-0,5
V	Вкрапленные руды	+30,9	-38,2	+221,7	-29,7	-19,1	-22,0	+8,2	-4,1	-144,1	+286,6	—	-0,1
VI	Массивные руды	-580,0	-211,4	+1512,6	-119,5	-58,3	-71,1	-1,0	—	-1142,1	1922,6	—	+118,6
<i>Молодежное месторождение</i>													
I	Эпидотизации	-835,8	+66,9	+635,2	+568,3	+1671,6	-1504,4	+501,5	+167,2	+1069,8	-133,7	+33,4	-1,0
II	Гематитизации	-1368,6	+659,9	+73,3	-112,2	+112,2	+488,8	+97,8	—	-830,9	-73,3	0,0	-0,7
III	Серицитизации	+624,1	+53,0	+254,6	+685,3	-567,3	-1640,4	+711,7	+129,7	+600,2	+167,6	+40,7	-0,1
IV	Серицит-хлорит-кварцевая	+6246,0	-390,4	+7612,4	+2147,1	-8913,6	-4554,4	+910,9	-65,1	+390,4	+3188,1	0,0	+11,7
V	Серицит-кварцевая	+4828,2	-1161,8	-1704,9	-1058,2	-2079,6	-1635,5	+1122,8	-119,7	+348,0	+1147,0	+16,1	+0,2
VI	Вкрапленные руды	+41,9	-187,8	+816,4	-167,6	-211,1	-114,9	+37,3	-27,9	-724,8	1205,9	+91,6	+105,5
VII	Массивные руды	-1908,7	-425,4	+3314,8	-41,9	-68,3	-202,8	-15,4	-6,6	-2561,1	+3927,6	+526,9	+238,0
<i>Майское месторождение</i>													
I	Серицитизации	-54,4	+66,7	-8,8	+5,3	+49,1	-73,7	+75,4	—	+12,3	+21,1	—	—
II	Баритизации	-8,3	-0,7	-3,2	-2,7	+4,7	-5,0	-0,1	—	-10,3	+7,9	+24,0	—
III	Серицит-хлорит-кварцевая	+187,2	-83,7	-54,2	+168,0	-172,4	-560,3	+314,6	—	-71,7	+443,5	+10,5	—
IV	Серицит-кварцевая	+199,4	-61,8	-44,9	-11,2	-30,9	-278,5	+168,5	—	+50,6	+106,7	—	—
V	Руды	-154,5	-25,5	+153,9	+2,4	+13,1	-58,2	+23,8	—	-202,6	+320,2	+117,6	—

Привнос и вынос химических элементов в целом по месторождению (в изученных блоках) (в тыс. т)

Место-рождение	Привнос — вынос	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	H	O	S	Ba	Cu	Сумма
Бури-байское	Привнос	2 225,1	0	2 772,1	348,3	0	0	330,6	38,7	1023,0	3137,7	—	127,7	10 003,2
	Вынос	610,9	1257,4	0	342,0	1 701,5	1590,4	17,9	20,3	1419,5	99,7	—	0,6	7 060,2
	Разность	+1 614,2	-1257,4	+2 772,1	+6,3	-1 701,5	-1590,4	+312,7	+18,4	-396,5	+3038,0	—	+127,1	+2 943,0
	Кк	27 (+)	0 (-)	0 (+)	98 (+)	0 (-)	0 (-)	5 (+)	52 (+)	72 (-)	3 (+)	—	0,6 (+)	—
Моло-дежное	Привнос	11 740,2	779,8	12 706,7	3400,7	1 783,8	488,8	3382,0	296,3	2408,4	9636,2	708,7	355,4	47 687,6
	Вынос	4 113,1	2165,4	1 704,9	1379,9	11 839,9	9652,4	15,4	219,3	4116,8	207,0	—	1,8	35 415,9
	Разность	+7 627,1	-1385,6	+11 001,8	+2020,8	-10 056,1	-9163,6	+3366,6	+77,6	-1708,4	+9429,2	+708,7	+353,6	+12 271,7
	Кк	35 (+)	36 (-)	13 (+)	41 (+)	15 (-)	5 (-)	0,5 (+)	74 (+)	59 (-)	2 (+)	0 (+)	0,5 (+)	—
Майское	Привнос	386,6	66,7	153,9	175,7	66,9	—	582,3	—	62,9	899,4	152,1	—	2 546,5
	Вынос	217,2	171,7	111,1	13,9	203,3	975,7	0,1	—	284,6	0	0	—	1 977,6
	Разность	+169,4	-105,0	+42,8	+161,8	-136,4	-975,7	+582,2	—	-221,7	+899,4	+152,1	—	+568,9
	Кк	56 (+)	39 (-)	72 (+)	8 (+)	33 (-)	0 (-)	0 (+)	—	22 (-)	0 (+)	0 (-)	—	—

Для облегчения сопоставления привноса и выноса какого-либо компонента, т. е. определения степени его компенсации в пределах изученного блока на каждом месторождении, автором предложен коэффициент компенсации — Кк. Этот коэффициент определяется путем сопоставления двух цифр, суммарного привноса и суммарного выноса данного компонента во всех зонах изученного блока. Отношение наименьшего абсолютного значения из этих двух цифр к наибольшему, выраженное в процентах, и является коэффициентом компенсации. Чем выше коэффициент компенсации, тем больший процент компонента, выносимого из одних зон окколорудных измененных пород или руд, компенсируется привносом его в другие зоны. Положительный или отрицательный знак коэффициента указывает соответственно на преобладание привноса или выноса.

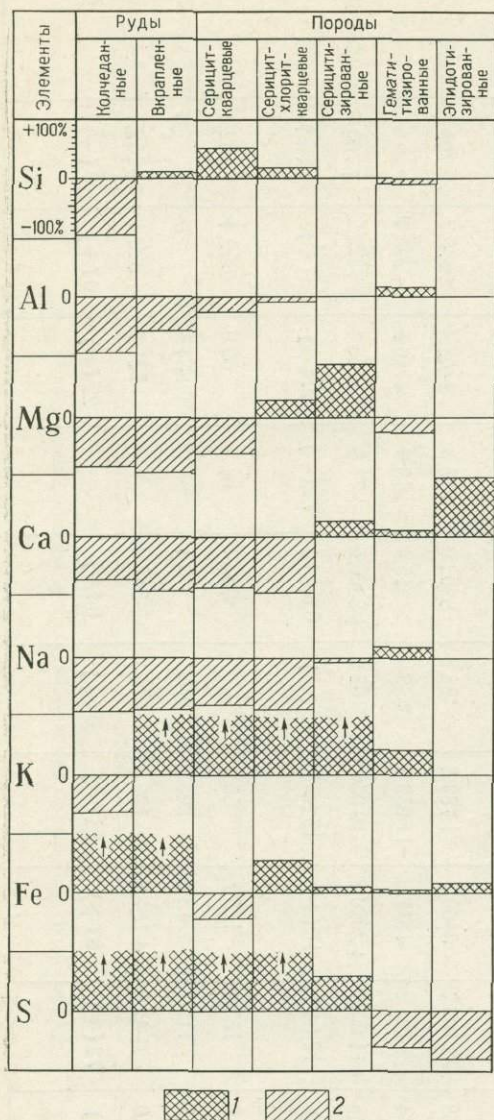


Рис. 65. Привнос и вынос основных мигрирующих элементов в различные зоны руд и гидротермально измененных пород Молодежного месторождения (в % от содержания в неизмененных породах). Составили В. А. Прокин и А. К. Тимергазина.

1 — привнос; 2 — вынос
Стрелка указывает на привнос более 100%. Зоны серицит-кварцевых и серицит-хлорит-кварцевых пород развиты по основным эффузивам, а серицитизированных, гематитизированных и эпидотизированных пород — по кислым вулканитам

Этот коэффициент определяется путем сопоставления двух цифр, суммарного привноса и суммарного выноса данного компонента во всех зонах изученного блока. Отношение наименьшего абсолютного значения из этих двух цифр к наибольшему, выраженное в процентах, и является коэффициентом компенсации. Чем выше коэффициент компенсации, тем больший процент компонента, выносимого из одних зон окколорудных измененных пород или руд, компенсируется привносом его в другие зоны. Положительный или отрицательный знак коэффициента указывает соответственно на преобладание привноса или выноса. Нулевое значение коэффициента компенсации свидетельствует о том, что данный компонент только выносится из ореола окколорудного и рудного метасоматоза $K_k=0$ (-) или привносится в него $K_k=0$ (+).

Кратко охарактеризуем поведение каждого элемента в ореоле окколорудных гидротермально-метасоматических изменений горных пород трех изученных месторождений.

Кремний вынесен из зон рудоотложения и привнесен в метасоматические породы. В небольшом количестве он вынесен и из некоторых зон частичных изменений Молодежного и Майского месторождений. На всех месторождениях преобладает привнос кремния, о чем свидетельствуют положительные коэффициенты компенсации (см. табл. 16), которые изменяются от 27 (+) до 56 (+).

Алюминий также вынесен из внутренних зон ореола окколорудных изменений. Наибольшее количество алюминия вынесено из зон замещения пород сульфидами и из метасоматитов. Во внешние зоны частичных изменений Молодежного и Майского месторождений (зоны серицитизации, гематитизации и эпидотизации) алюминий привне-

сен. О преобладании выноса глинозема из ореолов околорудных изменений свидетельствуют отрицательные коэффициенты компенсации. На более глубинном Бурибайском месторождении наблюдается наибольшая подвижность алюминия. Он вынесен здесь из всех изученных зон. С уменьшением глубины рудоотложения миграционная способность алюминия падает, поэтому на Майском месторождении коэффициент компенсации этого элемента достигает 39 (—).

Железо ведет себя по-разному на медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях. На первых преобладает привнос железа в изученные блоки. Так, на Бурибайском месторождении железо привнесено во все зоны, что привело к нулевому коэффициенту его компенсации. На Майском месторождении, для которого характерны небольшие тела преимущественно вкрапленных руд и мощные зоны выщелачивания, почти все железо, присутствующее в рудах можно объяснить заимствованием из вмещающих пород. Коэффициент компенсации железа здесь достигает 72(+).

Магний, как правило, вынесен из зон рудоотложения и серицит-кварцевых пород, т. е. из самой внутренней части ореола околорудных изменений и привнесен во все наружные зоны — хлоритсодержащие метасоматиты и зоны частичных изменений. Исключением является вынос магния из зоны гематитизации Молодежного месторождения, что можно объяснить повышенной активностью железа и кальция в этой зоне. На Бурибайском месторождении почти весь магний, выщелоченный из зон серицит-кварцевых пород и руд, переотложен в наружных зонах. Коэффициент компенсации магния здесь составляет 98(+). На других месторождениях также преобладает привнос магния, о чем свидетельствуют положительные коэффициенты его компенсации.

Кальций тоже вынесен из внутренних зон и привнесен в наружные, но сфера его выноса более широкая, чем магния, поэтому коэффициент компенсации кальция имеет отрицательный знак. При этом на Бурибайском месторождении, где установлена широкая зона декальцизации и весь подсчетный блок не выходит за ее пределы, коэффициент компенсации кальция равен 0(—).

Натрий вынесен почти из всех зон ореола околорудных изменений, что объясняется разложением полевого шпата и замещением его калиевыми слюдами. Коэффициент компенсации натрия, как правило, равен 0(—). Небольшой привнос натрия за счет вторичного альбита отмечен в зоне гематитизации Молодежного месторождения.

Водород вынесен из рудных зон и внутренней части объема метасоматитов. Привносится этот компонент в наружную часть метасоматитов и в частично измененные породы за счет обильного развития гидроксилсодержащих минералов — хлорита и серицита. Коэффициент компенсации водорода 52(+) и 74(+).

Кислород вынесен из зон рудоотложения и метасоматитов с высоким содержанием сульфидов и привнесен в наружные зоны. Широкое развитие сульфидов в ореоле околорудного метасоматоза приводит к дефициту кислорода и отрицательным коэффициентом компенсации 22(—) и 72(—).

Сера привнесена в руды, метасоматические породы и внутренние зоны частичных изменений. Некоторый вынос этого элемента отмечен из наружных зон — гематитизации и эпидотизации, в связи с высоким потенциалом кислорода в этих зонах. Коэффициент компенсации серы колеблется в пределах 0(+)—3(+).

Медь привнесена почти во все зоны околорудного метасоматоза. Небольшой вынос меди из серицит-кварцевых пород и вкрапленных серноколчеданных руд установлен на Бурибайском месторождении. Однако количество меди, вынесенной из этих зон компенсирует только 0,6% всей меди, сконцентрированной на месторождении.

Степень миграции элементов в каждой зоне характеризуют коэффициенты привноса и выноса (табл. 17), вычисленные по методу Ф. В. Чухрова и Л. Б. Шлайна (1963) по следующим формулам:

$$K(-) = \frac{\Sigma \Delta(-)}{P_0} 100; \quad K(+) = \frac{\Sigma \Delta(+)}{P_0} 100; \quad K_c = \frac{P_0 \Sigma \Delta(-)}{P_п} 100,$$

где $K(-)$ и $K(+)$ — коэффициенты общего выноса и привноса в данную зону (%); K_c — коэффициент сохранения состава (%); $\Sigma \Delta(-)$ и $\Sigma \Delta(+)$ — сумма вынесенных и привнесенных компонентов в определенном объеме данной зоны (в 100 см³); P_0 — количество вещества в исходной породе (в 100 см³); $P_п$ — количество вещества в измененной породе (в 100 см³).

Таблица 17

Коэффициенты выноса, привноса и сохранения состава для Бурибайского месторождения

Номер зоны	Зона	K(-)	K(+)	K _c
I	Неизмененные породы	—	—	100
II	Декальцированные породы	4,0	4,3	96
III	Серицитизированные породы	5,7	6,1	94
IV	Серицит-хлорит-кварцевые породы	7,2	9,9	90
V	Серицит-кварцевые породы	21,6	26,4	75
VI	Вкрапленные руды	40,3	68,4	47
VII	Массивные руды	87,8	138,4	8

Например, для серицит-кварцевых пород Бурибайского месторождения коэффициенты составляют: $K(-) = \frac{59,1}{273} 100 = 21,6$; $K(+)$ $= \frac{72,1}{273} \times 100 = 26,4$; $K_c = \frac{273 - 59,1}{286} 100 = 75$ (Прокин, Тимергазина, 1969, табл. 5).

Возрастание коэффициентов привноса и выноса и уменьшение коэффициента сохранения состава (см. табл. 17, рис. 66) свидетельствуют о закономерном увеличении степени миграции химических элементов в направлении от наружных к внутренним зонам метасоматоза.

Общее количество мигрирующих нерудных компонентов, измеряемое сотнями тысяч и миллионами тонн, превышает массу сульфидных руд (см. табл. 16). Это свидетельствует о подчиненности рудообразования более широким процессам миграции породообразующих элементов. Положительные балансы вещества на изученных месторождениях объясняются выносом преимущественно легких элементов — кислорода, натрия, кальция и привносом тяжелых — серы, железа.

В свете полученных результатов подсчета рассмотрим следующие вопросы механизма колчеданного рудообразования: форму и движущие силы миграции вещества, причины рудоотложения, источники главных рудообразующих химических элементов.

Главные петрогенные элементы (кремний, алюминий, магний, кальций, водород и кислород) вынесены из внутренних зон метасоматоза и переотложены во внешних зонах. Элементы с высокими коэффициентами компенсации, например магний на Бурибайском месторождении и железо на Майском месторождении, выщелочены и почти полностью переотложены в пределах изученных блоков. Чем меньше коэффициент компенсации, тем выше подвижность элемента в данных условиях и больше размеры «бассейна» его миграции. Для компонентов, вполне подвижных во всех выделенных зонах метасоматоза, коэффициенты миграции близки к нулю, а «бассейны» их миграции теоретически без-

границы. Такими элементами на всех трех месторождениях являются натрий, калий, сера. Расположив химические элементы в порядке возрастания коэффициента компенсации, получаем следующие эмпирические ряды подвижности катионов применительно к конкретным условиям рудообразования (в порядке увеличения подвижности, в скобках — коэффициенты компенсации):

Майское месторождение: Fe(72), Si(56), Al(39), Ca(33), Mg(8), K и Na(0);

Молодежное месторождение: Mg(41), Al(36), Si(35), Ca(15), Fe(13), Na(5), K(0,5);

Бурибайское месторождение: Mg(98), Si(27), K(5), Al—Fe—Ca—Na(0).

В связи с особенностями условий формирования отдельных месторождений и различной степенью охвата ореола окolorудных изменений при подсчете баланса вещества положение некоторых элементов в ряду подвижности меняется, но в общем этот ряд близок к порядку уменьшения энергии ионизации (на валентный электрон) Si^{4+} 25,7; Al^{3+} 17,7; Fe^{2+} 18; Mg^{2+} 11,33; Ca^{2+} 8,99; Na^{1+} 5,14; K^{+1} 4,34 (Коржинский, 1965). Этой же закономерности подчиняются и тяжелые элементы руд, располагающиеся в схеме зональности в следующем порядке с удалением от зон выщелачивания: Fe^{3+} 18,24, Cu^{2+} 14, Zn^{2+} 13,67, Pb^{2+} 11,22, Ba^{2+} 7,9. Зональность и последовательность выделения литофильных и халькофильных элементов в общих чертах соответствуют уменьшению их энергий ионизации, что позволяет предполагать ионную форму их миграции.

При общем направлении миграции вещества от внутренних зон к внешним установлены случаи встречного движения ионов. Так железо, выщелоченное из метасоматических пород, переотложено в рудных зонах, а кремний, вытесненный из последних, сконцентрирован в метасоматитах. Процессы метасоматического замещения широко проявлены в массивных породах на удалении от зон инфильтрации. Приведенные факты свидетельствуют о большой роли диффузий в процессах миграции химических элементов. Подтверждает диффузионное происхождение метасоматической зональности переменный состав некоторых метасоматических минералов: хлорита, карбоната, эпидота (Коржинский, 1957).

Согласно законам Фика и теории абсолютных скоростей реакции (Голубев, Гарибянц, 1968), диффузия вещества возникает при наличии градиентов концентраций химических элементов или изменении во времени градиентов температур. Поскольку колчеданные месторождения располагаются вблизи центров вулканических извержений и на всех изученных месторождениях установлены дайки, субвулканические или интрузивные тела дорудного и внутрирудного возраста, можно считать, что в период рудоотложения градиенты температур изменялись. При остывании интрузии, сопровождающемся уменьшением температурного градиента, те компоненты, растворимость которых с уменьшением тем-

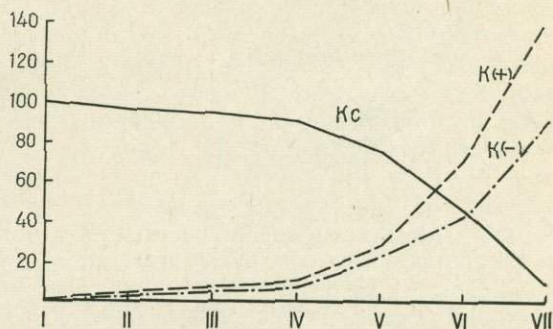


Рис. 66. Графики изменения коэффициентов выноса (K^-), привноса (K^+) и сохранения состава (K_c) в различных зонах измененных пород и руд Бурибайского месторождения.

I — массивный колчедан, II — вкрапленные руды, III — VII — породы: III — серицит-кварцевые, IV — серицит-хлорит-кварцевые, V — серицитизированные, VI — декальцизированные, VII — эпидотизированные породы

температуры понижается, должны двигаться в сторону удаления от интрузии.

Теоретические (Коржинский, 1957) и экспериментальные (Дюкло, 1939) данные указывают на возникновение диффузионной волны кислотности в условиях подвижности указанных элементов. Доказательства большой роли диффузии в эндогенных процессах изложены в работах Г. Рамберга (Ramberg, 1958) и Н. Г. Судовикова (1964).

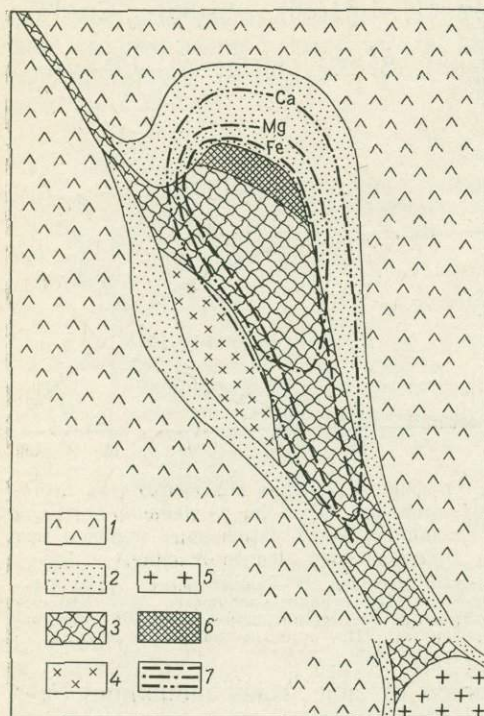


Рис. 67. Принципиальная схема формирования сульфидных метасоматических залежей на субвулканическом уровне глубин.

1 — массивные плотные породы; 2 — зона диффузии в слабо трещиноватых породах; 3 — зона ускоренной диффузии и инфильтрация в сильно трещиноватых породах; 4 — внедрившееся нагретое тело магматического пород; 5 — глубинный магматический очаг; 6 — сульфидная метасоматическая залежь; 7 — границы бассейнов миграции отдельных химических элементов

При движении диффузивного потока в сторону уменьшения температуры среды в результате взаимодействия растворов с вмещающими породами происходит нейтрализация кислотных компонентов. На фронте нейтрализации в результате реакции между ионами железа и сероводородом имеет место осаждение пирита. Начавшееся осаждение приводит к уменьшению концентрации в растворе осаждающихся ионов, что увеличивает градиент концентрации и способствует усилению их миграции. Уменьшение концентрации этих ионов в свою очередь может вызвать растворение соответствующих компонентов в другой части системы, в результате создается длительно действующая полуавтономная система: растворение — перенос — осаждение.

Движущая сила этой системы — вероятно, локальный высокотемпературный объект, которым может быть промежуточный магматический очаг, питающий продуктивные вулканы, серия субвулканических тел или гипабиссальное интрузивное тело. К подобному выводу пришел Ч. А. Андерсен,

считающий, что источником энергии, приводящим в движение гидротермальную систему, является вулканическое или магматическое тепло (Andersen, 1969). Наряду с диффузией вдоль тектонически ослабленных зон происходит инфильтрация рудоносных растворов. Однако, если инфильтрация процесс локальный и периодический, то диффузия происходит повсеместно и непрерывно. Диффузионный перенос вещества не требует больших количеств воды, необходимых при инфильтрационных процессах.

В зонах локального прогрева в объемах устойчивых температурных и соответственно кислотно-щелочных градиентов формируются зональные ореолы гидротермально-метасоматических изменений горных пород (см. рис. 33, табл. 13). В направлении от центра к периферии ореола околорудных изменений обычно последовательно выщелачиваются алюминий, магний, марганец, натрий, кальций. В ряду перечисленных элементов наблюдается увеличение радиусов ионов (в Å): Al^{3+} 0,57,

Mg^{2+} 0,74; Mn^{2+} 0,91; Na^{1+} 0,98; Ca^{2+} 1,04 (по Н. В. Белову и Г. Б. Бокию). Элементы с большими радиусами ионов обладают меньшей способностью удерживать электроны, поэтому они скорее переходят в подвижное (ионное) состояние и переносятся на большее расстояние.

На фронте нейтрализации растворов происходит выпадение сульфидов в виде вкрапленности и массивного колчедана (рис. 67). Последний отлагается в местах резкого понижения давления, что происходит в случаях опережения растворения по отношению к отложению или в зонах тектонического расширения. Можно предположить, что в зоне рудоотложения в растворах присутствуют все рудные компоненты. Однако место и время осаждения этих компонентов в рудогенерирующей системе определяются температурой, кислотностью раствора и свойствами образующихся минералов. В зоне с повышенными температурами и кислотностью отлагается только пирит. С понижением температуры и кислотности среды как примесь к пириту осаждаются халькопирит, сфалерит и другие более низкотемпературные минералы. Последовательность осаждения сульфидов в каждой данной точке соответствует уменьшению энергии ионизации катионов (Коржинский, 1965) и степени химического родства к сере.

Подсчет баланса вещества на Майском месторождении показал, что почти все железо, заключенное в рудах, вынесено из вмещающих пород. На Молодежном месторождении лишь 13% железа компенсировано выносом из ближайших зон метасоматитов, а на Бурибайском месторождении в изученном блоке все железо привнесено. Поскольку на Бурибайском и Молодежном месторождениях в подсчете участвует лишь часть зон выщелачивания, можно предположить, что с увеличением объема подсчетного блока на глубину железо будет компенсировано. Следовательно, железо, необходимое для формирования колчеданных залежей, в значительной мере выносится из вмещающих пород.

Процент меди, вынесенной из вмещающих пород, на Бурибайском месторождении составляет 0,6%, на Молодежном 0,5%. Для полной компенсации меди объем серицит-кварцевых пород на Бурибайском месторождении за пределами подсчетного блока должен в $100 : 0,6 = 167$ раз превышать изученный объем этих пород. Такие размеры зоны серицит-кварцевых метасоматитов в основных эффузивах мало вероятны, поэтому следует считать, что медь частично выносится из вмещающих пород, а большая ее часть привносится из глубинных источников. Последними могут быть базальтоидные (мантийные) магматические очаги (Шипулин, 1973) или зоны глубинного метаморфизма (Судовиков, 1964). В целом вопрос об источниках меди, цинка, свинца требует дальнейшего изучения.

Приведенная схема механизма формирования колчеданных залежей и сопровождающего их ореола гипогенных изменений боковых пород (см. рис. 33, 67) является одной из вероятных и не претендует на универсальность. По мнению автора, она вполне объясняет зональность руд и измененных пород, наблюдаемую на колчеданных месторождениях субвулканической группы.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ

Перспективными для поисков площадями первого порядка являются субмеридиональные зоны распространения вулканитов спилит-кератофировой формации, выделяемые в соответствующие структурно-формационные зоны (Сопко, 1966; Яковлев и др., 1970; Бородаевская и др., 1973). Однако выдержанные полосы распространения рудоносных формаций сохранились только в Магнитогорском мегасинклинии. В более восточных структурах они затушеваны процессами метаморфизма и гранитизации, а местами перекрыты позднедевонскими и каменноугольными отложениями. Предполагаемое местонахождение рудоносных зон в восточной части Южного Урала указано на рисунках 6, 9 и 11. В среднепалеозойских палеоструктурах Южного Урала перспективные площади соответствуют зонам перехода от поднятий к прогибам. Намеченные на мелкомасштабных картах эти зоны требуют дальнейшего уточнения на более крупномасштабных геологических и геофизических материалах.

Относительная перспективность зон распространения спилит-кератофирового вулканизма в значительной мере определяется уровнем эрозии. В первом приближении более перспективны прогибы и синклинии, в которых продуктивные вулканогенные толщи лучше сохранились от эрозии. В пределах Восточно-Уральского и Зауральского поднятий синклинали и грабены, выполненные вулканитами продуктивных формаций, тоже перспективны на колчеданные месторождения.

На Южном Урале наиболее продуктивны по возрасту венлок-лудловские и среднедевонские отложения. Однако, учитывая длительность функционирования материнских магматических очагов рудоносных формаций и одновременность развития структурно-формационных зон, колчеданные месторождения могут быть обнаружены в широком интервале стратиграфического разреза от силурийской системы до франского яруса включительно. Необходимо учитывать сохранность от эрозии наиболее продуктивной верхней части стратиграфического разреза спилит-кератофировых формаций (см. рис. 14).

При отсутствии наложенного метаморфизма, связанного с позднепалеозойскими дислокациями и гранитизацией, более перспективными являются зоны контактов зеленокаменной и пумпеллиит-пренитовой фаций, а на закрытые месторождения — площади распространения последней.

На простирании зон рудоносных вулканитов спилит-кератофировой формации намечаются участки более насыщенные колчеданными месторождениями, выделяемые в качестве рудных районов. Предполагается, что они приурочены к местам пересечения субмеридиональных рудоносных зон с субширотными структурами. Последнее подтверждается геофизическими данными. Природа широтных структур не ясна. Возможно, что это разломы в допалеозойском фундаменте или дорифейские складчатые структуры.

В границах рудных районов положение рудных полей определяется контурами вулканических построек с проявлением кислого вулканизма в эффузивно-пирокластических или субвулканических фациях. В пределах рудных полей колчеданные месторождения следует искать, руководствуясь локальными рудоконтролирующими факторами. К последним относятся: синвулканические тектонически ослабленные зоны, горизон-

ты туфов и брекчий, контакты разнородных толщ, субвулканических и гипабиссальных тел, нижние контакты труднопроницаемых пород. Промышленные месторождения могут быть обнаружены только в местах совмещения в пространстве перечисленных факторов.

При дальнейшем сужении площадей поисков необходимо руководствоваться установленными закономерностями положения рудных тел в ореоле окolorудных гидротермально-метасоматических изменений боковых пород. Исходя из этих критериев, рудные залежи следует искать в верхней приконтактной зоне серицит- и серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов с частично измененными породами. Скрытые залежи могут быть обнаружены под зонами эпидотизации, гематитизации, частичной серицитизации и баритизации (см. рис. 33).

Перспективны на выявление крупных колчеданных месторождений слабо эродированные или не затронутые эрозией вулканические постройки спилит-кератофировой формации, наиболее поздние для данного этапа проявления вулканизма. Для накопления значительного количества сульфидов большое значение имеют тектоническая подготовленность структуры и фактор времени. Если легкопроницаемые породы, например трещиноватые и обломочные разности, распространены очень широко, сульфиды рассеивались в виде непромышленной вкрапленности и мелких рудных тел. В случае локализации значительного объема проницаемых пород среди плотных разностей в виде «перевернутого котла», в последнем создавались условия для формирования крупного колчеданного месторождения. Естественно, что в этом случае рудообразующий процесс должен продолжаться весьма продолжительное время.

Перечисленные критерии прогнозной оценки на колчеданные руды могут быть положены в основу при составлении прогнозных карт на медь.

Наряду с геологическими критериями локализации колчеданных месторождений в процессе составления прогнозных карт необходимо учитывать геофизические поисковые признаки. Наиболее важные из них, имеющие значение для поисков закрытых месторождений: 1) положительные магнитные и гравиметровые аномалии, фиксирующие рудоносные вулканические постройки, сложенные в своем основании эффузивами основного состава; 2) зоны высоких градиентов гравиметрового поля, проявляющиеся над рудоносными тектоническими нарушениями; 3) зоны повышенной электропроводности; 4) участки со сложным строением физических полей, в результате чередования магматических пород кислого и основного состава; 5) положительные структуры, выделяемые по данным сейсмических исследований методом отраженных волн на площадях распространения осадочных и туфогенно-осадочных отложений, перекрывающих рудоносные вулканы.

На прогнозные карты следует наносить геохимические поисковые признаки. Последние получают в результате изучения эндогенных ореолов вокруг колчеданных залежей. По данным Г. Н. Засухина (1972), Л. Н. Овчинникова и Э. Н. Баранова (1970), по мере понижения уровня эрозионного среза месторождения в составе геохимического ореола последовательно возрастает роль следующих элементов: иода, ртути, бария, серебра, свинца, мышьяка, цинка, меди, кобальта, молибдена. Следовательно, более перспективны на выявление скрытых рудных тел геохимические аномалии с высоким содержанием первых из перечисленных металлов.

На прогнозных картах все перспективные площади целесообразно делить на две группы. К первой группе относятся площади, на которых рудоносные вулканогенные породы выходят на поверхность. Во вторую группу включаются закрытые структуры, в пределах которых

рудоносные вулканогенные отложения перекрыты непродуктивными надрудными образованиями (см. рис. 14). На площадях второй группы рудомещающие структуры не затронуты эрозией, поэтому здесь можно

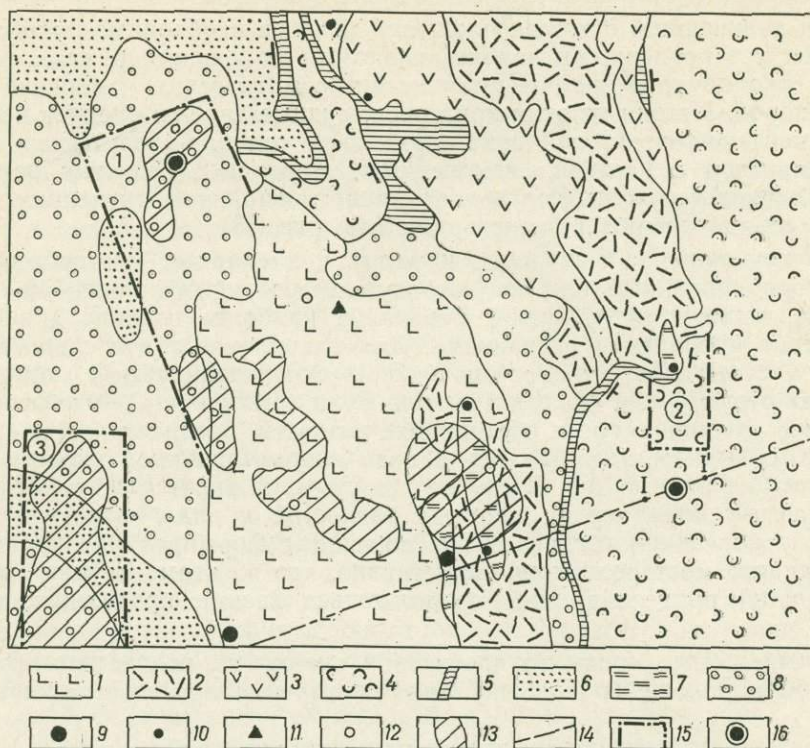


Рис. 68. Фрагмент прогнозной карты на медь Бурибайского рудного района. Составили В. А. Прокин, Н. Н. Солодкий, В. М. Рудаков (1960 г.).

1 — спилиты, диабазовые порфириды (S); 2 — дацитовые порфириды и липарит-дацитовые порфиры (S); 3 — пироксен-плагноклазовые порфириды (S_2-D_1); 4 — слоистые туффы (D_2gv); 5 — яшмы и кремнистые сланцы (D_2e); 6 — полимиктовые песчаники (D_3tm); 7 — серцитизированные породы с вкрапленностью пирита; 8 — глины, пески, галечники ($Mz-Kz$); 9 — медноколчеданные месторождения; 10 — колчеданные рудопровиления; 11 — бурые железняки; 12 — металлометрические аномалии; 13 — положительные магнитные аномалии; 14 — профиль сейсмических исследований; 15 — участки, рекомендованные для поисков закрытых рудоносных структур (цифры в кружочках — номера участков: 1 — Петропавловский, 2 — Южно-Сукраковский, 3 — Аккузинский); 16 — выявленные при поисках медноколчеданные месторождения

ожидать более значительные по размерам месторождения. При наличии достаточных исходных данных на прогнозных картах можно выделить конкретные участки, на которых рекомендуются поисковые работы.

Ниже приведен пример положительной реализации прогнозов.

При составлении прогнозов на медь для Бурибайского рудного района было выделено три участка, перспективных на выявление закрытых рудоносных структур: Петропавловский, Южно-Сукраковский и Аккузинский (рис. 68).

Петропавловский участок расположен на северном простирании Бурибайской рудоносной зоны. На поверхности он сложен мезо-кайнозойскими рыхлыми отложениями и верхнедевонскими песчаниками, которые не могли вызвать выявленную здесь положительную магнитную аномалию. Предполагалось, что под осадочными породами залегают основные эффузивы, которые могут заключать колчеданные залежи. Выполненные здесь поисковые работы привели к открытию Юбилейного месторождения медноколчеданных руд, залегающего под слоем мезо-кайнозойских песчано-глинистых отложений мощностью 60—80 м (Долматов,

1970). Прослеживание рудоносной зоны в северном направлении под гематитизированные диабазовые порфиры привело к открытию новой залежи Юбилейного месторождения.

Южно-Сукраковский перспективный участок намечен на южном простирании Сукраковской зоны сульфидной минерализации на площади распространения слоистых туфогенно-осадочных отложений улугауской свиты. Здесь был пройден субширотный сейсмический профиль, на котором выделилась антиклинальная структура (рис. 69, а). Разбуривание этой структуры привело к открытию медноколчеданного месторождения, залегающего на глубинах 500—700 м (рис. 69, б).

При составлении прогнозно-металлогенических карт желательно доводить прогнозы до количественной оценки ожидаемых запасов меди. Для хорошо изученных районов автором рекомендован геолого-статистический метод оценки прогнозных запасов (Прокин, 1965).

Применяя перечисленные критерии прогнозной оценки, для территории Башкирии можно рекомендовать следующие участки, перспективные на выявление закрытых рудоносных структур: Южно-Имангуловский (Каменная гора), Калкантауский, Южно-Бакрузякский, Южно-Карамалыташский, Восточно-Богачевский, Западно-Вишневский.

Изложенные критерии прогнозной оценки позволяют отметить более перспективные площади и в других районах Южного Урала. Для конкретных рекомендаций на территории Челябинской и Оренбургской областей необходимо ознакомление со всеми, в том числе детальными геологическими и геофизическими материалами.

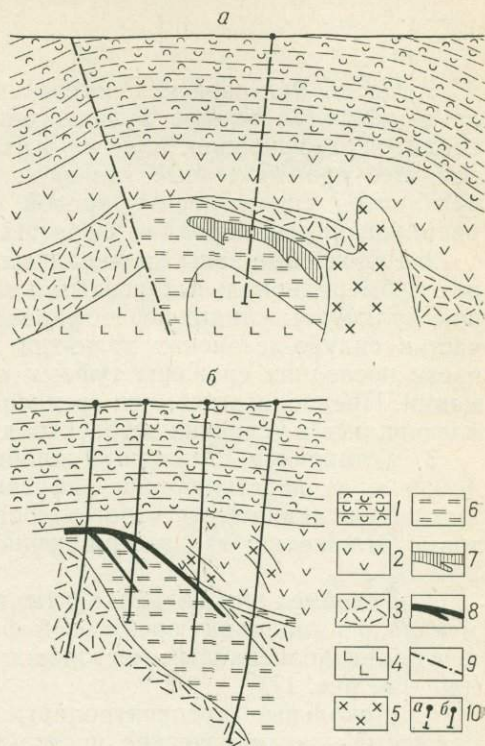


Рис. 69. Схематические геологические разрезы по линии I—I' (см. рис. 68).

а — проектный (составлен Анисимовым И. С. и Черенцовым Ю. Л. в 1969 г.); б — фактический (составлен Солодким Н. Н. в 1972 г.).

1 — слоистые туфиты (D_{2gv}); 2 — порфиры плагиоклазовые (S_2-D_1); 3 — дацитовые кварцевые порфиры ($S_2?$); 4 — базальтовые порфиры ($S_2?$); 5 — субвулканические кварцевые липарит-дацитовые порфиры; 6 — серицит-хлорит-кварцевые породы с вкрапленностью сульфидов; 7 — предполагаемое рудное тело; 8 — встреченная скважинами залежь медноколчеданных руд; 9 — сброс; 10 — скважины проектные (а) и пробуренные (б)

1. Среди палеозойских эвгеосинклинальных отложений Южного Урала выделяются четыре вулканогенных формации: спилит-диабазовая, спилит-кератофировая, андезит-базальтовая и трахилипарит-базальтовая. Все промышленные колчеданные месторождения залегают среди вулканитов спилит-кератофировой формации, представленной дифференцированными породами существенно натрового состава.

2. Рудоносные зоны колчеданных месторождений расположены в зонах субмеридиональных воздыманий базальтового слоя. Рудовмещающие вулканиды спилит-кератофировой формации проявились в краевых частях силуро-девонских поднятий или вулканических поясов. Осевые части последних сложены туфами и лавами андезит-базальтовой формации. Предполагается, что среднепалеозойские вулканические пояса развивались в условиях островных дуг.

3. Установлен следующий типовой геологический разрез рудных районов: а) подстилающие эффузивы основного состава; б) рудовмещающие вулканиды «пестрого» состава; в) покрывающие вулканомиктовые отложения; г) завершающие терригенные образования (см. рис. 14).

4. Рудовмещающие вулканиды претерпели метаморфизм зеленокаменной и пумпеллит-пренитовой фаций. Характерна наибольшая концентрация колчеданных месторождений в пограничных зонах этих фаций (см. рис. 17).

5. Локальные рудоконтролирующие факторы колчеданных месторождений — вулканические постройки центрального типа, синвулканические разрывные нарушения, субвулканические тела кислого состава, экранирующие структуры. Условия, благоприятные для накопления промышленных количеств колчеданных руд, возникали в местах совмещения перечисленных факторов и длительного их сохранения во времени.

6. Механизм формирования колчеданных залежей на субвулканическом уровне глубин заключался в следующем. Локальный прогрев горных пород вблизи вулканических центров и субвулканических тел создавал резкие температурные градиенты. Изменение последних во времени вызывало миграцию рудных и петрогенных элементов в сторону более низких температур и проявление кислотной волны. В результате взаимодействия кислотных компонентов с вмещающими породами происходила нейтрализация растворов и отложение некоторых компонентов, в том числе сульфидов.

Промышленные колчеданные залежи Южного Урала относятся ко второй группе, выделенной Р. Силито (Sillitoe, 1973), как связанные с известково-щелочным вулканизмом островных дуг и сформировавшиеся вулканогенно-гидротермальным способом (Смирнов, 1974).

Из перечисленных закономерностей размещения колчеданных месторождений вытекают критерии прогнозной оценки той или иной площади на колчеданные руды. Выделенные восемь рудоносных зон, окаймляющие силуро-девонские поднятия Южного Урала, являются рудоносными зонами первого порядка. По простиранию этих зон выделяются рудные районы и рудные поля. Изложенные представления в значительной мере нашли отражение в прогнозах, составленных под руководством автора для ряда рудных районов и для всей территории Башкирии. Автором впервые обоснован и поставлен вопрос о поисках на Южном Урале закрытых рудоносных структур, в которых могут быть обнаружены новые колчеданные месторождения (Прокин, 1966, 1972).

Наиболее важные задачи дальнейшего изучения колчеданных месторождений на Южном Урале: 1) выяснение палеогеографии венлокского, лудловского, эйфельского и живетского ярусов, продуктивных на колчеданные руды; 2) составление палеотектонических и палеовулканических карт для тех же ярусов; 3) на базе вновь полученных материалов уточнение границ рудоносных зон; 4) изучение глубинного строения Южного Урала вообще и рудоносных зон, в частности, для оценки перспектив Южного Урала на выявление новых промышленных колчеданных месторождений; 5) комплексное детальное изучение геологического строения отдельных месторождений и рудных полей для уточнения локальных закономерностей размещения рудных тел и оценки перспектив рудоносности их глубоких горизонтов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдулин А. А., Касымов М. А., Львов К. А. Геологическое строение и структурное районирование Мугоджар. — В кн.: К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата, «Наука», 1969, с. 77—106.
- Авдонин В. В., Захарова Е. М., Яковлев Г. Ф. Ашебутакский рудный район. — В кн.: Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М., Изд-во МГУ, 1968, с. 146—176.
- Алексеев А. А. Петрология осадочно-метаморфических пород шагарской серии суваянского комплекса хребта Урал-Тау (Южный Урал). — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа, 1971, с. 155—171. (Ин-т геол. Башкирского фил. АН СССР. Труды. Вып. 13.)
- Анисимов И. С., Гордица В. И. Геологическое строение и особенности колчеданного оруденения в Маканском рудном поле. — В кн.: Вопросы геологии и магматизма Урала. Свердловск, 1970, с. 201—208. (Первая Уральская конференция молодых геологов и геофизиков. Труды.)
- Аржавитин П. В., Аржавитина М. Ю. Вулканогенные формации Магнитогорского мегасинклизория. — «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала». 1972, вып. 5. с. 35—62.
- Базальтоидные формации раннегеосинклинального этапа колчеданосных подвижных поясов на примере Магнитогорского мегасинклизория. — В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., «Наука», 1973, с. 38—52. Авт.: М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов, Н. К. Курбанов и др.
- Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974. 280 с.
- Блявинский рудный район. — В кн.: Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. Изд-во МГУ, 1968, с. 97—150. Авт.: С. М. Кропачев, Ю. С. Бородаев, Т. Я. Гончарова и др.
- Божко Г. В. Особенности геологического строения и генезис Айдырлинского колчеданного месторождения. — В кн.: Вопросы геологии и магматизма Урала. Свердловск, 1970, с. 209—213. (Первая Уральская конференция молодых геологов и геофизиков. Труды.)
- Болтыров В. Б. Типы регионального метаморфизма и их связь с историей тектоно-магматического развития района среднего и верхнего течения р. Джусы на Ю. Урале. — В кн.: Вопросы геологии и магматизма Урала. Свердловск, 1970, с. 149—151. (Первая Уральская конференция молодых геологов и геофизиков. Труды.)
- Борисов А. А. Геофизическая характеристика глубинных разломов на территории СССР. — В кн.: Глубинное строение Урала. М. «Наука», 1968, с. 341—345.
- Бородаевская М. Б. Структурные условия локализации рудных тел в колчеданных месторождениях Южного Урала. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 304—320.
- Бородаевская М. Б., Михайлова М. С., Нафиков У. С. Условия локализации колчеданного оруденения в пределах Учалинского рудного поля (Южный Урал). — «Труды ЦНИГРИ», 1960, вып. 37, с. 3—54.
- Бородаевская М. Б., Кривцов А. И. О структурной и возрастной асимметрии Урала на ранних стадиях герцинского развития. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 217, № 1, с. 161—164.
- Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Кривцов А. И. Общая характеристика размещения колчеданных месторождений, их вещественного состава и связей с магматическими формациями силуро-девонского возраста в рудных районах Магнитогорского мегасинклизория. — «Труды ЦНИГРИ», 1973, вып. 105, с. 99—105.
- Бородаевская М. Б., Требухин В. С., Зубко Н. Ф. Гайский рудный район. — «Труды ЦНИГРИ», 1973, вып. 105, с. 146—154.
- Вахромеев И. С. Закономерности локализации колчеданного оруденения в Учалинском районе на Южном Урале. Свердловск, 1959, с. 121—135. (Горно-геол. ин-т Уральского фил. АН СССР. Труды. Вып. 40.)
- Вахромеев И. С., Бобохов А. С. О некоторых вопросах металлогении и геологии колчеданных месторождений. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1966, ч. 95, № 6, с. 760—764.
- Вахрушев М. И. Приорский рудный район. — «Труды ЦНИГРИ», 1973, вып. 105, с. 163—178.

- Власов Г. М. Типы вулканических зон Тихого океана. — В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М., «Наука», 1966, с. 13—21.
- Воробьев В. В. Условия залегания и морфология колчеданных залежей Маганского рудного поля. — В кн.: Минералогия, геохимия, метаморфизм и полезные ископаемые Башкирского Зауралья. Уфа, 1974, с. 105—111. (Ин-т геол. Башкирского фил. АН СССР. Труды.)
- Воробьев В. И., Еремин Н. И. Связь колчеданного и полиметаллического оруденения с магматическими комплексами на примере Теренсайского рудного района (Южный Урал). — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 367—375. (Второе Уральское петрограф. совещание. Труды. Т. 3.)
- Воронин И. В., Долматов Г. К. О дизъюнктивной тектонике Сибайского колчеданного месторождения. — «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала», 1962, вып. 3, с. 95—99.
- Герман А. К., Русакова Л. Д. Медноколчеданное месторождение Блява на Южном Урале. — «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала», 1962, вып. 3, с. 180—187.
- Голубев В. С., Гарибянц А. А. Гетерогенные процессы геохимической миграции. М., «Недра», 1968. 191 с.
- Горский И. И., Соболев И. Д. Введение. — В кн.: Геология СССР. Т. 12. Пермская, Свердловская и Курганская области. Ч. 1, кн. 2. М., «Недра», 1969, с. 7—11.
- Горшков Г. С. Особенности вулканизма в главных структурных зонах земли (океаны, океанические хребты, вулканические дуги, континенты). — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969, с. 213—223.
- Грешнер С. Г., Чувашов Б. И., Богданова Е. И. О находках органических остатков в слоистых породах всячего бока Учалинского колчеданного месторождения (Ю. Урал). — В кн.: Ежегодник (основные результаты работ 1969 г.). Свердловск, 1970, с. 171—177. (Ин-т геол. и геохим. Уральского фил. АН СССР. Труды.)
- Дементьев Г. Я. Глубинное строение Магнитогорского мегасинклинория по данным геофизики. — В кн.: Глубинное строение Урала, М., «Наука», 1968, с. 252—258.
- Долматов Г. К. Методика поисков медноколчеданных месторождений на закрытых площадях на примере Петропавловского участка. — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа, 1970, с. 77—81. (Ин-т геол. Башкирского фил. АН СССР. Труды. Вып. 10.)
- Дубинин В. С. Тектоническое строение Бурукталяского рудного района. — «Материалы по геологии и полезным ископаемым Оренбургской области», 1972, вып. 3, с. 19—27.
- Дэли Р. А. Изверженные горные породы и глубины земли. Пер. с англ. М.—Л., ОНТИ, 1936. 591 с.
- Дюкло Ж. Диффузия в жидкостях. Пер. с франц. М., ГОНТИ, 1939. 65 с.
- Еремин Н. И., Яковлев Г. Ф. Джусинский рудный район. «Труды ЦНИГРИ», 1973, вып. 105, с. 159—163.
- Жабин А. Г., Шарфман В. С., Самсонова Н. С. Реконструкция обстановки девонского вулканогенно-осадочного сульфидоотложения. — «Геология рудных месторождений», 1974, № 2, с. 60—75.
- Жуков Н. М. О постепенных переходах между зонами метасоматической колонки (на примере месторождения «50 лет Октября»). — «Изв. АН КазССР. Серия геол.», 1970, № 6, с. 66—69.
- Заварицкий А. Н. Таналык-Баймакский меднорудный район. М., 1920. 38 с. (Приложение № 4 к журналу «Горное дело», № 1.)
- Заварицкий А. Н. Геологический очерк месторождений медных руд на Урале. Ч. 1. — «Труды Геол. комитета. Новая серия», вып. 122, 1927. 151 с.
- Заварицкий А. Н. Геологический очерк месторождений медных руд на Урале. Ч. 2. — «Труды Геол. комитета. Новая серия», вып. 173, 1929. 179 с.
- Заварицкий А. Н. Колчеданное месторождение Блява на Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще. — «Труды ин-та геол. наук АН СССР», 1936, № 5, с. 29—66.
- Заварицкий А. Н. О генезисе колчеданных месторождений. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1943, № 3, с. 3—18.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950, с. 102—175.
- Зарайский Г. П., Нечеухин В. М., Старостин В. И. Основные черты метаморфизма вулканогенных пород Блявинского района на Южном Урале. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 168—172. (Второе Уральское петрограф. совещание. Труды. Т. 5.)
- Засухин Г. Н. Геохимическая зональность эндогенных ореолов колчеданных месторождений Южного Урала и ее использование при поисках скрытых рудных тел. — В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений. М., «Недра», 1972, с. 52—62.

Захаров Е. Е. Металлогенический очерк Урала. М.—Л., 1938, с. 107—150. (Геол. ин-т АН СССР. Труды. Т. 8).

Захарова А. А. Петрографический состав силурийских и девонских конгломератов западного крыла Магнитогорского мегасинклинория (на примере Бурибайского рудного района). — В кн.: Вопросы геологии и магматизма Урала. Свердловск, 1970, с. 122—128. (Первая Уральская конференция молодых геологов и геофизиков).

Иванов С. Н. Метаморфизм уральских колчеданных месторождений. — «Советская геология», 1939, № 2, с. 46—65.

Иванов С. Н. Опыт изучения геохимии и минералогии колчеданных месторождений. Т. 2. Сибайское месторождение. Свердловск. 1947. 64 с. (Горно-геол. ин-т Уральского фил. АН СССР. Труды. Вып. 11.)

Иванов С. Н. О характерных особенностях месторождений колчеданного типа. Свердловск, 1955, с. 86—91. (Горно-геол. ин-т Уральского фил. АН СССР. Труды. Вып. 26.)

Иванов С. Н. Некоторые основные проблемы размещения сульфидного оруденения в колчеданных провинциях. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 2. М. Изд-во АН СССР, 1959, с. 97—109.

Иванов С. Н. Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма. — В кн.: Проблемы генезиса руд. М., «Недра», 1964, с. 118—127. (Международный геол. конгресс. Сессия XXII. Доклады советских геологов. Проблема 5.)

Иванов С. Н. О происхождении главных вулканоплутонических ассоциаций эвгеосинклиналей и их металлогении. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 15—29. (Второе Уральское петрограф. совещание. Труды. Т. 3.)

Иванов С. Н., Логинов В. П. О связи колчеданных месторождений Урала с вулканогенными формациями. — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., «Недра», 1965, с. 102—113.

Иванов С. Н., Нечеухин В. М. О соотношении колчеданного оруденения и зеленокаменных изменений рудовмещающих вулканогенных толщ. — «Геология рудных месторождений», 1969, № 1, с. 40—49.

Иванов С. Н., Нечеухин В. М. Металлогения Урала в свете новых тектонических представлений. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974, с. 232—234. (Третье Уральское петрограф. совещание. Труды.)

Иванов С. Н., Прокин В. А., Долматов Г. К. О природе рудоносных брахиантиклинальных поднятий Урала. Свердловск. 1962, с. 129—153. (Горно-геол. ин-т Уральского фил. АН СССР. Труды. Вып. 58.)

Иванов С. Н., Прокин В. А. Рудоносность захороненных вулканических построек. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 216, № 4, с. 875—878.

Иванов С. Н., Рокачев С. А. Еще раз о сульфидных обломках в надрудных толщах и о генезисе колчеданных месторождений Урала. — «Геология рудных месторождений», 1970, № 6, с. 122—129.

Исмагилов М. И. Первичная зональность Майского золото-полиметаллического месторождения (Южный Урал). — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 178—184. (Второе Уральское петрограф. совещание. Труды. Т. 5.)

Исмагилов М. И., Исмагилова М. З. Петрография и минералогия окколорудных изменений пород золото-полиметаллических месторождений Баймакского рудного района. — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа, 1971, с. 172—181. (Ин-т геол. Башкирского фил. АН СССР. Труды. Вып. 13.)

Исмагилов М. И., Исмагилова М. З., Бельков Ю. П. Зональность окколорудных метаморфических пород и эндогенных геохимических ореолов Весеннего месторождения. — В кн.: Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале. Уфа, 1975, с. 64—75. (Ин-т геол. Башкирского фил. АН СССР. Труды.)

Исмагилов М. И., Серавкин И. Б. Геологическое строение Майского золото-полиметаллического месторождения. — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа, 1970, с. 95—104. (Ин-т геол. Башкирского фил. АН СССР. Труды. Вып. 10.)

Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М., «Наука», 1974. 229 с.

Ковалев Ф. И. Генезис колчеданных и золото-баритовых месторождений Баймакского района. — «Советская геология», 1944, № 2, с. 13—23.

Колчеданные месторождения Баймакского рудного района (геология и условия образования). М., «Наука», 1973. 224 с. Авт.: П. Ф. Сопко, М. И. Исмагилов, И. Б. Серавкин, Л. Н. Сопко.

- Контарь Е. С. Основные черты развития магматизма в Гайском рудном районе. — В кн.: Геологическое строение некоторых медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Южного Урала, Кавказа и Забайкалья. — «Труды ЦНИГРИ», 1967, вып. 67, с. 20—27.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.
- Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 2. Прага, Чехосл. АН, 1965, с. 305—315. (Труды конференции АН ЧССР).
- Коротеев В. А. Вулканические образования Ирландской зоны вулканизма на Южном Урале на примере Куркакского участка. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 112—124. (Второе Уральское петрограф. совещание. Труды. Т. 3.)
- Кривцов А. И. Опыт составления крупномасштабных карт метаморфизма вулканогенных образований (на примере Бурибайского рудного поля, Южный Урал). — «Советская геология», 1968, № 10, с. 85—97.
- Кривцов А. И., Шепелев В. М. Тектоно-вулканические структуры юго-восточной части Башкирского Урала и их роль в локализации медноколчеданного оруденения. — «Труды ЦНИГРИ», 1970, вып. 92, с. 73—83.
- Кривцов А. И., Шепелев В. М. Макан-Мамбетовский рудный район. — «Труды ЦНИГРИ», 1973, вып. 105, с. 131—141.
- Куваевский Ю. Л. Некоторые новые данные о карамалыташской свите и бугульгирском горизонте в Сибайском районе. — «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала», 1965, вып. 4, с. 49—51.
- Кузнецов Е. А. Геология зеленокаменной полосы восточного склона Урала. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939. 248 с.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.
- Курбанов Н. К., Ширай Е. П. Александринский рудный район. — «Труды ЦНИГРИ», 1973, вып. 105, с. 129—131.
- Кутюлин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972. 207 с.
- Лазарев П. В., Прокин В. А. Опыт проведения поисковых и разведочных работ на медноколчеданных месторождениях Башкирии. М., ОНТИ ВИМС, 1963. 49 с.
- Ленных И. В. Основные вопросы геологии колчеданных месторождений Южного Урала. — В кн.: Вопросы геологии и происхождения колчеданных месторождений Урала. Свердловск, 1959, с. 79—92. (Горно-геол. ин-т Уральского фил. АН СССР. Труды. Вып. 43.)
- Ленных И. В., Лазарев П. В. Геологическая позиция и возраст колчеданных залежей Южного Урала. — «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала», 1962, вып. 3, с. 7—27.
- Либрович Л. С. К геологии южной части Башкирского Урала. — «Труды всеюзн. геологоразвед. объединения ВСНХ СССР», вып. 144. М.—Л., 1932, с. 1—66.
- Логинов В. П. К вопросу о генетической связи колчеданных месторождений на Урале с очагами спилито-кератофирового вулканизма. — В кн.: Закономерности размещения медноколчеданных и меднопорфировых месторождений (Тезисы докладов). М., 1960, с. 7, 8.
- Магадеев Б. Д., Тимергазина А. К. Салаватское месторождение прожилково-вкрапленных медных руд. — В кн.: Вопросы геологии и магматизма Урала. Свердловск, 1970, с. 220—223. (Первая Уральская конференция молодых геологов и геофизиков. Труды.)
- Мамаев Н. Ф. Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала (Брединско-Челябинский нижнепалеозойский синклинорий). Свердловск, 1965. 169 с. (Ин-т геол. Уральского фил. АН СССР. Труды. Вып. 73.)
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965. 327 с.
- Маслов В. А. К вопросу о соотношении ирландской свиты с нижележащими толщами в Таналык-Баймакском районе на Южном Урале. — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа, 1969, с. 42—48. (Ин-т геол. Башкирского фил. АН СССР. Труды. Вып. 9.)
- Меглицкий И. и Антипов Геогностическое описание Уральского хребта, исследованного в течение 1854 и 1855 гг. СПб, 1858. 435 с.
- Медетов Е. М. Общая характеристика размещения месторождений колчеданного оруденения в Средне-Орском районе. — «Изв. АН КазССР. Серия геол.», 1971, № 3, с. 67—68.
- Менард Г. Ч. Геология дна Тихого океана. Пер. с англ. М., «Мир», 1966. 274 с.

Милецкий Б. Е. Северные Мугоджары — новая меднорудная провинция СССР. — «Разведка и охрана недр», 1970, № 1, с. 5—9.

Наседкин А. П., Старцев Г. Н. О строении вулканогенных толщ северной части Гайского района. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 125—133. (Второе Уральское петрограф. совещание. Труды. Т. 3.)

Нестоянова О. А. Стратиграфия силура и девона Магнитогорского синклиория. — «Советская геология», 1959, № 11, с. 16—28.

Нечухин В. М. Региональный зеленокаменный метаморфизм вулканогенных пород Баймакского района на Южном Урале. — В кн.: Метаморфизм горных пород главной вулканогенной зоны Урала. М., «Наука», 1969, с. 5—119.

Нечухин В. М., Маркс В. А. Метаморфизм горных пород западного крыла Магнитогорского синклиория на Южном Урале. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, Изд-во Уральского фил. АН СССР, 1969, с. 133—136. (Второе Уральское петрограф. совещание. Труды. Т. 5.)

Овчинников Л. Н., Баранов Э. Н. Эндеогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1970, № 2, с. 10—24.

Огаринов И. С. Глубинная структура земной коры Южного Урала. — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа, 1968, с. 5—29. (Горно-геол. ин-т Башкирского фил. АН СССР. Труды. Вып. 12.)

Огаринов И. С. Строение и районирование земной коры Южного Урала. М., «Наука», 1973. 86 с.

Огаринов И. С., Ахмадиев Ю. Х. К вопросу о строении основания палеозойских геосинклинальных толщ в Магнитогорском мегасинклиории на Южном Урале. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, № 6, с. 1430—1433.

О полигенном характере медноколчеданных месторождений в Северных Мугоджарах. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 2, с. 399—402. Авт.: М. Б. Бородаевская, А. Д. Ракчеев, М. И. Вахрушев и др.

Паклина Л. Г. Камаганское медноколчеданное месторождение Сибайского рудного поля. — В кн.: Геологическое строение некоторых медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Южного Урала, Кавказа и Забайкалья. — «Труды ЦНИГРИ», 1967, вып. 67, с. 92—99.

Перижняк Н. А. Фации вулканогенных пород Сибайского медноколчеданного месторождения. — «Труды ЦНИГРИ», 1970, вып. 92, с. 116—130.

Петров Г. В., Беляева Н. М. О положении медноколчеданных месторождений в разрезах вулканогенно-осадочных толщ северной части Верхнеуральского рудного района. — В кн.: Минералогия, геохимия, метаморфизм и полезные ископаемые Башкирского Зауралья. Уфа, 1974, с. 112—127. (Ин-т геол. Башкирского фил. АН СССР. Труды.)

Петровская Н. В. Ассоциации рудообразующих минералов, элементы строения рудных тел и некоторые черты генезиса Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал). — «Труды ЦНИГРИ», 1961, вып. 40, с. 56—103.

Петровская Н. В. Особенности минералогии руд и строение рудных тел Гайского месторождения. — «Труды ЦНИГРИ», 1968, вып. 83, с. 131—159.

Попов В. М. Золото-колчеданно-полиметаллические месторождения Баймакского района Башкирии и некоторые особенности их локализации. — «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала», 1972, вып. 5, с. 177—182.

Потапенко Б. П., Требухин В. С., Агеева С. Г. Домбаровский рудный район. — «Труды ЦНИГРИ», 1973, вып. 105, с. 178—188.

Прокин В. А. Положение колчеданных залежей Сибая в геологической структуре и ореоле околорудных изменений пород. — В кн.: Закономерности размещения медноколчеданных и меднопорфировых месторождений. (Тезисы докладов). М., 1960, с. 68—71.

Прокин В. А. Условия образования первичной зональности Сибайского колчеданного месторождения (Южный Урал). — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 1. Прага, 1963, с. 297—301.

Прокин В. А. Оценка прогнозных запасов по глубоким горизонтам месторождений. — «Разведка и охрана недр», 1965, № 5, с. 6—8.

Прокин В. А. Прогнозно-металлогенические карты на медь и золото по территории Урала. — В кн.: Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт. М., «Недра», 1966, с. 92—99.

Прокин В. А. Оценка колчеданных рудопроявлений по метасоматическим изменениям вмещающих пород (на примере Урала). — «Советская геология», 1967, № 9, с. 113—118.

Прокин В. А. Связь сульфидных месторождений эвгеосинклинальных областей с магматизмом и метаморфизмом (на примере Южного Урала). — «Геология рудных месторождений», 1972, № 1, с. 19—30.

Прокин В. А. Прогнозирование и поиски скрытых медноколчеданных месторождений в Башкирии. — «Разведка и охрана недр», 1972, № 12, с. 19—24.

Прокин В. А. Гидротермальные минералы вмещающих пород Сибайского медноколчеданного месторождения. — В кн.: Минералогия, геохимия, метаморфизм и полезные ископаемые Башкирского Зауралья. Уфа, 1974, с. 5—16. (Ин-т геол. Башкирского фил. АН СССР. Труды.).

Прокин В. А. Об условиях формирования колчеданных месторождений Южного Урала. — В кн.: Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале. Уфа, 1975, с. 15—20. (Ин-т геол. Башкирского фил. АН СССР. Труды.).

Прокин В. А., Захарова А. А. О возрасте зеленокаменного метаморфизма и сульфидного оруденения на Южном Урале. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 4, с. 893—896.

Прокин В. А., Захарова А. А., Алексеев А. А. Метаморфизм вулканогенных толщ Бурибайского меднорудного района. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала, Свердловск, 1969, с. 152—158. (Второе Уральское петрограф. совещание. Труды. Т. 5.)

Прокин В. А., Исмагилов М. И., Захаров А. А. Масштабы и условия миграции вещества при формировании метасоматических сульфидных залежей. — В кн.: Эндегенные рудные месторождения. М., «Наука», 1968, с. 123—135. (Международный геол. конгресс. Сессия XXIII. Доклады советских геологов. Проблема 7.)

Прокин В. А., Огарин И. С. Среднепалеозойские вулканические пояса Южного Урала. — «Докл. АН СССР», 1975, т. 220, № 2, с. 433—436.

Прокин В. А., Попов Б. А. Структуры колчеданных месторождений Южного Урала. — «Советская геология», 1971, № 1, с. 122—127.

Прокин В. А., Рудаков В. М., Солодкий Н. Н. Гипогенная зональность окорудных измененных пород колчеданных месторождений Сибай, Куль-Юрт-Тау и Бакр-Тау. — В кн.: Вопросы геохронологии и геохимии докембрия и палеозоя Южного Урала и восточной части Русской платформы. Уфа, 1961, с. 37—46. (Горно-геол. ин-т Башкирского фил. АН СССР. Труды.).

Прокин В. А., Тимергазина А. К. Зональность метасоматических изменений вмещающих пород и баланс вещества на Бурибайском медноколчеданном месторождении. — В кн.: Метаморфизм горных пород главной вулканогенной зоны Урала. М., «Наука», 1969, с. 208—225.

Пронин А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала. Варисский цикл. М.—Л., «Наука», 1965. 160 с.

Пшеничный Г. Н. Серпичиты Гайского месторождения и их состав. — В кн.: Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала. Уфа, 1962, с. 149—165. (Горно-геол. ин-т Башкирского фил. АН СССР. Труды.).

Пшеничный Г. Н., Кулагина М. А. Метаморфизм руд Сибайского колчеданного месторождения (Южный Урал) у контактов с дайками габбро-диабазов. — «Геология рудных месторождений», 1968, № 2, с. 49—59.

Рихтер Я. А. О возрасте эффузивов в среднем течении р. Суундук (Восточный склон Южного Урала). — В кн.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья, вып. 2, ч. 1. Саратов, Изд-во Саратовского ун-та, 1965, с. 130—133.

Роговер Г. Б. Медноколчеданное месторождение Блява. М.—Л. ГОНТИ, 1939. 134 с.

Рокачев С. А. Новые данные о сульфидных обломковидных обособлениях в рудопокрывающей толще Сибайского месторождения на Урале. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 162, № 5, с. 1138—1141.

Рудаков В. М., Попов В. М. Структурно-морфологические особенности золото-сульфидных месторождений Баймакского рудного района. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Ч. 2. Свердловск, 1969, с. 34—36. (Вторая Уральская конференция молодых геологов и геофизиков. Труды.)

Рудник В. А. Определение количественного изменения вещества при метасоматических процессах. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1962, ч. 91, вып. 6, с. 683—699.

Сагло В. В., Фоминых А. Ф., Контарь Е. С. Краткая характеристика геологического строения Гайского рудного района. — «Труды ЦНИГРИ», 1968, вып. 83, с. 4—37.

Садрисламов Б. М. Палеотектонические условия накопления силурийских и раннедевонских вулканогенно-осадочных образований Южного Урала. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М., «Наука», 1974, с. 149—155.

Салихов Д. Н. Интрузивные комплексы Магнитогорского мегасинклинария. — «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала», 1972, вып. 5, с. 63—69.

Святловский А. Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М., «Наука», 1967. 219 с.

Серавкин И. Б. Вулканические постройки и их роль в формировании рудо-

контролирующих вулcano-тектонических структур в Западно-Баймакской рудоносной зоне. — «Труды ЦНИГРИ», 1970, вып. 92, с. 108—116.

Сидоренко А. П. Джусинское колчеданное месторождение. — «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала», 1962, вып. 3, с. 131—140.

Скрипиль В. И. О строении вулканогенных толщ Гайского рудного поля и размещении в них колчеданного оруденения. — «Геология рудных месторождений», 1961, № 1, с. 80—91.

Скрипиль В. И., Недождогин М. С., Сибирская Н. А. Гайский рудный район. — «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала», 1962, вып. 3, с. 111—130.

Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М., «Недра», 1972. 213 с.

Скрипченко Н. С., Воронов А. Р. О генезисе Блявинского месторождения. — «Советская геология», 1969, № 12, с. 137—139.

Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений. — «Вестник МГУ. Геология», 1960, № 2, с. 19—26.

Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 586—647.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1969. 687 с.

Смирнов В. И. Вулканы и руды. — «Вестник АН СССР», 1974, № 3, с. 21—27.

Смирнов В. И. Зоны Беньюфа и магматогенное рудообразование. — «Геология рудных месторождений», 1974, № 1, с. 3—17.

Смирнов Г. А., Смирнова Т. А., Ключина М. Л. Верхнефранская олистограмма на восточном склоне Южного Урала. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, № 6, с. 1434—1437.

Смирнова И. А., Черкасов В. Л. О гальке и обломках интрузивных пород в вулканогенных отложениях девонского возраста. — «Материалы по геологии и полезным ископаемым Оренбургской области», 1972, вып. 3, с. 117—120.

Соболев В. С. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970. 432 с.

Соболев И. Д. Основные черты глубинного строения Урала. — В кн.: Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968, с. 28—37.

Соболев И. Д. Тагильско-Магнитогорский прогиб. — В кн.: Геология СССР. Т. 12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1, кн. 2. М., «Недра», 1969, с. 69—193.

Сопко П. Ф. Критерии для поисков колчеданных месторождений на восточном склоне Южного Урала. — «Разведка и охрана недр», 1966, № 7, с. 5—11.

Сопко П. Ф. Магматические факторы образования и размещения медных месторождений в Магнитогорском мегасинклиории. — В кн.: Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале. Уфа, 1975, с. 3—14. (Ин-т геол. Башкирского фил. АН СССР. Труды.)

Сопко П. Ф., Салихов Д. Н. Интрузивный магматизм Башкирской части Магнитогорского мегасинклиория. — «Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1969, № 2, с. 3—15.

Строение земной коры по профилю Темир-Тау — Куйбышев. — В кн.: Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968, с. 88—93. Авт.: Б. А. Хрычев, Л. М. Лысяков и др.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые вопросы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с.

Тесаловский М. Д. Этапы, типы метаморфизма и место колчеданного оруденения в Айдырлинском рудном районе (Южный Урал). — В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Ч. II. (Труды симпозиума). Алма-Ата, 1971, с. 204—210.

Тесаловский М. Д. Некоторые закономерности размещения медных месторождений и предварительная прогнозная оценка восточных районов Оренбургской области. — «Материалы по геологии и полезным ископаемым Оренбургского Урала», 1972, вып. 3, с. 141—161.

Тимергазина А. К. Зональность околорудных изменений вмещающих пород на медноколчеданном месторождении «Молодежное». Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа, 1970, с. 73—76. (Ин-т геол. Башкирского фил. АН СССР. Труды. Вып. 10.)

Требухин В. С. Геологическое строение и история развития Гайской палеовулканической колчеданоносной постройки. — «Труды ЦНИГРИ», 1970, вып. 92, с. 83—108.

Уразаев К. А., Галимов С. Я. Об условиях локализации медно-колчеданных руд на юго-восточном участке месторождения им. XIX партсъезда. — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа, 1970, с. 17—23. (Ин-т геол. Башкирского фил. АН СССР. Труды. Вып. 10.)

Формационный анализ вулканогенных толщ геосинклинальных систем как основа прогнозирования колчеданных месторождений. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974, с. 71—81. (Третье Уральское петрограф. совещание. Труды.) Авт.: М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов, Н. К. Курбанов и др.

Фролова Т. И. Родоначальные магмы вулканогенных формаций восточного склона Южного Урала, роль дифференциации и ассимиляции в их формировании. — «Советская геология», 1968, № 11, с. 3—18.

Халевин Н. И. Глубинное строение Урала и сопредельных регионов по геофизическим данным. — «Геотектоника», 1972, № 6, с. 65—78.

Хендин Д. Прочность и пластичность. Пер. с англ. — В кн.: Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969, с. 211—272.

Червяковский Г. Ф. Внутренние межгорные и предгорные прогибы Уральской среднепалеозойской геосинклинали и выполняющие их отложения. — В кн.: Вопросы тектоники Урала, 1971, с. 34—45. (Ин-т геол. и геохим. Уральск. научн. центра АН СССР. Труды. Сб. 1. Вып. 92.)

Червяковский Г. Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М., «Наука», 1972. 258 с.

Черкасов В. Л., Смирнова И. А. Взаимоотношения и возраст вулканогенных образований восточного крыла Магнитогорского мегасинклиория. — «Материалы по геологии и полезным ископаемым Оренбургской области», 1972, вып. 3, с. 73—84.

Чернышева В. И., Рудник Г. Б. О формационной принадлежности основных эффузивных, интрузивных пород и гипербазитов рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 2, с. 426—429.

Чухров Ф. В., Шлайн Л. Б. О количественной характеристике зонального изменения состава грейзенов на примере Восточного Коунрада. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 1. Прага, 1963, с. 322—328. (Труды конференции АН ЧССР.)

Шарфман В. С., Степанова Т. П. Сибайская рудоносная вулканическая постройка в Магнитогорском мегасинклиории Урала. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1971, № 1, с. 59—64.

Шарфман В. С. Рудоносные вулканические постройки в раннегеосинклинальных формациях Урала. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 203, № 1, с. 186—187.

Шепелев В. М. Некоторые вопросы золотоносности руд колчеданных месторождений юго-востока Башкирского Урала. — «Труды ЦНИГРИ», 1971, вып. 99, с. 111—118.

Шигарев В. Г. Субвулканические интрузии кислого состава Сибайского рудного поля и связь с ними колчеданного оруденения. — В кн.: Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования. Ч. 2. (Тезисы докладов). Уфа, 1970, с. 31—34. (Ин-т геол. Башкирского фил. АН СССР. Труды.)

Шипулин Ф. К. О связи гидротермальных месторождений халькофильных элементов с базальтовой магмой. — В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., «Наука», 1973, с. 30—37.

Ширай Е. П., Агеева С. Т. О вулканогенных формациях Верхнеуральского рудного района. — «Труды ЦНИГРИ», 1970, вып. 92, с. 33—46.

Шмидт А. И. Соотношение колчеданного оруденения с процессами базальтоидного магматизма и зеленокаменным метаморфизмом (на примере Учалинского и Курганского рудных районов Южного Урала). — В кн.: Магматические формации, метаморфизма, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 340—357. (Второе Уральское петрограф. совещание. Труды. Т. 3.)

Штейнберг А. Д. Среднедевонские магматические формации Александринского района на Южном Урале. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 211—218. (Второе Уральское петрограф. совещание. Труды. Т. 3.)

Штейнберг Д. С. Базальтоидный магматизм Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 3—14. (Второе Уральское петрограф. совещание. Труды. Т. 3.)

Штейнберг Д. С. Базальтоидный магматизм геосинклинальных областей и его металлогения. — «Труды ЦНИГРИ», 1970, вып. 87, с. 57—73.

Штейнберг Д. С., Соболев И. Д. Типы магматических ассоциаций как показатели глубинного строения отдельных зон Урала. — В кн.: Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968, с. 38—51.

Яковлев Г. Ф., Гончарова Т. Я., Кропачев С. М. Тектоно-магматическое развитие колчеданных провинций Южного Урала, Северного Кавказа и Рудного Алтая. — «Вестник МГУ. Геология», 1970, № 2, с. 85—94.

Яковлев Г. Ф., Зарайский Г. П., Старостин В. И. Субвулканические тела кислого состава и медноколчеданное оруденение Блявинского района (Южный Урал). — «Советская геология», 1965, № 4, с. 3—18.

Ярош П. Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М., «Наука», 1973. 226 с.

Ященин С. Б. О роли регенерации в формировании сульфидных рудопоявлений в экзоконтакте Ахуновского гранитного массива. — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа, 1970, с. 182—184. (Ин-т геол. Башкирского фил. АН СССР. Труды. Вып. 10.)

Andersen C. A. Massive Sulfide Deposits and Volcanism. — «Econ. Geol.», 1969, vol. 64, N 2, p. 129—146.

Nockolds S. R. Average chemical composition of some igneous rocks. — «Bulletin of the Geological Soc. of America», 1954, vol. 65, p. 1007—1032.

Ramberg H. The Origin of Metamorphic and metasomatic Rocks. — „The University of Chicago Press“, 1958, 317 p.

Ringwood A. E. The Petrological Evolution of Island Arc Systems. — „Journ. Geol. Soc. London“, 1974, vol. 130, p. 183—204.

Sillitoe R. H. Environments of Formation of Volcanogenic Massive Sulphide Deposits. — „Economic Geology“, 1973, vol. 68, N 8, p. 1321—1325.

Vokes F. M. Review of the Metamorphism of Sulphide Deposits. — «Earth — Science Reviews“, 1969, vol. 5, N 2, pp. 99—143.

- Айдырлинский район 38, 41, 67, 136
 Айдырлинское 67, 137
 Александрийское 125
 Аномалия 10 112
 Аномалия 14 112
 Ащебутак 1, 112
 Ащебутацкий район 24, 38, 41, 112
 Бабарькинское 125
 Байкаринское (Горная Байкара) 64, 129, 130
 Баймак-Бурибайская зона 29, 32, 39
 Баймак-Сибайская зона 37
 Баймакский район 17, 38, 41, 62, 127
 Бакртауское 86, 129, 131
 Бакрузьякское 107
 Балтатауское 85, 130, 147
 Блакское 134
 Блявинское 67, 143, 146
 Бурибайская зона 49, 92, 160
 Бурибайский район 17, 38, 41, 42, 49, 50, 90
 Бурибайско-Айдырлинская зона 37
 Бурибайское 42, 50, 53, 65, 76, 80, 91, 92, 149
 Верхнеуральский район 23, 38, 41, 124
 Весеннее 78, 86, 100
 Восточно-Баймакская зона 71, 129, 130
 Восточно-Кузнецкое 129, 130
 Восточно-Семеновское 130
 Гайский район 38, 41, 43, 110
 Гайское 23, 58, 82, 84, 148
 Гайско-Теренсайская зона 37
 Дергамышское 51
 Джусинско-Домбаровская зона 29
 Джусинское 86, 114
 Домбаровский район 24, 38, 41, 98
 Домбаровско-Светлинская зона 37
 Западно-Ащебутацкое 112, 147
 Западно-Баймакская зона 129, 130
 Зауральский район 38, 41, 133
 Ивановское 51
 Им. XIX партсъезда 120, 147
 Им. 50-летия Октября 78, 86, 103
 Иссыргужинское 112
 Кайрактинское 134
 Камаганское 107
 Комсомольское 143
 Константиновское 117
 Кособродское 118
 Кульюртауское 129, 131
 Кызылмаякское 138
 Летнее 66, 99
 Майское 64, 68, 70, 81, 130, 149
 Маканская зона 75, 92
 Маканское 42, 50, 53, 66, 74, 91, 94, 148
 Мамбетовское 50, 53, 91
 Медногорская зона 29
 Медногорский район 38, 41, 67, 141
 Можаровское 112
 Молодежное 70, 81, 120, 123, 149
 Никольское 117
 Ново-Николаевская зона 29
 Ново-Николаевский район 38, 41, 138
 Ново-Николаевское 67, 139
 Ново-Семеновское 129
 Новый Сибай 69, 108
 Озерное (Зауральский рудный район) 134
 Озерное (Учалинский рудный район) 120
 Октябрьское 42, 53, 66, 74, 91, 96, 147
 Осеннее 98
 Подольское 96, 147
 Поляновское 67, 118
 Приорское 70, 102
 Присакмарская зона 129
 Разумовское 142
 Сабановское 125
 Санарское 117
 Светлинское 67, 135, 147
 Северное 138
 Северное Таштауское 130
 Северо-Бакрузьякское 107
 Северо-Восточное 112
 Северо-Полянское 117
 Северо-Сибайское 107
 Семеновское 129, 130
 Сибай-Гайская зона 29, 32, 34, 39
 Сибайский район 38, 41, 43, 105
 Сибайское 53, 55, 68, 70, 71, 84, 107, 146
 Средне-Орский район 38, 41, 101
 Старый Сибай 69, 108
 Сураковская зона 92, 161
 Султановско-Кособродская зона 29
 Таналыкское 129, 130
 Таштауское 129
 Теренсайский район 24, 38, 41, 113
 Троицкое 129, 130
 Тубакаинское 129, 130
 Тубинское 130, 147
 Уваряжское 127, 129, 130
 Увельский район 38, 41, 116
 Узельгинское 24, 66, 122, 148
 Учалинский район 23, 38, 41, 118
 Учалинское 67, 70, 120, 146, 148
 Учалинско-Тастыбутацкая зона 29, 34
 Учалинско-Увельская зона 37
 Центральное 112
 Чернореченское 117
 Чингизовское 130
 Юбилейное 50, 53, 87, 91, 161
 Южно-Бакрузьякское 107
 Южное 129, 130
 Южно-Полянское 117
 Южное Таштауское 131
 Юлалинское 130
 Яман-Касы 142

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Краткий очерк геологического строения Южного Урала	6
Глава II. Региональные закономерности размещения колчеданных месторождений	16
Связь месторождений с вулканогенными породами	16
Положение рудных полей и месторождений в региональных структурах	28
Стратиграфическое положение месторождений	38
Региональный метаморфизм рудовмещающих пород	45
Глава III. Локальные закономерности размещения колчеданных месторождений	55
Связь колчеданных месторождений с вулканическими постройками	55
Положение колчеданных залежей в геологических структурах	65
Связь колчеданных месторождений с внедрившимися магматическими породами	71
Положение колчеданных залежей в ореоле околорудных гидротермально-метасоматических изменений вмещающих пород	79
Глава IV. Геологическое строение рудных районов и некоторых месторождений	88
Типы рудных районов	88
Районы с эвгеосинклинальным фундаментом и преобладающим развитием контрастно дифференцированных вулканитов	90
Бурибайский район	90
Домбаровский район	98
Средне-Орский район	101
Сибайский район	105
Гайский район	110
Рудные районы на эвгеосинклинальном основании с широким развитием непрерывно дифференцированных вулканитов	111
Ащебутакский район	112
Теренсайский район	113
Увельский район	116
Учалинский район	118
Верхнеуральский район	124
Баймакский район	127
Рудные районы, расположенные на гранитизированном фундаменте	132
Зауральский район	133
Айдырлинский район	136
Ново-Николаевский район	138
Рудные районы, расположенные на миогеосинклинальном фундаменте	141
Медногорский район	141
Глава V. Условия формирования колчеданных месторождений	146
Геологические условия формирования колчеданных месторождений	146
Механизм формирования колчеданных залежей	149
Глава VI. Критерии прогнозной оценки	158
Заключение	162
Список литературы	164
Указатель месторождений, рудных районов, рудоносных зон	173

ИБ № 1076

Василий Александрович Прокин

**Закономерности
размещения
колчеданных
месторождений
на Южном Урале**

Редактор издательства *Л. Г. Рожкова*

Переплет художника *А. Е. Чучканова*

Художественный редактор *В. В. Евдокимов*

Технический редактор *Б. А. Илясова*

Корректор *Т. М. Столярова*

Сдано в набор 29/XI 1976 г. Подписано в печать 23/V 1977 г. Т-09659
Формат 70×108¹/₁₆ Бумага № 2 Печ. л. 11,0
Усл. п. л. 15,4 Уч.-изд. л. 15,91 Тираж 500 экз.
Заказ 829/12156—4 Цена 2 р. 92 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картфабрика объединения «Аэрогеология»

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

в издательстве „Недра“
готовятся к печати новые книги

ПРИНЦИПЫ прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. В 2-х томах. Т. I. 25 л. 2 р. 75 к. в пер.

Рассмотрена проблема прогнозирования, поисков и оценки месторождений в целом с позиций рудно-формационного анализа, намечены пути ее решения. На основе анализа материала, касающегося позиций месторождений в истории развития земной коры, их структурного и магматического контроля, геологического строения, вещественного состава руд, рудной зональности, геохимических и геофизических особенностей разработаны принципы рудно-формационного анализа и сформулированы критерии прогноза и оценки месторождений редких металлов, молибдена, олова, вольфрама, бора, фтора и слюды. В книге использованы новейшие отечественные и зарубежные данные, полученные в процессе разведки и изучения месторождений указанных полезных ископаемых.

Книга предназначена для геологов, занимающихся изучением, прогнозированием, поисками и оценкой месторождений полезных ископаемых.

ПРИНЦИПЫ прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. В 2-х томах. Т. II. 20 л. 2 р. 25 к.

На основе материала, касающегося позиций месторождений в истории развития земной коры, их структурного и магматического контроля, геологического строения, вещественного состава руд, рудной зональности, геохимических и геофизических особенностей разработаны принципы рудно-формационного анализа и сформулированы критерии прогноза, поисков и оценки месторождений железа, хромитов, бокситов и полезных ископаемых, связанных с карбонатитами. В книге использованы новейшие отечественные и зарубежные данные, полученные в процессе разведки и изучения месторождений указанных полезных ископаемых.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга — почтой» магазинов:

№ 17—199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61

№ 59—127412, Москва, И-412, Коровинское шоссе, 20

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

2753

2753

HEBRA