

**ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ
ПРОГНОЗИРОВАНИЯ
МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО
И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО
ОРУДЕНЕНИЯ**

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ
ПРОГНОЗИРОВАНИЯ
МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО
И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО
ОРУДЕНЕНИЯ

(на примере Рудного Алтая)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1972

474

Принципы и методы прогнозирования медноколчеданного и полиметаллического оруденения. М., «Недра», 1972, с. 260

В работе описаны принципы и методы прогнозирования медноколчеданного и полиметаллического оруденения на примере Рудного Алтая, являющегося крупнейшей горнорудной базой цветной металлургии Советского Союза. В основу книги положен громадный фактический материал, накопленный за многие десятилетия коллективом алтайских геологов, а также большой опыт геолого-металлогенетических исследований и создания средне- и крупномасштабных карт прогноза по Рудному и Южному Алтаю. Учтены результаты и опыт прогнозно-металлогенетических работ в других районах СССР. Это позволило рассмотреть ряд общих вопросов комплексного металлогенетического изучения горнорудных районов и шире осветить проблему прогнозирования металлоносности применительно к эндогенному оруденению.

Главное внимание в работе уделяется геологическим и металлогенетическим основам прогнозирования оруденения. С этой точки зрения разработаны особенности глубинного строения Юго-Западного Алтая и вопросы структурно-формационного и металлогенетического районирования территории, проанализированы факторы стратиграфического, магматического и структурно-тектонического контроля оруденения, описаны магматические и рудные формации района, измененные породы как поисковый и оценочный признак месторождений различных формационных типов, а также морфологические особенности промышленных рудных полей и закономерности их поведения на глубине. В специальных разделах книги дается обзор теоретических представлений, определявших направление поисково-разведочных работ в районе, рассмотрены отправные положения и методика прогнозирования, а также пути совершенствования методики дальнейших поисковых и разведочных работ в освоенных горнорудных районах. Приводятся легенды к картам прогноза различного масштаба.

Книга рассчитана на геологов и научных работников, занимающихся прогнозно-металлогенетическими исследованиями, а также на студентов старших курсов.

Таблиц 9, иллюстраций 23, список литературы — 264 названия.

Авт: Н. Л. Бубличенко, Ю. Ю. Воробьев, П. Ф. Иванкин, П. В. Иншин, В. С. Кузубный, В. Н. Любецкий, В. В. Попов, Н. И. Стучевский.

2-9-4

49-72

*Бубличенко Николай Лазаревич, Воробьев Юрий Юрьевич,
Иванкин Петр Филиппович, Иншин Павел Викторович,
Кузубный Валентин Степанович, Любецкий Владимир Николаевич,
Попов Виктор Васильевич, Стучевский Наум Исакович*

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Редактор издательства Башмакова З. И. Техн. редакторы Калужина В. И., Сивова Т. Г.
Переплет художника Гозенпют М. И. Корректор Курьлева М. П.

Сдано в набор 24/III 1972 г. Подписано в печать 17/VII 1972 г. Т-12532.
Формат 60 × 90²/₁₆. Бумага № 2. Печ. л. 17¹/₂ с 2 вкл. Уч.-изд. л. 19,0.
Тираж 1200 экз. Зака 1610/4182-4. Цена 2 р. 06 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская типография № 6 Главполиграфпрома Комитета по печати
при Совете Министров СССР. Московский пр., 91.

ВВЕДЕНИЕ

Потребление руд промышленностью растет из года в год, вместе с тем обнаружение новых рудных месторождений становится все более трудной задачей. В освоенных горнорудных районах страны, где промышленность развивается на протяжении многих десятилетий или даже столетий, резерв легко открываемых месторождений к настоящему времени практически исчерпан и усилия геологов и геофизиков направлены на поиски промышленных скоплений руд, скрытых на глубине. Глубины до 1 км вблизи действующих крупных рудников уже стали зоной массовых поисков и разведок руд. На прилегающих перспективных площадях поиски ведутся на глубинах 200—300 м и более. Едва ли можно сомневаться в том, что в недалеком будущем потребуется осуществить достаточно надежную оценку перспектив на металлическое сырье важнейших освоенных горнорудных районов и на глубинах, пока не достигнутых современным разведочным бурением. В этой связи приобретают особую актуальность исследования, посвященные научному обоснованию поисково-разведочных работ, так как эффективность последних прежде всего зависит от выбора правильного направления и метода. Важное место среди них принадлежит комплексным металлогеническим работам и среднекрупномасштабному прогнозу металлогеничности недр.

Металлогения как отрасль геологической науки, изучающая закономерности распределения месторождений полезных ископаемых во времени и пространстве, быстро развивается. В Советском Союзе в последнее десятилетие особенно широко проводятся региональные металлогенические исследования, завершающиеся составлением мелкомасштабных обзорных металлогенических и прогнозных карт. Развитию их во многом способствовали разработанные во Всесоюзном научно-исследовательском геологическом институте (ВСЕГЕИ) под руководством Ю. А. Билибина, а затем П. М. Татаринова и Е. Т. Шаталова принципы и методы регионального металлогенического анализа складчатых областей, а также успешный опыт составления подобных карт для территории Казахстана, осуществленный большим коллективом научных работников и геологов-производственников под руководством К. И. Сатпаева, а в другом варианте — коллективом ВСЕГЕИ. Несомненно большую положительную роль сыграло также регулярное издание сборников «Закономерности

размещения полезных ископаемых в земной коре», начатое по инициативе Н. С. Шатского и осуществляемое под руководством В. И. Смирнова. В настоящее время трудно назвать такой район в Советском Союзе, для которого не были бы составлены региональные металлогенические карты коллективами территориальных геологических управлений и научно-исследовательских организаций.

Наряду с этой огромной работой в отдельных горнорудных районах выполнялись также средне-крупномасштабные металлогенические исследования и были составлены детальные карты прогнозов, опирающиеся на комплексные геолого-геофизические съемки. Однако такое прогнозирование металлоносности регионов еще не стало массовым и обязательным видом работ по оценке перспектив развития рудосырьевых баз, возможно, из-за большой сложности и специфичности этих работ. Накопленный отдельными коллективами геологов и геофизиков ценный опыт по прогнозированию в должной мере пока не обобщен и мало известен геологической общественности страны. Не оформились еще принципы и методы детального металлогенического анализа рудных районов и составления для них крупномасштабных прогнозных карт, хотя начало этому положено публикациями методических статей в различных специальных изданиях и выходом в свет работы «Основные принципы составления, содержание и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов» (Шаталов и др., 1964). Много сделано в этом направлении геологами Узбекистана, а также другими коллективами страны.

Дальнейшее совершенствование принципов и методов прогнозирования в горнорудных районах возможно на основе обобщения опыта конкретных исследований, полученного в регионах с различным металлогеническим профилем — железорудным, медно-полиметаллическим, редкометалльным и др. В свете сказанного может представить определенный интерес опыт средне-крупномасштабного прогнозирования металлоносности на Рудном Алтае. Этот классический регион колчеданного медно-полиметаллического оруденения значительно более полно опосредован и геологически изучен, чем многие другие регионы страны. Поэтому уже в начале 50-х годов институтами АН КазССР и организациями Министерства геологии СССР и Министерства геологии КазССР был взят курс на подготовку фактических и теоретических основ, необходимых для осуществления прогноза рудоносности недр, что и было впоследствии осуществлено.

Составление карт прогнозов являлось естественным и совершенно необходимым этапом в изучении Рудного Алтая, превратившегося в один из важнейших центров цветной металлургии страны. Громадный фактический материал, накопленный за десятилетия интенсивного изучения недр Алтая в годы Советской власти, не говоря уже о дореволюционном периоде, и задачи, поставленные перед геологической службой народнохозяйственными планами, заставляли давать максимально полную оценку состояния изученности геологии

района, а главное его полезных ископаемых. Необходимо было осветить на новой стадии изучения и освоения региона стратиграфию, тектонику, магматизм, геофизические данные в применении к геологии и выработать достаточно надежные геолого-геофизические основы прогнозирования; необходимо было также обобщить и проанализировать фактический материал по рудным месторождениям и многочисленным рудопроявлениям и выявить основные закономерности размещения полезных ископаемых как в пределах всего региона, так и на отдельных рудных полях. Наконец, за долгие годы работы коллективом алтайских геологов и геофизиков накоплен огромный опыт в установлении поисковых признаков и связей полезных ископаемых с теми или иными геологическими факторами. Появилась реальная возможность учесть генетические особенности месторождений, оценить раздельно экономическую значимость рудных формаций разного типа и положить установленные закономерности в основу прогноза металлоносности, внося в него элементы количественной оценки. Правильная классификация месторождений и правильное районирование всей рудоносной области, как показал опыт, приобрели первостепенное значение при планировании геологоразведочных работ и общей экономической оценке региона и его отдельных частей.

Авторы настоящей книги, посвятившие изучению Юго-Западного Алтая многие годы и даже десятилетия, являлись ответственными исполнителями и научными руководителями прогнозно-металлогенических работ, начатых на Алтае в 1952 г. Поэтому естественно, что в основу книги положен прежде всего опыт создания карт прогноза на медь и полиметаллы, частью железо и золото по Рудному и Южному Алтаю. Однако дальнейшее развитие исследовательских и геологоразведочных работ на Алтае, когда частично были реализованы прогнозные рекомендации и проведен новый цикл крупномасштабных геологических съемок, а также знакомство с богатым опытом изучения недр горнорудных регионов Советского Союза позволили рассмотреть в книге ряд общих вопросов комплексной методики изучения рудносырьевых баз и шире осветить всю проблему средне-крупномасштабного прогнозирования эндогенного оруденения. В работе учтены результаты и опыт крупномасштабного геологического картирования и специальных тематических исследований последних лет. Много внимания уделено одному из наименее разработанных пока вопросов — созданию основ и методов прогнозирования оруденения на глубину как в масштабе крупных рудных поясов, так и применительно к конкретным рудным узлам и месторождениям.

На концентрацию оруденения влияет ряд факторов. Легче оценить качественную, чем количественную сторону воздействия каждого из них. Авторы стремились дать всестороннюю характеристику металлоносных процессов на Рудном Алтае и показать методические основы проделанной работы по прогнозированию, считая, что это будет нужно и для других полиметаллических провинций. Освещены вопросы стратиграфического и структурно-тектонического контроля

оруденения, связи магматических и осадочных формаций с орудением, показана необходимость установления типов рудных полей, проведения глубинного и приповерхностного районирования и др. Сделана попытка осветить пути совершенствования методики дальнейших прогнозно-поисковых и поисково-разведочных работ.

Формированию современных представлений о закономерностях размещения руд во времени и пространстве предшествовала длительная борьба идей и мнений в геологии и металлогении. История изучения Алтая в этом отношении весьма поучительна и может представить немалый интерес для широкого круга читателей. Поэтому перед специальными главами, раскрывающими отправные положения прогнозирования, дан краткий обзор идей, которые являлись руководящими при поисково-разведочных работах на разных стадиях истории освоения Алтая. В этом обзоре читатель найдет также указания на некоторые разногласия самих авторов по отдельным вопросам, несмотря на достигнутую общность по основным представлениям.

В написании каждого раздела книги принимали участие все авторы. Фамилии авторов, вложивших основной труд в написание того или другого раздела, указаны в оглавлении. Научными руководителями работ по составлению карт прогнозов являлись чл.-кор. АН КазССР Н. Л. Бубличенко и проф. П. Ф. Иванкин. Ими же выполнено общее редактирование книги.

Авторами с благодарностью учтен ряд ценных советов и замечаний профессора Г. Ф. Яковлева, просмотревшего рукопись данной работы.

Книга отражает далеко не в полной мере итоги многогранной творческой деятельности большого коллектива геологов и геофизиков Алтая, трудом которых создавалась и создается рудная база цветной металлургии Восточного Казахстана. Но авторы надеются, что обобщенный ими опыт и предложенные методические рекомендации, вероятно, могут быть с пользой учтены теми геологами, геофизиками и геохимиками, которые осуществляют один из самых сложных видов современных работ в геологии — поиск рудных месторождений в регионах хорошо изученных и опосредованных.

РАЗВИТИЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ, ОПРЕДЕЛЯВШИХ НАПРАВЛЕНИЕ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА РУДНОМ АЛТАЕ

Горное дело зародилось на Алтае в те времена, когда геология как наука делала по существу свои первые шаги. Значение Алтая как горнорудной провинции на протяжении последних неполных трех столетий то уменьшалось, то возрастало, но никогда не было второстепенным. Представления о его геологическом строении и горных богатствах развивались на уровне общего состояния знаний по геологии своего времени.

Алтай изучался многими выдающимися учеными. В первое время это были в значительной мере иностранцы, начиная с П. С. Палласа, приглашенного царицей Елизаветой для описания «Российской империи». Естественно, что в отношении Алтая применялись те гипотезы и теории, которые развивались и в других рудных районах, начиная с теорий «вештунистов» и «вулканистов». Особенности его геологического строения предопределяли и главные направления металлогенических исследований.

Первые сведения о горных богатствах Алтая — это данные археологии. С. С. Черников (1949) считает, что олово в Калбинском хребте разрабатывалось в 1400 г. до н. э. Окончание металлургии бронзы надо отнести к III—II вв. до н. э., а переход к добыче железных руд — ко II—I вв. до н. э. На большинстве рудников Алтая были найдены следы древних разработок легендарной «чуди». В 1721 г. В. Н. Татищев, просвещенный горный деятель времени Петра I, послал на Алтай первых рудознатцев — Никиту Петрова и Ивана Привцина. В 1726 г. последовал указ о разрешении Акинфию Демидову начать на Алтае горное дело; после этого началось его энергичное развитие.

В 1747 г. после смерти А. Демидова горная промышленность Алтая была передана в ведение Кабинета. Деятельность Кабинета развивалась в трех направлениях: добыча руд, выплавка металла, поиски новых месторождений. Общий упадок горной промышленности начиная со второй половины XIX в., во-первых, заставил Кабинет привлечь как частный, так и иностранный капитал, а во-вторых, усилить геологопоисковые работы. Последнее, в частности, привело к тому, что начато было составление геологической карты (масштаб 10 верст в 1 дюйме). Для этого были приглашены видные геологи того времени. К сожалению, масштаб карты не отвечал

практической потребности, да и собственно на полезные ископаемые не было обращено должного внимания.

Резко иной характер имеют работы советского периода. Начало их связано с деятельностью б. Геологического Комитета. Они были предприняты по инициативе В. К. Котульского. Разрабатывались общие перспективы развития горной промышленности Алтая, изучались отдельные месторождения, начато было составление геологической карты, а в дальнейшем ставятся геологоразведочные работы. В 1925 г. образован трест «Алтайцветметразведка» (начальник П. П. Буров), созданы отраслевые организации «Калбаолово», «Алтайзолото» и др. В 1957 г. эти разрозненные предприятия объединены в Восточно-Казахстанское и Западно-Сибирское геологические управления. Научно-исследовательские и поисково-съёмочные работы осуществлялись также б. Геологическим Комитетом (в дальнейшем Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт, а затем Всесоюзный геологический институт), Геологическим институтом АН КазССР, Алтайским горно-металлургическим научно-исследовательским институтом (АГМНИИ) АН КазССР, Всесоюзным аэрогеологическим трестом (ВАГТ), Казахским геологическим управлением и другими организациями.

История развития геологических исследований на Рудном Алтае излагается во многих работах. Прежде всего следует отметить пятитомный труд В. А. Обручева (1931—1948) «История геологического исследования Сибири», а также т. 39 «Истории геологической изученности СССР» (Восточный Казахстан). Специально этой же теме посвящена статья Е. Ф. Бурштейна (1956); такие же сведения приводятся П. П. Пилипенко (1915), Г. Г. Петцем (1907 г.) и др.

Описание месторождений. Первоначальное изучение рудных месторождений Алтая носило преимущественно описательный характер. По мере накопления фактического материала появлялась необходимость его систематизации, классификации. Проводились аналогии и сравнения с месторождениями других регионов. Первое, по тому времени довольно полное описание месторождений находим у П. С. Палласа (1771—1776 и 1786 гг.). В дальнейшем их описывают И. М. Ренованц (1792 г.), Герман (1779—1801 гг.), Фальк (1785 г.), П. Шангин (1808 г.), Ледебур (1829 г.), Кулибин (1836 г.), Г. Розе (1837, 1842 гг.), Узатис (1839 г.) и др.

Начиная с 1845 г. характер описаний меняется, они даются уже обычно в увязке с общегеологическими данными. Это работы П. Чихачева (1845 г.), опубликовавшего и первую геологическую карту Алтая, Г. Е. Щуровского (1846 г.), Пранга 2-го и Ярославцева (1861 г.), Б. Котта (1869, 1870, 1871 гг.), Д. П. Богданова (1882, 1883 гг., 1911 и др.), В. С. Реутовского (1905 г.), Г. Петца (1907 г.), П. П. Пилипенко (1915).

Описание наиболее значительных месторождений Рудного Алтая в связи с общей концепцией о том, что первичной структурой является Сибирская платформа, а не «Древнее темя Азии», как думал Зюсс, дает Делоне (1909, 1911 гг.), но Алтай он включает в систему

герцинид, окаймляющих эту платформу. Делоне впервые применил термин «металлогения» по отношению к Алтаю.

Очень важное значение имела работа В. Мамонтова (1908 г.), составившего краткое описание всех известных месторождений по литературным и архивным данным. Подобного же типа работа с уточнениями и расширенная выполнена уже в советское время Б. С. Митропольским и М. К. Паренаго (1931). Описания отдельных месторождений публиковали многие исследователи: В. К. Котульский (1918, 1922 и др.), И. Ф. Григорьев (1928 г., 1931), он же и С. М. Глебов (1934 г.), Г. Л. Падалка и А. А. Амрасланов (1936 г.), Н. Н. Курек (1933, 1937), он же и П. П. Буров (1934, 1939), П. П. Буров (1941), К. В. Воробьев (1937 г.), Д. М. Шилин (1941 г.), Ю. А. Шнейдер (1940), В. А. Соколов (1940), П. Ф. Иванкин (1951, 1957), Г. Н. Щерба (1953 г., 1957), А. К. Каюпов, В. А. Ким, Л. Г. Никитина, Е. А. Флеров (1957), П. Ф. Иванкин, П. В. Иншин, В. С. Кузубный (1961), Ю. Ю. Воробьев (1963), В. В. Попов (1968), Н. Н. Шатагин (1969 г.) и др. Гораздо больше имеется неопубликованных описаний месторождений.

Классификация, как основа установления значимости месторождений. Попытки систематизировать накопившиеся данные были сделаны еще на ранних этапах изучения месторождений Алтая. Так, Бегер (1831 г.) считал главными особенностями залегающих месторождений в форме пластов, согласно с окружающими осадочными породами. Узатис (1839 г.) относил все месторождения Западного Алтая к жилам и различал по их форме четыре типа. Классификации касались также Бояршинов (1846 г.), Котта (1871 г.), Майер (1896 г.), К. М. Богданович (1912, 1913 гг.), В. А. Обручев (1935) и др. Шпринг (1905 г.), рассматривая геологическое строение района Змеиногорска, устанавливает там первоначально барит-свинцовую, колчеданисто-свинцовую и кварцево-медную формации, а затем кварцевую с золотосодержащим пиритом. Вопросы классификации в их историческом развитии кратко изложил П. П. Пилипенко (1915). Он предложил две классификации. Первая касается генезиса месторождений, которые связываются с деятельностью «глубинных фумарол» гранитных лакколлитов. Вторая классификация дается по составу жильного вещества и минеральному составу руд. В основу положена формула $Q(B) - SGP$, где $Q(B)$ — растворитель (Q — кварц, B — барит), а SGP — минеральный состав (сфалерит, галенит, пирит). Основываясь на данных этой формулы, П. П. Пилипенко выделяет семь групп месторождений.

Характер жильной породы является одним из основных факторов и в классификации В. К. Котульского (1918). А. К. Болдырев и И. Ф. Григорьев (1927) классифицируют месторождения, используя пометальный состав руд. Они предлагают разделение алтайских месторождений и по генетическому признаку. Ф. Н. Шахов (1940), описывая основные черты металлогении Алтая, выделяет несколько металлогенических формаций. Он же дает краткую характеристику зон окисления месторождений Золотушинского, Локтевского, Лазурского.

Разделение рудоносных структур на типы приводится П. Ф. Иванкиным и А. В. Пуркиным (1957). Более полная классификация месторождений предложена П. Ф. Иванкиным (1959, 1960) и группой геологов (Иванкин, Иншин, Кузубный, 1961). В ней выделяются тектоно-магматические этапы, рудные комплексы и рудные формации. Различаются следующие этапы тектогенеза: ранний — доорогенный, средний — главные складчатые движения и поздний — глыбовые движения. Выделяются типы эндогенных месторождений, связанные с интрузиями порфиров добатолитового комплекса, с интрузиями змеиногорского комплекса, с поздними малыми интрузиями. В каждом из этих типов различаются низко-, средне- и высокотемпературные месторождения.

Минералогия руд, их вещественный состав и геохимия. При описании месторождений, естественно, возникал интерес и к их минеральному и вещественному составу. Первые сведения о минералах имеются у Палласа (1772 г.), Реновца (1762 г.), Фалька (1782 г.). Систематическое описание минералогии Алтая дает В. М. Севергин во второй части капитального труда «Опыт минералогического землеописания Российского государства» (1809 г.). Позднее появляются специальные статьи, посвященные минералогии Алтая (Г. Розе, Кокшаров, П. В. Еремеев, Герман, Стибинг). По существу каждое описание месторождения сопровождается в той или иной мере данными по минералогии. Крупнейшим этапом в изучении минералогии Алтая является капитальная работа П. П. Пилипенко (1915) и его статьи (1909 г.).

Введенный И. Ф. Григорьевым (1927 г.) впервые в СССР на алтайском материале метод изучения рудных минералов в отраженном свете позволил резко расширить наши познания по минералогии руд. Появились работы с использованием этого метода: Б. И. Вейц (1945, 1948, 1949, 1950 гг. и др.), И. В. Покровская, Н. М. Шамысов (1939 г.), Т. Н. Шаддун (1949, 1951), М. С. Безсмертная (1957), С. А. Горжевская (1957), М. С. Шнайдер (1963 г.), Н. М. Митряева (совместно с П. Ф. Иванкиным, З. А. Пуркиной, 1960 г.), В. С. Аксенов (1968 г.) и др. По инициативе К. И. Сатпаева проведена большая работа по минералогии Алтая (Вейц, Покровская, Болгов, 1957). Кроме основных исполнителей Б. И. Вейц, Г. П. Болгова, М. В. Тацининой в ней большое участие принимали Н. А. Розыбакиева, И. В. Покровская, Н. М. Петровская, М. З. Дмитриева.

Рассеянных элементов в рудах Алтая в прошлом геологи почти не знали. Известны были мышьяк, сурьма, висмут, селен, теллур; выявлены также минералы с редкими элементами — гессит и алтаит. Изучение редких и рассеянных элементов было осуществлено уже в советский период. Первоначально работы проводили отдельные исследователи: А. А. Гринберг, А. Н. Филиппов, И. И. Ясвинский (1933 г.), П. С. Сасим (1936), С. А. Ершов (1936), В. Н. Щербина (1939), Е. Ф. Зив. Обобщающие данные по литературным источникам опубликованы В. С. Домаревым (1938 г.) и Д. И. Щербаковым

(1938). В 1930 г. А. П. Никольский открывает вольфрамит, о чем сообщает в 1932 г. Н. А. Елисеев.

Одним из первых изучает элементы-спутники М. Г. Русанов. Затем такие исследования проводят Б. С. Митропольский (1945 и др.), М. И. Казанцев (1950 г.), Ф. И. Вьюнов (1952), А. Н. Литвинович (1949, 1960, 1961, 1967 гг. и др.). Предложенный А. Н. Литвиновичем метод корреляции металлов позволяет давать прогнозную оценку рассеянных элементов с малыми содержаниями. Г. И. Росманом изучены первичные ореолы рассеяния металлов на различных структурно-морфологических типах месторождений и показано их поисковое значение. Работами В. Д. Инина (1966 г.), Х. А. Беспяева (1963, 1966 гг.), А. А. Гармаша и др. уточнены закономерности распределения редких элементов в рудах и породах различных генетических и формационных типов месторождений. В результате этих исследований ценность руд Алтая значительно возросла, появились новые поисковые признаки и объективные критерии прогнозирования.

Методы геометризации и математической статистики использовались на Алтае не только для выявления тектонических структур. Так, В. К. Котульский и Н. Н. Курек (1926 г.) опубликовали результаты применения вариационной статистики к анализам руд Риддерского месторождения. Методами геометризации К. Ф. Ермолаев (1962, 1966, 1967 гг.), учтя огромный материал по району г. Лениногорска, установил корреляционные зависимости между содержаниями металлов и, в частности, показал наличие двух генераций золота. Им же выявлен целый ряд других закономерностей. А. С. Калугин (1965) делает попытки применения количественного анализа при выявлении закономерностей размещения вулканогенных отложений и районирования.

Вопросы геотектоники, тектонические структуры региона, рудных полей и месторождений. Металлогенические процессы контролируются геотектоническими факторами и структурами регионального порядка. Кроме того, особую категорию составляют структуры рудных полей и отдельных месторождений. О связи региональных структур и металлогенических процессов оказалось возможным обоснованно говорить только тогда, когда стали известны общегеологические данные и прежде всего когда появилась геологическая карта. Впервые такая карта, как уже говорилось, была составлена П. Чихачевым (1845 г.). Геологию района рассматривали В. М. Севергин (1809 г.), Г. Е. Щуровский (1846 г.), Б. Кота (1871, 1872 гг.), К. Гривнак (1873, 1875 гг.) и др., а позднее Делоне (1909, 1911 гг.), Д. П. Богданов (1914), В. А. Обручев (1915 г.), П. П. Пилипенко (1915) и др.

Начавшаяся по инициативе В. К. Котульского в 1918 г. геологическая съемка б. Геологическим Комитетом послужила основой для современных металлогенических построений. В результате этой работы были выявлены две крупные тектонические линии (зоны смятия) — Иртышская и Северо-Восточная, установлен Алейский

антиклинорий и другие структуры, что сразу очень многое разъяснило в металлогенических проблемах. Особенно большое внимание в литературе было уделено отмеченным зонам смятия и связи с ними оруденения. Зоны эти описаны В. П. Нехорошевым (1932 и др.), Н. Л. Бубличенко (1936) и др. В. П. Нехорошев считал эти зоны сбросовыми линиями, определившими границы «рудного грабена». Н. Л. Бубличенко полагал, что эти линии являлись надвигами, первоначально очень пологими, по которым произошло сближение резко различных фаций, и только в дальнейшем надвиговые линии приобрели современное крутое падение. В 1966 г. В. П. Нехорошев писал, что глубинные разломы служили подводными путями для гидротерм, несущих полиметаллическое оруденение. Впрочем, мнения о форме самих дислокаций и о их связи с металлогенией у геологов разные. Так, И. Ф. Григорьев (1934, 1937) развивал идею о ступенчатом строении Алтая, начиная с Калбы и кончая Горным Алтаем. В. А. Соколов (1936 г.) считал Иртышскую зону горстом, приподнятым по отношению к Калбинскому и Рудноалтайскому блокам. Г. Д. Ажгирей и П. Ф. Иванкин (1952) описали Иртышскую зону как глубинный разлом с мощным проявлением ламинарного течения пород, проходящий на границе двух различных структурно-фациальных зон: палеозойского подвижного шельфа, где локализовался вулканизм (Рудноалтайская зона), и Зайсанской геосинклинали с терригенным осадконакоплением. Г. Н. Щерба (1957), касаясь связи региональных структур и процессов металлогении, указывал, что разломы питали цепи вулканов центрального типа и трещинные излияния в девоне, а в карбоне послужили каналами для основных, а затем гранитных интрузий различных герцинских комплексов. Г. И. Полтараков, А. П. Беляев (1968) при рассмотрении Змеиногорского района большое значение в локализации оруденения придали разрывным нарушениям.

Значительно меньше разбирался вопрос размещения оруденения в связи с крупными складчатыми структурами типа антиклинориев и синклинориев. Г. Ф. Яковлев (1957) полагал, что в размещении оруденения большую роль играет структурный контроль и что значительная часть месторождений приурочена к секущим и комбинированным структурам, а другая к согласным (складчатым) структурам; при этом большинство рудных районов расположено в антиклинориях. Многими исследователями (Г. Н. Щерба, А. К. Каюпов, Ю. Ю. Воробьев, В. Н. Любецкий и др.) отмечается, что рудные районы Юго-Западного Алтая и Калбы размещены в областях сопряжения широтных и северо-западных глубинных разломов. Важная роль субширотных и северо-западных разломов в пространственном размещении рудных полей и месторождений в Лениногорском районе установлена исследованиями В. В. Попова (1968).

О связи тектонических структур и оруденения на отдельных рудных полях и месторождениях указывалось уже в первые годы исследований на Алтае. Однако В. А. Крат (1891—1894 гг.), маркшейдер по образованию, в сущности был первый, кто четко поставил

вопрос о структурном изучении рудных месторождений как об обособленной дисциплине и первый на Алтае применил элементы геометризации.

Г. Н. Майер (1894 г.), много лет изучавший рудные месторождения Алтая, полагал, что последние образовались в очень тонких дислокационных трещинах, параллельных или пересекающихся, образующих пояса параллельно выходам соседних гранитов. Этим Г. Н. Майер в какой-то мере предопределил «зоны смятия», которым сейчас на Алтае уделяется большое внимание. Большое значение этот исследователь придавал складкам (1905 г.), в частности для Змеиногорского месторождения отмечал существование двух систем складок, а позже (Майер, 1914) указывал, что это месторождение, как и Риддерское, принадлежит к антиклинальному типу. Существование мелкой складчатости на Лениногорском месторождении было твердо доказано В. К. Котульским (1925 г.), П. П. Буровым и Н. Н. Куреком (1939 и др.).

Вместе с началом геологической съемки Рудного Алтая было принято интенсивное изучение не только общих закономерностей распределения оруденения (В. К. Котульский, И. Ф. Григорьев, А. К. Болдырев, В. П. Нехорошев и др.), но и структур отдельных месторождений. Так, Белоусовское месторождение изучалось Г. Л. Падалка (1929), Лазурские и Чагирские рудники — И. Ф. Григорьевым (1928 г.), Сугатовское месторождение — В. К. Котульским (1926 г.), Змеиногорское — В. К. Котульским и И. Ф. Григорьевым (1918, 1919 гг.) и т. д. Структур Лениногорского рудного поля касались многие геологи. Кроме упомянутых следует отметить исследования Г. Н. Щербы (1954 и др.), К. Ф. Ермолаева (1952 г., 1957, 1961, 1964 и др.), В. В. Попова (1961, 1964, 1968), А. А. Малыгина (1962, 1968 гг.), Б. В. Манькова (1965), А. Н. Литвиновича (1960, 1961 гг.), Л. П. Брызгалова, М. А. Логинову, Ф. С. Толчинскую и многих других. Правильное понимание структур на Лениногорском месторождении определило современные промышленные его контуры.

Тишинское месторождение почти не имеет истории изучения, но недавнее его открытие поучительно. Скопление незначительных точек рудной минерализации, расположенных в зоне смятия, и благоприятные для оруденения стратиграфические подразделения привлекали внимание геологов, тем не менее в большей мере возлагались надежды на месторождения, разрабатывающиеся в давние времена — Габриелевское и Кедровское. Считались благоприятными для оруденения пологие структуры Лениногорского месторождения; своеобразными оказались приближенно вертикальные тектонические структуры и рудные тела открытого в непосредственной близости Тишинского месторождения (Попов, Маньков, Малыгин, 1964; Маньков, 1965; Попов, 1968 и др.).

Существенно расширились перспективы Зыряновского месторождения, после того как здесь было установлено антиклинальное строение (Каюпов и др., 1957). Ранее, начиная с М. Басова (1861 г.)

и К. Гривнака (1873, 1875 гг.), здесь принималось трещинное строение. В советский период этого придерживались И. Ф. Григорьев и С. М. Глебов (1934 г.). И. А. Духовский считал, что здесь имеется структура «конского хвоста». Значительный вклад в изучение структур Зырянского месторождения внесли также Ф. И. Вольфсон (1946, 1953), С. С. Геринг, П. Г. Нечуятов, М. А. Кузьменко, И. С. Санаров, С. А. Солтан, В. Н. Тростников, Е. А. Никитин и др. Намного увеличилась эффективность разведочных работ в результате изучения структур и на других известных месторождениях и рудных полях — Белоусовском, Березовском, Николаевском, Золотушинском, Иртышском и др. (В. М. Волков, Ю. Ю. Воробьев, Н. И. Стучевский, П. Ф. Иванкин, М. И. Дробышевский, А. Г. Посьсаев и др.).

Если методы геометризации только намечались в работах В. А. Крата, то в советское время они применялись уже весьма широко в тех или иных формах для выявления тектонических структур отдельных месторождений. Начало этому было положено на Лениногорском месторождении, где К. Ф. Ермолаев (1952, 1958 гг., 1961 и др.), используя методику П. К. Соболевского, установил ранее неизвестные структуры и уточнил прежде известные. Методы геометризации проводились и на других месторождениях — Николаевском (Тарантов, Крымский, 1963 и др.), Зырянском (Д. А. Зенков) и др.

В общей форме можно отметить те факторы структурно-тектонического порядка, которые геологи Алтая оценивали как имеющие наибольшее значение в процессах металлогении: 1) складчатые структуры преимущественно брахиантиклинального, но также и иного типа (месторождения Лениногорское, Зырянское, Белоусовское); 2) разрывные нарушения, среди которых различаются как локализирующие оруденение (Николаевское, Заводинское, Змеиногорское, Иртышское, частью Тишинское), так и рудоподводящие (Крещенский разлом на Николаевском месторождении и др.); 3) зоны смятия, сопровождающие глубинные разрывы и локальные зоны повышенного расщепления пород, контролирующие отложение руд (Березовское и др.); 4) вулканические, осложненные тектонической структуры (Лениногорское и др.).

Интрузии и рудообразование. Представления о генетической связи руд с гранитами являются наиболее ранними в объяснениях рудообразования. М. Басов (1861 г.) на примере Зырянского района писал об активном воздействии гранитов, которые не только подняли глинистые сланцы, но и изменили их. С гранитами оруденения связывал Бояршинов (1846 г.). П. П. Пилипенко (1915) развивал идею о связи полиметаллических месторождений с «глубинными фумаролами гранитных лакколитов», подчеркивая, что рудные месторождения Западного Алтая генетически связаны с гранитной магмой, представляя производное этой магмы. Более дифференцированно поставил вопрос Н. А. Елисеев (1933, 1938). Он связывал вольфрамо-оловянно-золотое оруденение с интрузиями более молодых биотитовых

гранитов — калбинских, а полиметаллическое — с порфирами, выделявшимися им из более древних плагиоклазовых гранитов — змеиногогорских. Эти представления Н. А. Елисеева с теми или иными поправками и дополнениями продолжают развиваться многими геологами и сейчас; разделение же гранитоидов на два комплекса — калбинский и змеиногогорский — по существу теперь является общепризнанным. Почти незамеченным прошло предположение, высказанное Г. М. Гапеевой и В. М. Сивининым (1941), о магматической природе (рудная магма) полиметаллического оруденения. Впрочем, еще В. А. Крат (1892—1894 гг.) писал об образовании сульфидных руд Зыряновского и других месторождений из «рудной магмы».

И. Ф. Григорьев (1934) считал, что после внедрения гранитов, когда они еще не все застыли, а местами продолжалось внедрение небольших магматических масс, произошли крупные дизъюнктивные нарушения. Это выразилось в образовании на Рудном Алтае двух главных зон смятия — Прииртышской и Кольвано-Зыряновской (Северо-Восточной). Благодаря тектоническим напряжениям, как полагал И. Ф. Григорьев, выдвленные массы из гранитных интрузий в толщу осадочных пород на значительное расстояние от интрузий быстро кристаллизовались, давая порфировые породы. Полиметаллические месторождения, по И. Ф. Григорьеву, генетически связаны с этими порфирами. Концепция этого исследователя первоначально получила почти всеобщее признание и вошла в учебную литературу. Однако в дальнейшем многие геологи начали связывать полиметаллические месторождения не с порфирами, а с гранитами змеиногогорского комплекса в различных его модификациях. Лишь сравнительно недавно идеи И. Ф. Григорьева вновь стали обсуждаться в связи с возникновением эффузивной гипотезы (Б. И. Вейц), проблемой добатолитовых порфировых интрузий и поздних интрузий (П. Ф. Иванкин, Ф. К. Шипулин и др.). В. А. Соколов (1936 г.) полагал, что зоны смятия являлись подводящими путями для порфиров, несших оруденение. На основе изучения Зыряновского рудного района Ф. К. Шипулин (1958 и др.) выделяет шесть верхнепалеозойских интрузивных фаз, из которых III и IV фазы относятся к змеиногогорскому комплексу, а V — к калбинскому; при этом он отрицает самостоятельность и обособленность комплексов саурского, дозмеиногогорского, змеиногогорского и калбинского, считая их, за исключением VI интрузивной фазы, членами одной комагматической серии, образовавшимися из одного глубинного магматического бассейна.

Вопросам ассимиляции магмой вмещающих пород на Рудном Алтае уделено очень мало внимания, хотя отдельные мысли в литературе об этом появлялись. Едва ли не первыми, наиболее полно высказавшимися в этом направлении были А. П. Никольский (1941 г., 1952) и Н. Н. Великая (Никольский, Великая, 1946). Этими геологами основная роль при формировании различных типов оруденения при дается вмещающим породам. М. Г. Хисамутдинов (1956) касается

вопроса о влиянии вмещающих пород, а также температуры рудосодержащих растворов на характер месторождений.

В последние годы интрузии были детально подразделены по составу и возрасту, систематически изучены околорудноизмененные породы. Это послужило одним из оснований к осуществлению формационного анализа рудообразования (Иванкин, Иншин, Кузубный, 1961). Одновременно оформляются представления о закономерностях поведения медных и полиметаллических месторождений на глубину 1—2 км и более, выраженные в виде гипотезы о пучках малых интрузий и гидротермальных струй на колчеданно-полиметаллических полях Рудного Алтая (Иванкин, 1965). Положения о формационном расчленении полиметаллического оруденения и рудно-магматических пучках развиваются также в металлогенической части настоящей работы. Формационный анализ в рамках всей Зайсанской геосинклинальной системы проводился М. Г. Хисамудиновым (1960, 1963) и геологами-съемщиками В. С. Кузубным, Н. И. Стучевским и др. (1970), Д. Г. Ажгиреем, Ю. Ю. Воробьевым и др. (1965).

Вулканизм и рудообразование. Идеи А. Н. Заварицкого, высказанные им о связи колчеданных месторождений Урала с эффузивами, нашли отклик и на Алтае. Так, Б. И. Вейц (1949, 1953) связывала происхождение полиметаллических руд с девонским вулканизмом. Подобную же попытку по Лениногорскому месторождению сделал Б. С. Левоник (1950), а по Змеиногорскому району В. И. Кусочкин (1954). К сожалению, эти две последние работы выполнены при недостаточно высоком знании фактического материала. Еще с 1949 г. многие положения эффузивной гипотезы вызвали возражения (Щерба, 1951; Нехорошев, 1955, 1956; Иванкин, 1951; Каюпов, 1954; Галдин, 1953).

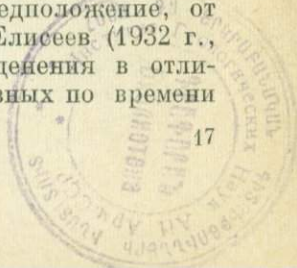
Б. И. Вейц (1953) считает, что конечными продуктами отдельных этапов магматической эволюции данного вулканического очага в целом явились гидротермальные растворы, которые произвели изменения вмещающих пород и образовали рудные залежи. Более прямолинейны в этом отношении взгляды Н. И. Воронцова и в последнее время Г. Н. Щербы (1968), поскольку они считают вулканизм и рудообразование процессами сингенетичными. Идеи Б. И. Вейц вызвали оживленную полемику, росло и число сторонников. Так, И. В. Дербигов (1951, 1962), анализируя главным образом данные по северной части Рудного Алтая (Змеиногорский и Курьинский районы), приходит к выводу, что образование полиметаллических месторождений Западного Алтая связано с длительно развивавшимся, в основном девонским циклом экструзивной деятельности. В несколько видоизмененной форме к концепции Б. И. Вейц присоединяются Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев, А. И. Семенов (1954), которые считают, что полиметаллические месторождения главного типа на Рудном Алтае возникли вблизи вулканических аппаратов в связи с мощной гидротермальной деятельностью, генетически связанной с эффузивным вулканизмом. Эти взгляды подвергали резкой критике П. Ф. Иванкин (1954), Г. Н. Щерба (1954), В. П. Нехорошев

(1956) и Д. И. Горжевский (1956 г.). Н. Л. Бубличенко (1945, 1961) высказался в пользу существования стратиграфического контроля оруденения; это же нашло отражение в работах Д. И. Горжевского, Г. Ф. Яковлева (1957) и В. П. Нехорошева (1958). Сторонники эффузивной гипотезы видели в этом в какой-то мере подтверждение их положений (Щерба, 1968). В. П. Нехорошев (1966), в общем признавая наличие стратиграфического контроля, что зависит, по его мнению, от структурного положения эйфельского яруса, отрицает наличие «истинного стратиграфического контроля», но в то же время замечает, что он может быть полезным поисковым критерием при условии, что он не сочетается с эффузивной, а тем более с осадочной теорией рудообразования.

Исходя из формационной гипотезы происхождения полиметаллических руд и освещая с разных точек зрения их генезис, В. С. Кузубный и В. В. Попов (1966) считают, что и «эффузивисты» и «интрузивисты» рассматривают изолированно разные стороны одной проблемы, вне взаимной связи различных факторов, поэтому такой подход не содействует комплексному изучению вопросов металлогении. Мысль эта подчеркивалась в печати и другими геологами. В заключение можно сказать, что спор между «эффузивистами» и «интрузивистами» в отношении генезиса алтайских полиметаллических месторождений еще не закончился.

Рудные пояса. Это специфический «алтайский» вопрос. На некоторые закономерности в расположении рудных районов и месторождений на Алтае указал П. П. Пилипенко (1915), хотя о поясовом расположении он не упоминал, отмечая, что нельзя связывать месторождения с определенными дислокационными линиями или поясами. Подметил линейность в расположении медных рудников впервые К. П. Тульчинский (1904 г.). Это было подчеркнуто и развито В. К. Котульским (1917, 1918). П. П. Гудков (Goudkoff, 1922) с новой, по его мнению, точки зрения осветил геологические условия рудоносных провинций Сибири, Киргизских степей и Дальнего Востока, считая, что особенности рудообразования в этих провинциях полностью отвечают представлениям В. Линдгрена. П. П. Гудков подвергает критике взгляды В. К. Котульского. Идеи последнего в еще более четком виде были развиты А. К. Болдыревым и И. Ф. Григорьевым (1927), которые в большей мере, чем В. К. Котульский, выявляют вещественный состав этих линий. Отсутствие геологической основы в то время не позволяло дать надлежащее объяснение данному явлению. Это было сделано В. П. Нехорошевым (1932), и в результате «линии» превратились в «пояса». Указанное представление с теми или иными изменениями прочно вошло во всю дальнейшую геологическую литературу.

В. П. Нехорошев объяснил поясовое расположение различных типов оруденения наличием «рудного грабена», предположение, от которого он в дальнейшем отказался сам. Н. А. Елисеев (1932 г., 1938) видел причину различного характера оруденения в отличиях состава пространственно разобщенных и разных по времени



образования гранитов: калбинских и змеиногогорских. И. Ф. Григорьев (1934) указывал на взаимосвязь тектонических, магматических и металоогенических процессов, В. П. Нехорошев в дальнейшем неоднократно возвращался к поясам оруденения, и если в 1938 г. им насчитывалось три пояса, то в 1958 г. их было уже 12, а в 1966 г. 18. А. К. Каюпов (1960 г.) считал, что зональное проявление оруденения объясняется контрастным характером развития блоков, ограниченных глубинными разломами длительного заложения. Д. И. Горжевский и В. Н. Козеренко (1956 г.) видят причину чередования рудных поясов в геотектонических особенностях развития отдельных районов. Поясовое расположение отражено и в настоящей работе.

Можно отметить общее признание поясового расположения оруденения на Алтае, однако мнения о причинах, его породивших, различны: 1) магматические; 2) структурно-тектонические; 3) геотектонические, что в значительной мере ассоциируется с глубинным строением по геофизическим данным; 4) литологические, которые порождают различие не только в составе гранитов, но и в оруденении. Установление поясового расположения оруденения позволило наиболее целеустремленно направить поисково-разведочные работы, что было особенно важно на первых этапах изучения Алтая в советское время, когда сил и средств у государства было мало.

Возрастные соотношения и возраст оруденения. Вопрос о возрасте полиметаллического оруденения по существу был поставлен недавно и решался в двух плоскостях: 1) одновременно или неодновременно возникли руды всех полиметаллических месторождений; 2) последовательность формирования редкометального, золотого и полиметаллического оруденения. Геологический возраст руд определялся по их соотношениям с окружающими породами, по связи с изверженными породами, их породившими, и по наличию обломков руд в конгломератах или брекчиях. Привлекались данные абсолютного возраста различных свинцов и околорудных измененных пород.

Валуны руды были известны еще в прошлом столетии (Бояршинов, 1846 г.), а указания на полиметаллическую минерализацию в обломках брекчий и гальках конгломератов за последние десятилетия многочисленны. В выработках Золотушинского месторождения были найдены валуны с рудной минерализацией. П. Ф. Иванкин вначале (1957 г.) считал эти породы лапилли-бомбовыми туфами, А. Г. Посысаев (1961) рассматривал их как конечный результат гидротермального замещения трещиноватых пород, Н. Л. Бубличенко не исключал их тектоническое происхождение. Минерализованные брекчии описаны М. В. Тащининой и Б. Л. Чепрасовым (1955) из Лениногорского месторождения в качестве эксплозивных. Учтя эти и многие другие данные, П. Ф. Иванкин (1961, 1965) развил идею об эксплозиях закрытого типа, сопровождающих гипабиссальные и субвулканические интрузии, в частности порфириновые. Интерес к обломочным образованиям подобного типа очень повысился, появились работы, в которых в значительной мере касались вопросов классификации подобных пород: Д. П. Авров, Г. И. Баранова

(1957 г.), К. Г. Богданова (1959), П. Г. Ведерников (1961 г.), П. Ф. Иванкин (1961, 1965), П. В. Иншин, В. М. Иншина (1964), В. С. Кузевный (1966), В. И. Чернов (1965), М. С. Шнайдер, М. П. Астафьев (1965) и др.

Желание иметь прямые данные о геологическом возрасте оруденения заставило Н. Л. Бубличенко (1956) обратить внимание на рудные гальки в конгломератах малоульбинской свиты, обнаруженные незадолго перед этим геологами на Николаевском месторождении (В. Ф. Масленников, Э. Н. Шпигель и др.). Эта находка, по мнению Н. Л. Бубличенко, определяет возраст оруденения как домалоульбинский (верхи нижнего карбона — средний карбон). П. Ф. Иванкин и В. С. Кузевный (1960) считали, что гидротермальному метаморфизму подвергся и цемент свиты, а не только гальки. С этими и другими доводами названных геологов не согласились Б. И. Вейц и А. К. Каюпов (1960), присоединяясь в то же время к представлениям Н. Л. Бубличенко. Иначе подошел к вопросу о рудных гальках на том же Николаевском месторождении Н. И. Воронцов. Он отметил гальки с окисленной и неокисленной рудой в пределах снегиревской свиты верхнего девона. П. Ф. Иванкин (1962, 1965) резко возражает против осадочного происхождения этих «галеk», считая, что они произошли в результате магматических эрупций и закрытых эксплозий. В. С. Кузевный полагает, что подобные продукты и были приняты Н. И. Воронцовым за породы снегиревской свиты.

В. И. Кусочкин (1954) описал гальки эффузивов, туфов, кварца с пустотами выщелачивания сульфидов, выполненными охрами свинца, меди и цинка. Гальки приурочены к эйфельским отложениям Моношкинского и Смирновско-Каменского месторождений Змеиногорского района. В. П. Нехорошев (1955) подверг резкой критике не только доводы В. И. Кусочкина и представления «эффузивистов» Л. Н. Бельковой и Б. И. Вейц, но и взгляды Г. Н. Щербы (1954) и частично Н. Е. Галдина (1953).

П. Ф. Иванкин (1954), В. С. Кузевный (1963), Ю. Ю. Воробьев (1963) и др. в противоположность мнению Б. И. Вейц и Т. Н. Шадлун считают, что морфология месторождений, заключенных в сланцах Иртышской зоны смятия, обусловлена не смятием рудных масс, а замещением ранее деформированных пород. П. Ф. Иванкин, П. В. Иншин, В. С. Кузевный (1961), Ю. Ю. Воробьев (1963) и др. выделяют разновозрастные формации полиметаллических и медных месторождений, связывая их с комплексами добаитовых порфировых и габброидных интрузий, с гранитоидами змеиногорского комплекса и с поздними малыми интрузиями, находящимися в комагматических отношениях. Наиболее продуктивным, по мнению названных геологов, является последний поздний комплекс малых интрузий, завершивший развитие всего рудоалтайского магматизма.

А. К. Каюпов (1954, 1956) относит медные и полиметаллические месторождения Зырянского и Бухтарминского районов к единой тектоно-магматической эпохе. Последняя приурочена к концу среднепалеозойского тектоно-магматического этапа развития данного

района. Оруденение находится в парагенетическом родстве с эффузивами и субвулканическими образованиями девона и нижнего карбона и с дорудными интрузиями саурского комплекса.

М. С. Безсмертная (1957) считает возраст оруденения послесреднепалеозойским и в противоположность взглядам Б. И. Вейц и Т. Н. Шадлун не видит интенсивного метаморфизма в рудах, равного таковому во вмещающих породах. З. В. Сидоренко (1964 г.) полагает, что основная масса месторождений образовалась в одну стадию минерализации и что месторождения нужно искать вне зависимости от возраста и литологического состава вмещающих пород.

В. П. Нехорошев (1966) обстоятельно излагает данные «за» и «против» связи полиметаллического оруденения со змеиногорским комплексом и в конечном итоге заключает, что рудообразование происходило на Алтае в палеозое в разное время, начиная с Салаирской тектонической интрузивной фазы (с середины среднего кембрия) и кончая поздним палеозоем (может быть даже началом мезозоя) и что основную ценность недр Алтая представляет позднепалеозойское оруденение. В то же время он полагает, что золотое оруденение Калбы и отложение золота, завершающее полиметаллическое оруденение Рудного Алтая, были более или менее одновременны, а следовательно, полиметаллическое оруденение, так же как и золотое, моложе редкометального.

Некоторые геологи (М. Г. Хисамутдинов, Г. Ф. Яковлев, Д. И. Горжевский, Ю. Ю. Воробьев) связывают полиметаллическое оруденение с послекалбинскими малыми интрузиями. М. Г. Хисамутдинов отметил наличие полиметаллического оруденения в калбинских гранитах на Рудном Алтае, а также наложение на редкометальное оруденение полиметаллического. Разбирая эти доводы, свидетельствующие о посткалбинском возрасте полиметаллического оруденения, В. П. Нехорошев (1966) замечает, что калбинские граниты, возможно, в действительности являются змеиногорскими, и тогда все становится на свои места. Несколько особняком стоят взгляды М. А. Усова (1936) и В. А. Соколова (1936 г.) о мезозойском возрасте оруденения.

Геофизические методы. В последние десятилетия значительная роль при проведении поисковых и разведочных работ на Рудном Алтае отводится геофизическим и геохимическим методам поисков и оценки месторождений. История применения этих методов насчитывает несколько десятилетий. На Алтае впервые в Советском Союзе в 1924 г. по инициативе В. К. Котульского были поставлены геофизические методы — электроразведка. Уже в 1927 г. Д. Ф. Муратов публикует первые результаты применения электрического метода на Белоусовском месторождении. Исследования 1924—1933 гг. основывались на изучении естественного и искусственно наведенного электрических полей в рудных телах и вмещающей околорудной среде от источников переменного тока (методы естественного электрического поля, изолиний, интенсивности и индукции). Выполнялись исследования на известных месторождениях Лениногорского,

Зырянского и Прииртышского районов (А. С. Семенов, Ю. П. Азо, А. П. Соловов, Н. И. Шахов и др.). Методы электроразведки на переменном токе показали значительную зависимость их применения от поверхностных условий, поэтому интерес к ним за многие годы был утрачен. Перспективы применения метода естественного электрического поля были оценены положительно.

В 1936 г. С. Д. Миллером была сделана первая попытка изучения геохимических ореолов на полиметаллических месторождениях Рудного Алтая путем постановки металлометрической съемки поверхности. Это явилось началом разработки одного из наиболее эффективных методов поисков — геохимического.

Дальнейшее развитие опытно-методические работы получили в 1940—1949 гг., когда усиленно изучались искусственно наведенные электрические поля от источников постоянного электрического тока (методы симметричного и комбинированного профилирования, средних градиентов, ВЭЗ, заряженного тела и каротажа скважин). Большинство этих методов получило положительную оценку. Их комплексное применение в простых физико-геологических условиях (при небольших мощностях рыхлого покрова, спокойном рельефе коренных пород и развитии сплошных сульфидных руд) обеспечивало решение поисковых задач. В той или иной мере каждый из этих методов применяется до настоящего времени.

Широкое производственное применение геофизических и геохимических методов при поисках и оценках месторождений началось с 1949 г. Для последующих лет характерно планомерное попланшетное изучение площадей геофизическими методами в различных масштабах регионального порядка, а также более детальных на рудных полях и перспективных участках. В настоящее время на Рудном Алтае широко применяется современный комплекс методов, основанный на высокоточном изучении особенностей аномальных полей над рудными объектами. Он включает методы гравитационный и магнитный, электрические от источников постоянного и переменного тока, электрические в момент становления, электрохимические, электромагнитные, упругих волн, геохимические и др. Значительный вклад в разработку комплексной методики поисков на Рудном Алтае в последние годы был сделан В. Д. Гузевым, Б. Г. Ишуниним, В. И. Немчиновым и др., рудной сейсморазведки — Н. А. Караевым, В. Н. Тростниковым, В. М. Кононенко, скважинной геофизики — Ю. А. Калашниковым и Я. Л. Гитлиным.

В последние годы широко используются данные региональной геофизики для изучения структур и металлогенетических процессов (Иванкин, 1960; Иванкин, Лиогенький, 1960; Горжевский, Иванкин, 1960; Иванкин, 1962; Ревякин, Кузубный, 1966; Любецкий, 1965 и др.). В итоге по данным грави- и магнитометрии с учетом геологических данных выделены зоны Калбинская, Рудноалтайская, Горноалтайская, в значительной мере обособляющийся Южный Алтай и др. и крупные широтные глубинные разломы (Любецкий, 1965), которые разделили Зайсанскую область на несколько зон — блоков,

различающихся глубиной залегания допалеозойского фундамента (Воробьев, 1968). Это широтно-блоковое строение оказывало существенное влияние на металлогенические процессы.

Вопросы прогнозирования. Вопросы прогнозирования ставились на Рудном Алтае с первых дней его исследования, хотя слово это стало достоянием геологической литературы лишь недавно. Поиски предполагаемого сброшенного крыла Змеиногорского месторождения или второго крыла предполагаемой складки на Зыряновском месторождении были длительными и сопровождалась большими по тому времени работами (шtolьня на Масляном участке Зыряновского месторождения длиной в 300 м пробивалась 11 лет). Новые месторождения в то время открывались примитивными методами, при этом участие местных жителей играло первостепенную роль. За время Советской власти накопился огромный фактический материал. Учет и систематизация его в целях правильного планирования, рациональной постановки геологоразведочных работ стало очередной, нужнейшей задачей советской геологии. Геологи Казахстана по инициативе К. И. Сатпаева, а также геологи ВСЕГЕИ успешно выполнили эту задачу по Северо-Восточному Казахстану. Эту же задачу К. И. Сатпаев поставил и перед геологами Алтая. Такая работа была выполнена по Прииртышскому району Рудного Алтая П. Ф. Иванкиным и И. И. Халтуриной (1954 г.), по Зыряновско-Бухтарминскому району А. К. Каюповым и Е. А. Флеровым (1954 г.) и по Калбинскому хребту Ж. А. Айталиевым, Б. А. Брач, В. И. Брюшковой, А. Е. Ергалиевым, С. Г. Шавло, Н. Г. Щербой (1956 г.). Накопился известный опыт в составлении прогнозных карт. В 1958 г. П. Ф. Иванкин, А. К. Каюпов и Г. Н. Щерба, а также П. Ф. Иванкин (1959) изложили основные принципы по составлению прогнозных и металлогенических карт применительно к Рудному Алтаю.

Значительно шире и с привлечением большого коллектива геологов была поставлена прогнозная работа по Рудному и Южному Алтаю в 1958—1962 гг., некоторые положения которой излагаются в настоящей работе. Составление кондиционных геологических карт в настоящее время сопровождается обязательным составлением прогнозных карт; из них крупномасштабные служат для постановки конкретных буровых работ и специализированных геологических исследований, а мелкомасштабные — для оценки общих перспектив.

О некоторых принципиальных основах изучения исходных материалов для прогнозирования. В конечном итоге изучение истории развития геологических, в том числе и металлогенических, исследований обогащает опытом прошлого и не позволяет повторять пройденные этапы. Самое же главное подобное изучение дает возможность наиболее рационально ставить очередные задачи разработки теории и метода поисков руд. Обобщая почти двухвековой опыт изучения металлогении Алтая, можно наметить направления, по которым шло это изучение и по которым в какой-то мере оно должно развиваться в дальнейшем. Важны общерегиональные ме-

таллогенические исследования, определяемые положением и значимостью Алтайской металлогенической провинции в ряду других провинций мира. С указанным вопросом тесно соприкасается необходимость углубленных представлений о геотектоническом режиме Алтая в его историческом развитии, дальнейшее изучение региональной зональности оруденения и генезиса месторождений.

Вопросы изучения региональных тектонических структур, рудных полей и отдельных месторождений решаются прежде всего при составлении геологических и геофизических карт соответствующих масштабов. Для Алтая сравнительно недавно было выявлено значение глубинных структур, в особенности разрывов. Локальные разрывные нарушения были известны еще первым исследователям Алтая, их изучение интенсивно продолжается и сейчас. Складки также были известны на Алтае с давних времен, но их значение не преуменьшается и в настоящее время. Изучение зон сматия для Алтая имело в прошлом и имеет теперь огромное значение.

Магматизму, как и тектонике, во все времена изучения Алтая уделялось большое внимание. Начало развиваться формационное направление в исследованиях. Визуальные исследования рудных минералов первых периодов изучения дополнялись все время усложнявшимися точными аналитическими методами. Это в большой мере расширило ассортимент извлекаемых металлов, прежде всего рассеянных. Вопросы генезиса оруденения решаются при охвате всей суммы полученных данных. В последнее время этим вопросам уделяется много внимания, поскольку здесь затрагиваются важные и теоретические и практические вопросы прогнозирования.

Приведенный обзор развития теоретических идей в металлогении лишь в известной мере отражает направленность творческой геологической мысли на Алтае за длительное его изучение. Многообразие подходов к решению ключевых вопросов геологии помогло в конечном итоге дать теоретическую основу для достижения практических результатов. Геологи Алтая и ведущие специалисты Советского Союза не раз собирались на совещания и конференции для решения главных вопросов экономики и сырьевой базы Алтая. Первое такое совещание, явившееся опорной вехой в развитии Алтая, проходило в 1934 г. (результаты опубликованы в 1934 и 1936 гг., сборник «Большой Алтай»). Основные результаты работ конференции 1947 г. положены в основу пятилетнего плана развития народного хозяйства СССР.

В 1954 г. состоялась выездная сессия научно-технического совета Министерства геологии и охраны недр СССР совместно с Академией наук КазССР и другими организациями, определившая основные направления работ на ближайшие годы. В 1957 г. состоялась конференция, посвященная 40-летию Великой Октябрьской социалистической революции, а результаты опубликованы в 1960 г. В «Постановлении», принятом на этой конференции в области геологии и геологоразведочных работ, были отмечены крупные успехи геологов Алтая, открытие новых месторождений, увеличение запасов на уже

известных месторождениях и, в частности, рекомендуется расширить работы по прогнозированию. По инициативе К. И. Сатпаева в соответствии с решением Объединенной научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам 1958 г., созванной Академией наук СССР, Академией наук КазССР, Министерством геологии и охраны недр СССР и Министерством геологии и охраны недр КазССР (основные материалы опубликованы в 1958 и 1959 гг.), и упомянутой выше алтайской конференции 1957 г. большим коллективом геологов Алтайского горно-металлургического научно-исследовательского института АН КазССР, Института геологических наук КазССР и Восточно-Казахстанского геологического управления Министерства геологии КазССР была завершена карта прогнозов по Рудному и Южному Алтаю. Дальнейшим естественным развитием этих же исследований является и предлагаемая читателю работа авторов.

ОТПРАВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ И МЕТОДИКА ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Детальный геолого-металлогенический анализ и прогнозирование металлоносности в рудных районах призваны обслуживать практические нужды геологоразведочных организаций и горнорудных предприятий. Поэтому планирование и выполнение этих исследований должно осуществляться с учетом реальной обстановки, складывающейся в том или ином районе при решении народнохозяйственных задач. В этой связи следует отметить особенности условий, исторически сложившихся на Рудном Алтае к началу работ по прогнозированию. За годы Советской власти на Рудном Алтае были созданы крупная разведанная сырьевая база полиметаллических и медных руд и мощное горнорудное производство, рост которого требовал непрерывных усилий по созданию необходимых сырьевых резервов. Этим объяснялась постоянная большая напряженность планов работ геологоразведочных организаций и широкий фронт разведок, одновременно проводившихся на многих участках полиметаллического пояса.

К концу 50-х годов был накоплен огромный фактический материал, полученный в процессе средне- и крупномасштабного геологического и геолого-геофизического картирования всей территории Юго-Западного Алтая и детального изучения основных его рудных полей и месторождений. Следует подчеркнуть, что все эксплуатирующиеся рудные поля и разведанные месторождения за единичными исключениями были хорошо изучены и монографически описаны к этому времени. Сравнительно полно были разработаны также основные вопросы стратиграфии, литологии, тектоники и геологии магматических пород как для отдельных районов, так и в целом для Рудного Алтая. Однако синтез всех этих обширных данных, необходимый для решения основных вопросов металлогении, заметно отставал, и это порождало большое количество взаимно исключаящих представлений о закономерностях размещения месторождений, суждений о генезисе оруденения, поисковых критериях и направлениях поисков.

Исходя из этого основной целью прогнозирования было признано создание единой геолого-металлогенической основы, наглядно отражающей объективные данные о главных закономерностях пространственного размещения полезных ископаемых и передающей

различную степень перспективности не только крупных площадей и структур Алтая, но и отдельных участков и горизонтов в пределах рудных полей и месторождений. Немаловажное значение имело и установление потенциальных перспектив рудоносности применительно к рудным объектам различных генетических типов, так как сам факт многоформационности полиметаллического оруденения был к этому времени надежно установлен.

Геолого-металлогеническая основа и карта прогноза в этих условиях должны были отвечать следующим требованиям: позволять предвидеть возможности нахождения новых рудных месторождений определенных типов и содержать оценку разной степени вероятности обнаружения их на конкретных площадях; служить основой планирования геологопоисковых, геофизических и разведочных работ, определять очередность изучения площадей, объемы и виды (методы) работ по расширению рудносырьевой базы на ближайшие годы; отражать уровень современного понимания проблем рудообразования, состояние изученности всех важнейших геологических явлений и правильно ориентировать геологов при дальнейших исследовательских работах.

Исходные задачи определили содержание работы, метод анализа материалов, отправные положения прогнозной оценки, содержание и методику оформления материалов и организацию работ. Трудной в методологическом плане была разработка отправных положений и принципов крупномасштабного глубинного прогнозирования слепых месторождений и залежей на хорошо изученных и разбуренных рудных узлах и полях. Отдельные стороны таких исследований были освещены в работах П. М. Татарина (1958), Е. А. Радкевич и И. Н. Томсона (1958), В. М. Волкова, Ю. Ю. Воробьева, П. Ф. Иванкина и Н. И. Стучевского (1962), А. В. Орловой и Е. Т. Шаталова (1959, 1963), В. И. Волобуева (1966), П. Н. Кошмана (1966), Е. Т. Шаталова и др. (1958, 1964, 1966 г.). Большую помощь в решении этих вопросов оказала сессия секции Экспертно-технического совета МГиОН СССР, проведенная в Москве в 1962 г., на которой демонстрировался ряд прогнозных карт рудных узлов и полей масштабов 1 : 50 000—1 : 10 000 и крупнее.

В практической работе авторами была признана важность установления признаков и методики составления не только мелко- и среднемасштабных, но и крупномасштабных прогнозных карт. Но имевшиеся рекомендации по разработке принципов составления прогнозно-металлогенических карт масштабов 1 : 50 000—1 : 25 000 и прогнозных карт рудных полей масштабов 1 : 25 000—1 : 10 000, при которых первые рассматриваются как обзорные для вторых, не всегда оправданы.

Опыт показал, что масштаб крупномасштабного глубинного прогнозирования определяется размерами площадей, степенью их геологической изученности, объемом геологической и рудной нагрузок, а также задачами, стоящими перед прогнозированием. При составлении карт масштабов 1 : 50 000—1 : 10 000 по различным районам

Рудного Алтая были применены единые принципы и методические приемы, вытекающие из отправных положений, принципов и методики среднемасштабного прогнозирования всего полиметаллического пояса. Такой подход позволил добиться необходимой конкретности рекомендаций по направлению геологоразведочных работ с целью поисков слепых рудных тел и определения мест заложения геологоразведочных выработок и скважин. Этому способствует широкое использование специализированных карт и детальных глубинных разнонаправленных разрезов и блок-диаграмм, составляющихся в масштабах 1 : 2000—1 : 5000 как для карт масштаба 1 : 50 000, так и 1 : 10 000.

Разработанные приемы составления прогнозных карт рудных узлов и полей, изложенные в соответствующих разделах работы, являются в какой-то мере специфическими, «алтайскими». Это в значительной мере объясняется слабым освещением опыта глубинного крупномасштабного прогнозирования в печати. Необходимость крупномасштабного количественного прогнозирования подчеркивалась на совещании в Алма-Ате П. Ф. Иванкиным (1958 г.). Этому вопросу было уделено внимание в Киеве (1960 г.) Т. М. Мацокиной, Х. М. Абдуллаевым, В. Г. Гарьковцом и М. Г. Колабиной и на сессии секции Экспертно-технического совета МГиОН СССР в Москве (1962 г.) Ю. Ю. Воробьевым, В. И. Волобуевым и др. Однако достаточно широкого обсуждения в печати методы глубинного прогнозирования не получили.

Основное содержание многолетней работы по созданию карт прогноза коротко может быть сведено к следующим положениям.

1. Обобщение накопленного в течение десятилетий многообразного фактического материала и осмысливание теоретических представлений как в целом для Рудного Алтая, так и для его главных рудных полей. Установление причин теоретических разногласий геологов, возглавлявших работы в рудных районах; приведение в систему уже известных, опытно подтвержденных факторов металлогении и разделение их на общерегиональные, определяющие положение рудных районов и рудных полей в структурах полиметаллического пояса, провинциальные, характеризующие специфику размещения месторождений в пределах рудных районов и полей, и локальные, контролирующее распределение и морфологию рудных тел в пределах рудных полей. Разработка соответствующих уточненных поисковых критериев, выяснение степени их надежности и наиболее благоприятных их сочетаний для прогнозирования новых месторождений.

2. Создание достаточно надежных теоретических основ прогноза, отвечающего поставленным перед ним задачам. С этой целью помимо обобщений имевшихся данных были осуществлены специальные тематические исследования по петрологии магматических пород, структурно-литологическому анализу рудных районов, установлению рудоносности конкретных магматических комплексов и формационной принадлежности рудных проявлений, обоснованию

и систематике рудных комплексов. Одновременно были разработаны представления о потенциальных промышленных перспективах различных рудных комплексов и рудных формаций, проведена полевая ревизия площадей, структур и многочисленных рудных проявлений с целью оценки их перспективности на основе перечисленных положений и установленных поисковых критериев.

3. Разработка методики оформления графических и текстовых материалов, позволяющих не только наглядно передать всю сумму установленных закономерностей в размещении оруденения и известных поисковых критериев, но и сохранить в сводных материалах достигнутую в каждом районе высокую детальность изучения этих вопросов.

Разработанный и примененный на Рудном Алтае метод анализа и прогнозирования может быть назван формационно-металлогеническим. Сущность его состоит в установлении всего многообразия форм связи оруденения с литофациями, стратиграфическими единицами, тектоническими структурами и магматическими породами (отдельными массивами, фазами, фациями их, комплексами), в разделении всей массы рудопроявлений региона на формационные типы и в оценке условий, при которых минерализация того или иного формационного типа может дать скопления руд в промышленно важных количествах. Метод этот весьма трудоемок, но он ведет к большой конкретизации поисковых критериев, признаков и самих прогнозных рекомендаций. По существу он является пока единственным надежным путем, открывающим возможность количественной оценки перспектив рудоносности по комплексам и этапам металлогенического процесса, а также разделять по рудным районам и полям. На основе этого метода удастся подойти к реальной оценке перспектив рудных объектов, общее количество которых исчисляется сотнями и тысячами при известной близости их вещественного состава и резко различном масштабе накопления металлов.

В основу прогноза положена оценка влияния не отдельных геологических факторов на размещение оруденения в пространстве, а взаимосвязанных групп факторов, определяющих генетический и формационный тип оруденения и потенциальные возможности рудолокализации. Такие групповые взаимосвязи определялись исходя из учета всех выделенных особенностей геологии и металлогении Рудного Алтая и его рудных полей.

К числу важнейших отправных положений, принятых при прогнозировании, относятся следующие.

1. Размещение рудных районов и полей в пределах структурно-формационных зон и подзон, имеющих специфическое геотектоническое развитие в среднем и верхнем палеозое и различное отношение к региональным зонам смятия и крупным разломам, активизировавшимся в конце варисского тектоно-магматического этапа.

2. Приуроченность главных промышленных месторождений к эйфельским и нижнефранским толщам в Рудноалтайской зоне, к живетским — франским — в Иртышской.

3. Многоэтапность эндогенного оруднения и большое разнообразие формационных и генетических типов месторождений. Максимальная промышленная ценность верхнепалеозойского рудного комплекса, месторождения которого парагенетически связаны с альбитофиро-порфирировыми интрузиями.

4. Благоприятность для рудолокализации осадочных и особенно слоистых анизотропных вулканогенно-осадочных частей разреза, в которых присутствуют порфирировые породы, грубые пирокласты кислого и смешанного состава, плотные туфогенно-осадочные и осадочные породы, нередко известковистые.

5. Совместное влияние на рудолокализацию крутопадающих тектонических нарушений, межслоевых пологих срывов, складчатых форм и других литолого-структурных факторов, приводящих к возникновению пластовидных, крутопадающих секущих и сложно-комбинированных форм рудных залежей и сопровождающих их малых интрузий. Учет конкретных особенностей геологии и тектоники участка позволяет предсказать морфологические особенности скрытых месторождений. Это положение неоднократно было подтверждено практически при открытии и разведке новых месторождений.

6. Ведущая, определяющая роль в размещении рудных полей и крупных месторождений структурно-тектонических факторов, прежде всего глубинных разломов и сопряженных с ними дизъюнктивов, нарушающих палеозойские структурно-литологические ярусы и сопровождающихся в процессе своего развития межслоевыми деформациями и локальной приразломной складчатостью.

7. Связь разнотипных рудных формаций с различными по составу зонами гидротермальных изменений; зональное строение ореолов гидротермального метаморфизма и закономерное положение рудных залежей различного состава внутри таких ореолов. Зависимость формационных особенностей месторождений от глубины их формирования.

8. Специфика минеральных парагенезисов рудных зон разного формационного типа и особое отношение таких зон к материнским магматическим комплексам.

Эти отправные положения раскрываются и в той или иной мере описываются в специальных разделах данной работы.

Учет установленных связей при оценке каждой конкретной структуры и площади дает возможность осуществлять прогноз рудоносности. Вполне понятно, что при современном состоянии теории прогнозирования, когда не созданы необходимые научные основы общей теории количественного прогноза, всякое предвидение местонахождения новой рудной залежи и тем более ее масштаба не может претендовать на большую точность. Сравнительный материал по месторождениям должен дать оценку лишь общих запасов каждого рудного поля, наметить вероятные участки открытия новых рудных залежей и указать их примерные размеры. При решении этого особенно важного вопроса учтена следующая объективная закономерность

полиметаллического оруденения Рудного Алтая: при обобщении данных по рудным полям обращено внимание на то, что несмотря на резко отличные геолого-структурные особенности в каждом конкретном районе запасы суммы металлов (для месторождений одного генетического типа) характеризуются цифрами одного порядка. На тех рудных полях, на которых 10—20 лет назад запасы металлов не достигали среднего характерного показателя, впоследствии были открыты и разведаны новые рудные залежи и суммарные запасы приблизились к определенному уровню. Таким образом, можно говорить о близко сопоставимых запасах металлов на рудных полях разного структурно-морфологического типа, но относящихся к одному генетическому типу (к одной «рудно-магматической системе»).

Успешному проведению крупномасштабного металлогенического анализа и прогнозирования способствовало тесное взаимодействие камеральных и полевых работ в процессе составления карт прогнозов. Исследования были организованы не только в пределах хорошо изученных промышленных рудных полей, но и на минерализованных площадях, где промышленные руды не известны. Эти исследования преследовали главным образом две цели. На крупных эксплуатирующихся рудных полях осуществлялся объемный анализ рудоносных структур с целью выявления основных закономерностей поведения на глубину промышленных месторождений и оценки оптимальной вертикальной протяженности оруденения. При обследовании же многочисленных мелких рудных точек и рудопроявлений важно было установить формационные особенности минерализации на этих рудных объектах и, пользуясь принципом аналогии с учетом знания геолого-структурных условий рудопроявлений, давать им ту или иную оценку. По существу работа эта носила тематически-ревизионный характер. Ревизия осуществлялась в менее детальном масштабе, но достаточном для решения поставленных вопросов. Кроме того, проводились и другие полевые работы с целью решения спорных вопросов стратиграфии, магматизма и металлогении. Они позволили в значительной степени уточнить геологические карты, выяснить степень изученности геологических особенностей многих площадей и получить дополнительные материалы, позволяющие наметить пути их изучения с целью раскрытия перспектив.

Для проведения прогнозирования необходим всесторонний анализ разнообразного геолого-металлогенического материала. Поэтому форма обобщения документальных данных также приобретает первостепенное значение, особенно в графическом выражении. Графика должна быть легко читаемой и удобной для практического использования и передавать чрезвычайно большую и многостороннюю информацию: а) конкретность прогнозных рекомендаций, исходящих из дифференцированной оценки каждой площади региона и каждой локальной структуры с указанием в большинстве случаев глубин и геологической обстановки возможного нахождения нового скрытого месторождения; б) полноту и детальность изучения всех важнейших факторов металлогении, т. е. полное и доказательное решение всех

основных вопросов стратиграфии, тектоники, магматизма, рудолокализации, зональности оруденения и околорудных изменений пород, подчиненное одной цели — раскрыть закономерности размещения оруденения в пространстве, выявить новые перспективные структуры и оценить их потенциальные возможности до заданных глубин, которые в условиях Рудного Алтая часто определялись порядком 1—1,5 км; в) объемный (трехмерный) анализ главных рудных полей и месторождений с целью выявления их структурно-морфологических особенностей и закономерностей поведения на глубину 1—2 км как собственно рудных зон, так и рудолокализирующих структур, роев малых интрузий, фаций гидротермально измененных пород и руд. Это обеспечивается составлением большого набора специализированных карт разных масштабов, сводных табличных приложений и объяснительных записок, составляемых по единым требованиям и в согласованной легенде.

В основу специализированных карт для всей территории Рудного Алтая положены государственные карты среднего масштаба, пополненные или часто пересоставленные авторами прогнозной работы по результатам крупномасштабных съемок, поисковых работ и новых полевых исследований. С карт почти полностью снят покров рыхлых отложений. Явная недостаточность этого масштаба для раскрытия особенностей геологического строения и металлогении рудных полей восполнена оформлением специализированных карт-врезок в крупном масштабе, составляемых исходя из особых требований и по более детальным легендам. Практически карты-врезки были составлены для всех главных рудных районов и полей. Масштаб их (1 : 10 000—1 : 50 000) определялся степенью изученности рудных площадей. Особенности строения крупных рудных зон и отдельных месторождений передавались на крупномасштабных чертежах (1 : 5000—1 : 1000). Мелкие масштабы (1 : 500 000—1 : 1 000 000) были использованы только для специальных схем, отражающих положение полиметаллического пояса Алтая в региональных структурах, и для районирования площади.

Исходными материалами для прогнозирования явились следующие карты, составленные для всей территории Рудного Алтая: геологической, поисковой, шлиховой и геофизической изученности, шлиховая, металлометрические (геохимические), магнитометрическая, гравиметрические, структурно-геологическая и тектономагматическая.

Карты геологической, поисковой, шлиховой и геофизической изученности учитывают все основные виды работ, выполнявшиеся практически за всю историю исследования региона и отражают время их производства, масштаб, границы и авторов. Они составляются по обычной методике отдельно для каждого номенклатурного листа и сопровождаются каталогами материалов, использованных при их составлении. Всего на Рудном Алтае учтено более тысячи различных карт, отражающих результаты геологосъемочных, поисковых и геофизических работ.

Шлиховая карта отражает результаты минерального анализа, пересчитанные на 1 м^3 породы для всех шлиховых проб. На ней выделяются аномальные зоны и площади распространения повышенных содержаний минералов в рыхлых породах. Карта составляется по обычной методике, рекомендуемой инструкциями по проведению геологосъемочных и поисковых работ соответствующего масштаба.

Металлометрические (геохимические) карты передают результаты металлометрических, гидрохимических и других опробовательских работ всех масштабов. Наносятся все пробы, показавшие вышефоновые содержания свинца, меди, цинка и других элементов-индикаторов оруденения; выделяются основные аномалии и площади распространения проб с повышенными содержаниями элементов. На эти же карты выносятся с крупномасштабных карт первичные ореолы рассеяния металлов, ореолы распространения рудных минералов, а также главные проводящие зоны, установленные при электроразведочных работах. Карта наглядно отображает полноту геохимической изученности рудных районов и позволяет дать комплексную геохимическую их оценку.

Магнитометрическая карта Рудного Алтая была составлена в значительной степени по данным детальным наземных съемок. Она отражает строение и интенсивность магнитных полей, а накладка к ней — итоги геологической интерпретации этих полей. Карта позволяет решать многие важные для прогнозирования вопросы, например установление части геологических границ и структур под покровом рыхлого кайнозойского чехла, выделение «слепых» интрузий разного состава, зон гибридизма внутри них, ореолов контактового и гидротермального метаморфизма пород, скрытых разломов, дайковых поясов и т. д. Большую помощь геофизические карты оказывают при корреляции магматических комплексов, тектоническом районировании территории и т. п.

Гравиметрические карты дают информацию об особенностях глубинных структур и потому оказываются незаменимыми при детальном районировании рудных поясов. С их помощью решаются такие задачи, как определение контуров и глубины залегания магматических тел, границ рудных районов и отдельных рудных полей, прослеживание рудоносных структур в областях развития мощных рыхлых отложений. С помощью гравиметрической съемки на Рудном Алтае были установлены многие скрытые глубинные разломы, в особенности поперечные к простиранию складчатости. Выявленная при интерпретации таких карт глубинная блоковая структура Юго-Западного Алтая позволила уточнить границы структурно-формационных зон и во многом облегчила понимание закономерностей локализации рудных районов. Обобщение результатов региональных гравиметрических съемок позволило разработать схему геотектонического районирования полиметаллического пояса и понять закономерное его положение в структурах всей Зайсанской складчатой области.

Структурно-геологическая карта составлялась на основе государственных геологических карт, пополненных данными новейших съемок и другими материалами. На ней выделены стратиграфические подразделения единой шкалы в общепринятой цветовой раскраске в соответствии с достигнутой детальностью расчленения: системы, отделы, ярусы. Ярусные подразделения передаются с помощью детально разработанных литологических знаков. Последние учитывают генетические особенности пород (осадочные, туфогенно-осадочные, вулканические, метаморфизованные и метаморфические), их состав (известняки; разнообразные алевролиты и алевропелиты, песчаники, конгломераты и сланцы; лавы, брекчиевые лавы, туфолавы и различные по составу и размеру обломочного материала туфы липаритов, дацитов, андезитов и базальтов, туффиты и т. д.) и наглядно отображают вещественную характеристику разновозрастных свит, подсвит. Складчатые структуры выражены стратолиниями. На карте передаются достоверность выделения и масштабность разрывных структур, их типы, возраст и морфологические особенности (углы падения, амплитуды смещений и др.). Показываются также направление и характер падения толщ и складчатых структур (простираение и склонение осей складок, их типы и особенности), типы регионального и контактового метаморфизма, морфологические особенности магматических тел и размещение рудных месторождений. Интрузивные породы показываются в штриховой и цветовой легендах в соответствии с детальностью их расчленения. Выделяются комплексы, фазы и составляющие их главные, дополнительные и жильные интрузии, а также фациальные разновидности пород. Карта наглядно отображает прежде всего связи оруденения с особенностями литологии, стратиграфии, складчатости вмещающих толщ и размещением интрузивных образований.

Тектоно-магматическая карта со специальной металлогенической нагрузкой является по существу картой металлургической. Она отражает реальное многообразие форм связи оруденения с магматическими комплексами, их фациями и фазами, тектоническими зонами, гидротермально измененными породами, ореолами рассеяния металлов и геофизическими аномалиями. Эта карта является незаменимой в районах, где на долю глубинных магматических пород приходится не менее 50—60% площади и где магматические породы чрезвычайно разнообразны по составу и возрасту. Магматические породы на карте максимально подробно расчленены на эффузивные и интрузивные комплексы и петрографические типы. Для сложных комплексов, как указывалось, дается более дробное расчленение; типы пород унифицируются на основе количественно-минералогической классификации. Для магматических тел отмечаются установленные углы падения контактов; на основе геофизических данных показываются «слепые» интрузивы, скрытые контакты, зоны гибридизма и другие элементы внутреннего строения магматических комплексов. Разломы расчленяются по масштабу (не менее трех-четырех порядков), возрасту,

характеру движений блоков и другим важным признакам. По возможности учитываются скрытые разломы и нарушения, игравшие иногда важную роль на тех или иных стадиях истории магматизма, но потерявшие впоследствии свою мобильность. Все выделяемые на карте виды гидротермально измененных пород (на Рудном Алтае их выделено около 20) подразделяются на возрастные и генетические типы по особой легенде. Для месторождений указываются вещественный состав, структурно-морфологический тип, размеры, состояние промышленного освоения, связь с тем или иным магматическим комплексом и формационный тип. На карту переносятся геохимические ореолы.

Тектоно-магматическая карта сопровождается табличными приложениями, в которых дается полная характеристика всех коренных месторождений, рудопроявлений, рудных точек и аномалий. Для каждого объекта приводятся местоположение, вещественный состав, геологическое строение, годы ревизионных оценок и их результаты (с указанием авторов и отчетных материалов), генетический тип, рекомендации по дальнейшему изучению.

Перечисленные среднемасштабные карты позволяют выявить общие закономерности пространственного размещения оруденения и оценить рудолокализирующую роль главным образом региональных факторов. Локальные закономерности размещения месторождений внутри рудных районов и крупных полей анализируются на специализированных крупномасштабных картах-врезках. Специфические задачи, решаемые этими картами, определяют набор графики и ее содержание. В этот набор входят чертежи, содержащие информацию по следующим важнейшим вопросам:

1. Положение рудного поля в региональных структурах и связь его с элементами последних. Геологические границы поля.

2. Районирование рудного поля по степени изученности. На этой карте выделяются площади с чехлом рыхлых отложений мощностью от 10 до 100 м, от 100 до 200 м, изученные с помощью скважин, а также площади, доступные для картирования с поверхности с помощью шурфов и канав. Дальнейшее расчленение этих площадей дается по признаку полноты их изученности горными выработками и скважинами, по наличию кондиционных геологических и геофизических карт и их детальности. Особо указывается, какие части рудного поля исследованы тематически с той или иной направленностью работ. На карте показываются все скважины и горные выработки. Такая карта позволяет легко определять степень достоверности геологических построений на разных участках рудного поля и намечать работы, необходимые для решения тех или иных задач. Опыт показал, что составление подобных вспомогательных карт при крупномасштабном прогнозировании несомненно целесообразно, а в рудных районах с крайне сложной историей изучения, где неоднократно менялись ведомства, идеи и методики ведения работ, — совершенно необходимо.

3. Геолого-литологические особенности рудного поля. На этой карте в единой легенде сводятся детальные материалы по стратиграфии, литологии, структурам, магматизму. Карта служит основой для составления различных специализированных карт.

4. Размещение, строение и состав зон метаморфизма пород. На карте метаморфизма показываются типы метаморфических пород и отношение к ним руд. Особенно детально расчленяются зоны гидротермально измененных пород, вмещающие залежи полиметаллических руд; показываются их связи с геологическими структурами; отражается зональная смена одних типов пород другими. Подобные карты объективно раскрывают существующие связи между метаморфизмом пород и оруденением.

5. Структурно-металлогенетические особенности рудного поля. На этой карте передается неоднородность строения рудного поля, показываются дизъюнктивные и пликативные структурные элементы, магматические и гидротермально измененные породы, зоны минерализации и рудные залежи. На карту выносятся геофизические аномалии или их оси, позволяющие прослеживать характерные структурные элементы под покровом рыхлых отложений.

6. Представления об объемном (трехмерном) строении рудного поля. Это достигается с помощью систем поперечных и продольных глубинных разрезов, а также специализированных трехмерных блок-диаграмм. Опыт показывает, что для целей крупномасштабного прогнозирования необходимо получить достаточно четкое представление о взаимоотношении свит, складок, разломов, интрузий и рудных зон до глубины не менее 1 км. Выполнение этой работы обычно вооружает геолога новыми очень важными для целей прогнозирования идеями.

Перечисленные материалы позволили на Рудном Алтае наглядно отобразить закономерности размещения более 2000 коренных эндогенных рудных проявлений, в том числе и всех месторождений. Кроме того, на картах показано более 800 различных ореолов рассеяния металлов и рудных минералов. Результаты многолетнего коллективного труда по изучению месторождений использованы при разработке генетической систематики месторождений и специальной металлогенетической нагрузки карт.

Конкретизация и всесторонность поисковых признаков и критериев, переданных в перечисленных материалах, открывают перед геологом большие возможности при прогнозных построениях и количественной оценке перспектив рудоносности по комплексам, этапам металлогенетического процесса, районам и отдельным рудным полям. Основные результаты такой оценки максимально объективно передаются на собственно картах прогноза. Эти карты также составляются для каждого листа в международной разграфке (в среднем масштабе) и для площадей рудных полей в их границах (в крупном масштабе) по соответствующим легендам. Карты должны давать дифференцированную оценку геологических структур по признаку разной вероятности обнаружения месторождений свинца, меди,

цинка, железа, золота и других полезных ископаемых. Обоснование легенды карт прогноза и ее характеристика должны быть произведены с учетом специфики геологии и состояния промышленного освоения конкретного региона. Примеры легенд к прогнозным картам разного масштаба Рудного Алтая см. в приложениях 1—3.

Перечисленные графические приложения являются формой сведения имеющихся геолого-аналитических материалов и вместе с тем основой для проведения рациональных поисковых и разведочных работ.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Геотектоническое положение Юго-Западного Алтая

Осмысливание особенностей строения и развития изучаемого рудного пояса в региональных структурах методически совершенно необходимо. Поэтому собственно металлогеническому анализу нормально должен предшествовать анализ геотектонический, опирающийся на всю имеющуюся геологическую и геофизическую информацию.

Полоса герцинид, известная под названием Зайсанской складчатой системы, включает Юго-Западный Алтай (Рудный Алтай и Южный Алтай), Калба-Нарымскую и Жарминскую зоны. Естественными ее границами служат каледонские антиклинории — Чингиз-Тарбагатайский на западе и Монголо-Алтайский на востоке. Важными особенностями строения герцинид, давно обратившими на себя внимание исследователей, являются преобладание одного господствующего простириания региональных структур с юго-востока на северо-запад, резкие смены комплексов пород в поперечном направлении на коротких расстояниях, причем роль пограничных структур играют мощные зоны смятия пород, очень широкое развитие средне- и верхнепалеозойских магматических пород при большом разнообразии их формационных типов. В металлогеническом отношении эти герциниды представлены серией параллельных рудных поясов, ориентированных согласно с простирианием всей складчатой системы и чередующихся в определенной последовательности в поперечном направлении. Подобная очень четко проявленная поясовая геолого-металлогеническая зональность не свойственна как западнее расположенным структурам Центрального Казахстана, так и лежащим восточнее разновозрастным сооружениям Алтае-Саянской складчатой области. Чтобы понять эти важнейшие особенности внутреннего строения полосы зайсанских герцинид, необходимо обратить внимание на особое положение всей складчатой системы в пределах Урало-Сибирского подвижного пояса и учесть региональные геофизические данные, позволяющие оценить своеобразие глубинного строения разных его частей.

Анализируя тектоническую карту Евразии (1966), мы видим, что гигантский межкратонный Урало-Сибирский подвижный пояс, охватывающий полукольцом Сибирскую платформу, меняет свое простириание с меридионального на юго-восточное и широтное, причем

этот разворот структур, ощутимый уже в пределах Алтая, становится полным в Северной Монголии. Зайсанская складчатая система в месте разворота подвижного пояса занимает осевое положение, однако пояс в поперечных сечениях является асимметричным. От Сибирской платформы к оси пояса наблюдается смена зон складчатости в следующей последовательности: байкалиды Протеросаян, ранние каледониды (салаириды) Хакассии и Тувы, поздние каледониды Западного Саяна и Горного Алтая, ранние герциниды Рудного Алтая, поздние герциниды Калбы (Кузнецов, 1954). Зоны разновременной консолидации межкратонного пояса существенно отличаются и по глубинному строению, причем салаириды имеют определенно эвгеосинклинальный характер и развиваются на основе древних дорифейских сиалических масс, вовлеченных в геосинклинальное погружение в синии — нижнем палеозое, в то время как собственно каледониды представляют собой замкнувшиеся миогеосинклинали, унаследованно развивавшиеся в допалеозое и нижнем палеозое (Фотиади и др., 1968). При движении на восток со стороны Центрального Казахстана также наблюдается смена древних складчатых зон более молодыми: инверсия геосинклинали, прилегающей с севера к Джунгаро-Балхашскому срединному массиву, закончилась в позднем кембрии, Чингиз-Тарбагатайской эвгеосинклинали — в конце ордовика, Джунгарский эвгеосинклинальный складчатый комплекс начал формироваться в конце силура — раннем девоне при окончании инверсии в середине визе, Жарминская эвгеосинклиналь, заложенная на каледонском основании, как и соседняя Калбинская миогеосинклиналь, замыкалась в позднегерцинское время (Борукаев, Ляпичев, 1968). В казахстанской части пояса байкальская и салаирская складчатости не проявились, позднекаледонская и раннегерцинская — имели широкое распространение и привели к консолидации преобладающих здесь эвгеосинклинальных прогибов. Каледониды Горного Алтая и Западного Саяна, напротив, имеют существенно миогеосинклинальный профиль развития.

В байкальский и салаирский этапы развития борта Зайсанской складчатой системы развивались по-разному и имели мозаично-глыбовый план строения. Начиная с каледонского этапа наметилась общая тенденция центростремительного замыкания подвижного пояса; в среднем палеозое оформилось характерное «алтайское направление» региональных структур благодаря тому, что свойственную геосинклиналям подвижность в это время сохраняла лишь центральная сравнительно узкая полоса пояса шириной около 300 км, т. е. примерно одна десятая часть его первоначальной ширины. Указанные особенности направленного развития пояса дают удовлетворительное объяснение необычайно высокой подвижности в течение среднего — позднего палеозоя всего Юго-Западного Алтая, Калбы и Нарыма. Последовательное сужение межкратонного подвижного пояса вследствие наращивания и консолидации его бортов привело к тому, что разрядка региональных тектонических напряжений могла осуществляться лишь в центральной части пояса, где активизиро-

вались древние по заложению и оформлялись собственно герцинские глубинные разломы и зоны смятия одного господствующего направления. Подвижность этой полосы была утрачена лишь в самом конце палеозоя, причем последней замыкалась уже в перми узкая и глубокая Калба-Нарымская миогеосинклиналь. В результате указанных причин вся система зайсанских герцинид имеет ярко выраженный линейный характер, в то же время западные и восточные зоны во многом не похожи друг на друга.

Отметим также существование второй важнейшей особенности в развитии подвижного пояса, выразившейся в возникновении глубинной асимметрии земной коры по простиранию линейных зон. К югу от линии Томск — Новосибирск — Павлодар толщина земной коры повсеместно нарастает от 40—42 до 50 км в пограничных районах. Нарастает в этом направлении и мощность гранитно-метаморфического слоя. В широтной полосе с промежуточными характеристиками поля силы тяжести располагаются блоки наиболее древней консолидации, игравшие в палеозойских геосинклиналях роль срединных жестких массивов. Наиболее значительные из них Джунгаро-Балхашский, Алейско-Рубцовский, Барнаульский, Теректинский, Хакасский. Перекрывающие их складчатые комплексы каледонид и герцинид погружаются в южном направлении, увеличиваясь в мощности по простиранию структурно-формационных зон. Это общее погружение структур, особенно характерное для всей зайсанской системы антиклинориев и синклинориев, несомненно находится в прямой связи с утолщением гранитно-метаморфического слоя в южном направлении и, вероятно, отражает возрастающую в этом направлении роль унаследованного развития структур в палеозое.

Взаимодействие элементов широтной и меридиональной асимметрии земной коры в пределах развития казахстанских и западно-сибирских каледонид проявляется в мозаично-глыбовом характере геотектонического плана регионов с типичными для него торцовыми сочленениями структурно-формационных зон и складчатых систем разного направления и времени консолидации (А. Л. Яншин и др., 1966 г.), в существовании глубинных разломов, офиолитовых и габбро-диабазовых поясов различных направлений, местами образующих как бы решетки, в сложном очертании ареалов магматизма и металлизации разного типа и возраста, а также региональных аномалий гравитационного и магнитного поля. Характерно также явление тектоно-магматической активизации ранее консолидированных блоков, повторно вовлекаемых в развитие благодаря движениям в соседних зонах.

Для герцинид вследствие отмеченных выше причин характерно господство одного алтайского направления структур. Однако общие особенности продольной асимметрии пояса проявляются и в тектоническом плане герцинид, причем проявление это своеобразно. Важнейшие глубинные разломы, такие как Иртышский, Северо-Восточный, Курайский и Кузнецко-Алатауский, образуют гигантский пучок, сходящийся в один «жгут» на юге в Монголии, в пределах

широтного разворота герцинид, и разветвленный на севере, в области развития срединных жестких массивов, переработанных каледонскими и герцинскими движениями.

Наибольшее расхождение в плане Иртышского и Северо-Восточного глубинных разломов наблюдается на широте р. Алей, где древний фундамент Рудного Алтая залегает неглубоко. Здесь глубинные разломы, взаимодействуя с жесткими структурами, морфологически усложняются, причем характерным элементом их становятся субмеридиональные апофизы; ярко проявлены субширотные разломы. Вся совокупность этих разломов расчленяет фундамент на блоки. Глубинные разломы Горного Алтая на этой же широте сильно отклоняются к востоку, огибая Бийско-Барнаульский срединный массив. Вдоль северо-западной границы последнего прослеживаются герциниды Томь-Кольванской зоны, с которыми герциниды Рудного Алтая и Ануйско-Чуйской зоны имеют торцовые сопряжения.

Таким образом, в области неглубокого залегания перекрытых срединных массивов линейный тектонический план герцинид с характерным алтайским направлением структур сменяется мозаично-глыбовым планом и в этом отношении напоминает план каледонид. В юго-восточном направлении по мере погружения фундамента и возрастания мощности среднепалеозойских отложений складчатые структуры приобретают линейный характер, глубинные разломы сближаются и соединяются, поперечные структуры в верхних ярусах проявляются слабее. Однако в последние годы выявляется все более важная роль глубинных поперечных структур и в этой части пояса. Субширотные разломы восстанавливаются по реликтам в неполностью переработанных каледонидах, а также как просвечивающие структуры по геолого-геофизическим данным в герцинидах Рудного Алтая и Калбы.

Глубинное строение полиметаллического пояса по геолого-геофизическим данным

При выяснении региональных закономерностей размещения и прогнозирования месторождений полезных ископаемых в пределах полиметаллического пояса существенное значение приобретает изучение его глубинного строения. Исследованиями последнего десятилетия установлено, что металлогеническая зональность в складчатых областях обусловлена существенно глубинными неоднородностями земной коры. Возможности геологических методов при изучении глубинного строения ограничены, поэтому возникла необходимость в привлечении геофизических данных. Опыт интерпретации их на Рудном Алтае, как было показано, значителен и изложение его здесь может представить определенный интерес прежде всего в методическом отношении.

Глубинное строение Юго-Западного Алтая изучалось комплексом методов, включающим сейсмологические наблюдения обменных волн землетрясений и промышленных взрывов по двум поперечным про-

филям (Булин, Эрглис, Бубнова, 1969), а также гравиметрические и магнитометрические исследования (Казгеофизтрест, ВКГУ, ЗСГУ). По материалам обработки сейсмических волн построены сводный годограф, графики пластовых и средних скоростей глубинных слоев земной коры и глубинные сейсмологические разрезы. На основании сводного годографа сделано заключение о двухслойном строении земной коры Юго-Западного Алтая с кажущимися скоростями для продольных волн 5,85 и 6,75 км/сек, для поперечных соответственно 3,4 и 3,8 км/сек. Эти скорости характерны для слоев на глубинах от 2 до 20 км и выше 20 км. Преломляющая граница на глубине 20 км отождествлена с поверхностью базальтового слоя. Краткая характеристика основных групп волн по записям от промышленных взрывов и землетрясений приведена в табл. 1.

Таблица 1

Характеристика основных групп волн
по записям от промышленных взрывов и землетрясений

| Интервал прослежива- ния в первых вступлениях, км | Значение скоростей, км/сек | | $\frac{V_p}{K} = \frac{V_s}{V_s}$ | $t_{0,}$ сек | Глубина границы, км | Заключение о природе волны | Примечание |
|---|----------------------------------|-------|-----------------------------------|-----------------|------------------------|---|--|
| | V_p | V_s | | | | | |
| 4—150 | 5,9 | 3,4 | 1,74 | 0,1 | 0,7— 1,3 | Слаборефрагиро- ванная в верхней час- ти земной коры | |
| 150— 200 | 6,8 | 3,95 | 1,73 | 3,5— 3,6 | 22— 13 | Головная (слаборе- фрагированная) от по- верхности базальто- вого слоя | |
| ≥ 200 | 8,2 | — | — | 9,7 | 4,8 | Головная волна от поверхности Мохоро- вичича | Глубина вычп- слена при $V_p = 6,5$ км/сек |

На сейсмических разрезах отстроены границы обмена сейсмических волн, отождествленные сверху вниз с поверхностями базальтового слоя, Мохоровичича, а также двумя внутримантийными границами M_1 и M_2 . По всем этим поверхностям отстроены схематические карты путем интерполирования данных между сейсмологическими профилями. В гранитно-метаморфическом слое установлено значительное количество точек обменов волн. Корреляция этих точек и установление по ним поверхностей пока не могут быть выполнены однозначно.

По материалам гравиметрии составлены карты осредненного гравитационного поля ($\Delta gR_{100 \text{ км}}$), разностного поля ($\Delta gR_{40 \text{ км}} - \Delta gR_{100 \text{ км}}$) и остаточного поля ($\Delta g_{\text{набл}} - \Delta gR_{40 \text{ км}}$). Предположительно первая из них отвечает гравитационному влиянию верхней мантии, вторая — базальтового слоя земной коры, третья — суммарному влиянию метаморфических комплексов

докембрийского (?) фундамента и каледонского структурного этажа, плотностных неоднородностей герцинского структурного этажа и интрузивных образований. Глубины до поверхности Мохоровичича определялись по экспериментальному уравнению Г. И. Каратаева (1961), до поверхности базальтового слоя — по сводному годографу Н. К. Булина (Булин, Эрглис, Бубнова, 1969). По графику пластовых скоростей уточнены значения плотности основных слоев земной коры и верхней мантии с использованием экспериментальных графиков зависимости скоростей продольных и поперечных волн от плотности по Н. Н. Пузыреву (1965 г.), М. Талвани и С. Саттон (Talvani, Sutton, Worzel, 1959) и И. Г. Клушину (1968 г.). Значение избыточной плотности на границе гранитный — базальтовый слой уточнено путем решения прямой задачи гравиразведки и сравнением полученного результата с наблюдаемой кривой Δg . Уточненные данные о плотностях основных слоев земной коры и верхней мантии приведены в табл. 2. Установленные путем количественных расчетов гравитационно-активные поверхности увязывались с данными сейсмологических исследований.

Таблица 2

Плотности основных слоев земной коры и верхней мантии

| Слой земной коры | Пластовые скорости продольных волн (V_p), км/сек | Плотность слоев согласно зависимости $\sigma \neq f(V_p)$, г/см ³ | | | Избыточная плотность $\Delta\sigma$ на границах раздела, уточненная способом подбора | Принятые средние плотности слоев, г/см ³ |
|------------------|--|---|-------------------|------------------|--|---|
| | | по М. Талвани и С. Саттон | по Н. Н. Пузыреву | по И. Г. Клушину | | |
| Гранитный . . . | 5,9 | 2,75 | 2,65 | 2,70 | 0,30 | 2,75 |
| Базальтовый . . | 6,8 | 2,98 | 3,08 | 3,00 | | 3,00 |
| Верхняя мантия | 8,2 | 3,46 | 3,36 | 3,48 | | 3,30 |

Описанные глубинные поверхности раздела Юго-Западного Алтая представлены на рис. 1 — 5. Эти поверхности погружаются в сторону горных хребтов Горного Алтая, Саура и Манрака. Внутримантийные поверхности погружаются от Иртышского разлома (поверхность M_1 от 75 до 90 км, M_2 от 90 до 105 км), поверхность Мохоровичича — от Северо-Восточного разлома уступом от 45 до 50 км. Учитывая рельеф поверхности Мохоровичича, видим, что Юго-Западный Алтай расположен на погружении крупной положительной структуры, прослеживающейся от г. Павлодара к городам Семипалатинску и Рубцовску. Глубины до поверхности Мохоровичича в центральной части структуры (район г. Павлодара) 37 км, на бортах 42 км. Юго-восточнее городов Рубцовска и Семипалатинска структура испытывает погружение от 40 до 47—50 км. Склоны структуры усложнены уступами, отвечающими Северо-Восточному и Чарскому глубинным разломам. Погружающаяся часть структуры поверхности Мохоровичича разделена очень узким прогибом (шириной 45—47,5 км), приуроченным к Иртышскому глубинному разлому,

Рис. 1. Глубинный разрез земной коры Юго-Западного Алтая

1 — глубинные границы раздела по комплексным сейсмологическим и гравиметрическим данным; 2 — предполагаемая граница каледонского фундамента; 3 — гердинский структурный этаж; 4 — каледонский структурный этаж; 5 — метаморфические комплексы кристаллического (дорифейского ?) фундамента; 6 — базальтовый слой земной коры; 7 — верхняя мантия; 8 — главные глубинные разломы

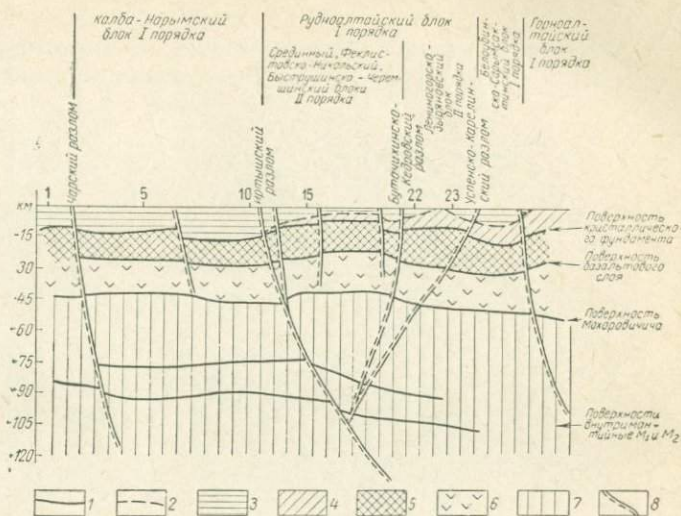
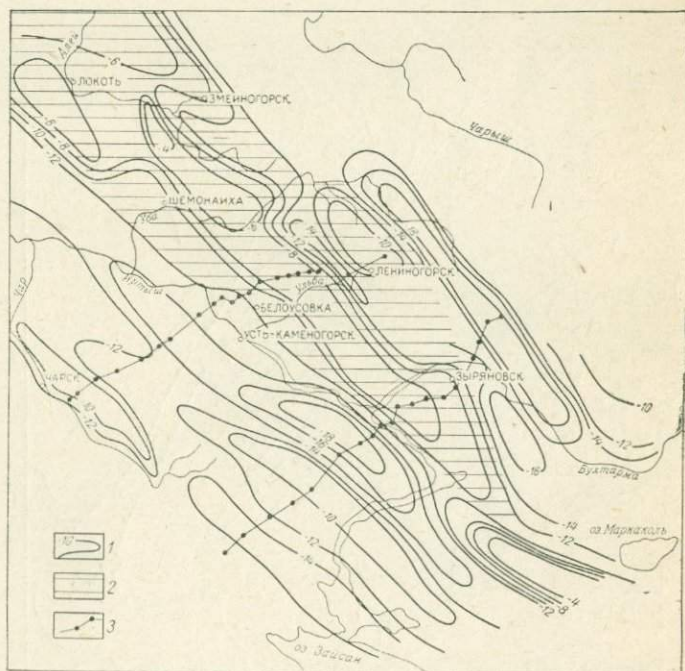


Рис. 2. Схема поверхности кристаллического фундамента Юго-Западного Алтая

1 — изоглубины поверхности кристаллического (дорифейского ?) фундамента по геофизическим данным; 2 — Рудноалтайское поднятие фундамента; 3 — профили сейсмических наблюдений



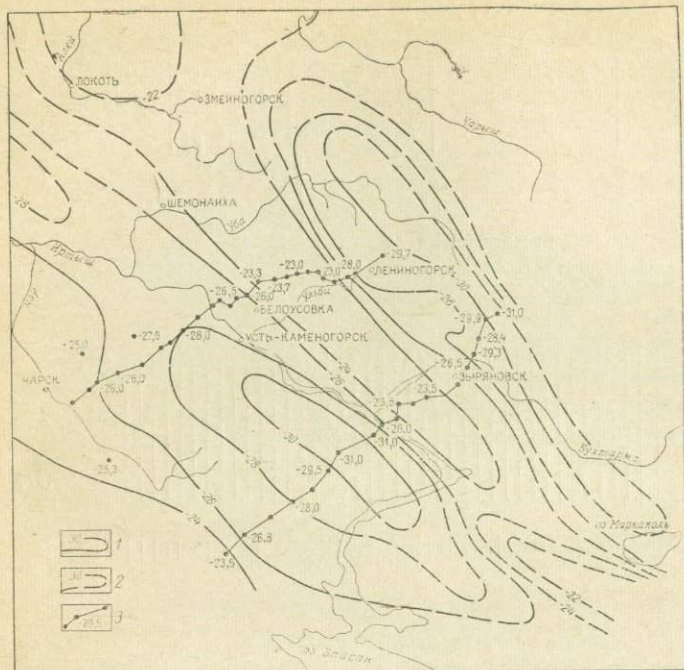


Рис. 3. Схема поверхности базальтового слоя земной коры Юго-Западного Алтая
 Изоглубины поверхности базальтового слоя, км: 1 — по сейсмическим данным; 2 — по гравиметрическим данным; 3 — профили сейсмологических наблюдений со значениями глубин (в км) обменов волн, отвечающих поверхности базальтового слоя

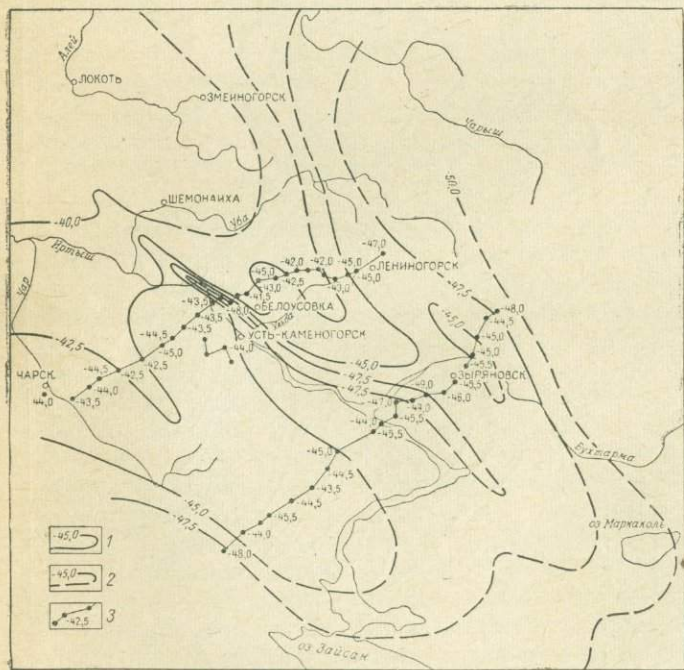


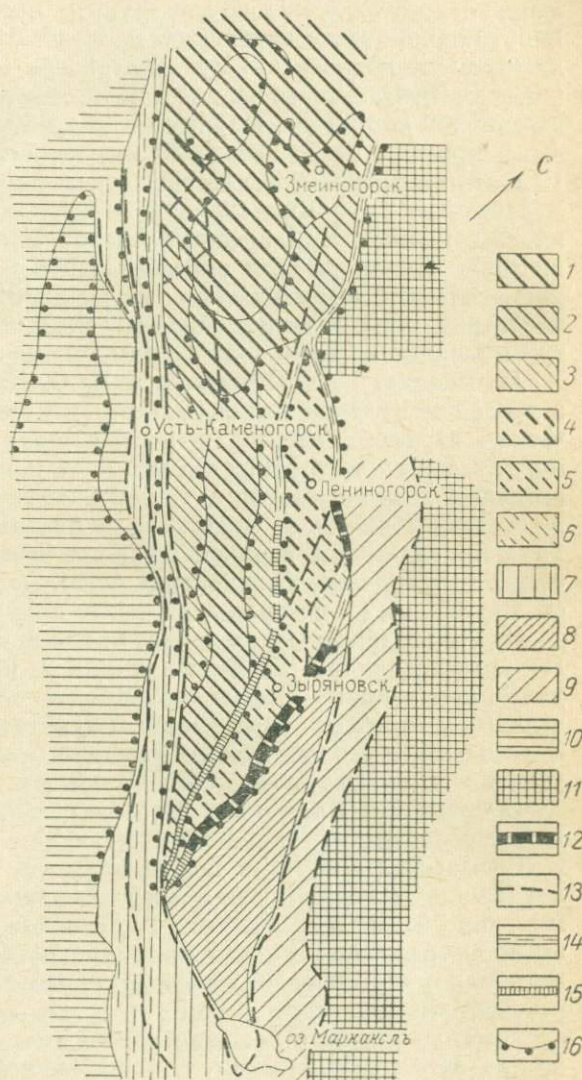
Рис. 4. Схема поверхности Мохоровичича Юго-Западного Алтая
 Изоглубины поверхности Мохоровичича, км: 1 — по сейсмическим данным; 2 — по гравиметрическим данным; 3 — профили сейсмических наблюдений со значениями глубин обменов волн, отвечающих поверхности Мохоровичича

на два локальных поднятия, одно из которых отвечает Рудному Алтаю, второе — Калбе (см. рис. 4).

Причины формирования рельефа поверхности Мохоровичича достаточно не изучены. Вероятнее всего, Рудноалтайское и Калбин-

Рис. 5. Геотектоническое районирование Юго-Западного Алтая по геолого-геофизическим данным

1—6 — Рудноалтайский блок земной коры I порядка: 1 — Алейский блок II порядка (срединный массив с наложенными среднепалеозойскими неглубокими прогибами), 2 — Срединный блок II порядка (испытывавший умеренное прогибание в 3—5 км в среднем палеозое и преимущественно глыбово-складчатые движения в позднем палеозое), 3 — Феклистовско-Никольский (на западе) и Быструшиноско-Черемшанский (на востоке) блоки II порядка (краевые продольные прогибы), 4—6 — Лениногорско-Зыряновский блок II порядка (4 — части блока, характеризующиеся антиклинорным строением, 5 — прогибы и наложенные мулды в пределах антиклинориев, 6 — части блока, испытавшие значительные погружения в среднем палеозое и интенсивную складчатость в позднем палеозое); 7 — зона Иртышского глубинного разлома (без расчленения); 8 — Маймырекий блок I порядка (область, испытавшая глубокое унаследованное прогибание в среднем палеозое, без расчленения); 9 — Белоубинско-Сарымсактинский блок I порядка (область ранне- и среднепалеозойского глубокого прогибания); 10 — Калба-Нарымский блок I порядка (глубокий унаследованный прогиб, заполненный интенсивно дислоцированными в позднегерцинское время песчано-глинистыми отложениями); 11 — Горноалтайский блок I порядка (каледонские структуры, без расчленения); 12 — региональные тектонические разломы, контролирующие пояса раннекаменноугольных интрузий основного состава; 13 — прочие наиболее крупные разломы; 14 — региональные зоны смятия; 15 — разломы в полях сплошного развития гранитоидов; 16 — зоны высоких горизонтальных градиентов силы тяжести, отвечающие скрытым крупным разломам



ское поднятия поверхности Мохоровичича имеют разную тектоническую природу: Рудноалтайское поднятие отвечает срединному массиву, Калбинское — связано с формированием орогенного

поднятия. Эти структуры характеризуются обычно сокращенными мощностями земной коры.

Базальтовый слой земной коры расположен в пределах Юго-Западного Алтая на глубинах от 22 до 30 км. Поверхность этого слоя характеризуется поднятиями и прогибами северо-западных направлений. Установлено два крупных прогиба этой поверхности — Белоубинско-Сарымсактинский и Калба-Нарымский и два разделяющих их поднятия — Рудноалтайское и Курчум-Кальджирское (см. рис. 3). Как прогибы, так и поднятия имеют длину по простиранию от 300 до 450 км, ширину от 40 до 80 км и амплитуду от 2 до 4 км (прогибы от 26—28 до 30 км, поднятия от 26 до 24—22 км). Поднятия и прогибы базальтового слоя земной коры хорошо коррелируются с крупными структурно-формационными зонами и рудными поясами Юго-Западного Алтая. Учитывая, что металлогеническая специализация определяется в первую очередь профилем магматических формаций, можно предполагать, что формирование последних определенным образом связано с формированием структуры базальтового слоя или с глубинами залегания этого слоя.

По мнению П. С. Ревякина и В. С. Кузубного (1966, 1970 г.), в пределах Рудного Алтая базальтовый слой земной коры не имеет четкой верхней границы и постепенно сменяется гранитно-метаморфическим слоем. Переходная зона представляет собой область активной базальтификации гранитно-метаморфической оболочки и по составу меняется по вертикали от базальта до диорита и гранита. Глубина залегания верхней границы базальтового слоя (включая область вторичной базальтификации), по их данным, меняется от 10—12 км (в центральной части поднятия базальтового слоя) до 18—20 км (на крыльях поднятия и в прилегающих зонах Алтая). По представлению П. Ф. Иванкина и В. Н. Любецкого (1962), указанная граница, зафиксированная и сейсмологическими наблюдениями, отвечает поверхности кристаллического фундамента. Этот вариант геологического истолкования геофизических данных условно и принят в настоящей работе.

В гравитационном поле Юго-Западный Алтай характеризуется рядом сближенных аномалий I порядка. Таковы Рудноалтайская и Курчум-Кальджирская положительные, Калба-Нарымская и Белоубинско-Сарымсактинская отрицательные и Иртышская и Маймырская зоны повышенных горизонтальных градиентов между этими аномалиями. Эти аномалии в целом отвечают крупным блокам земной коры (I порядок) с неодинаковым глубинным строением и разграничивающим их зонам.

В методическом отношении важно иметь в виду, что выделяемые при геолого-геофизическом, т. е. глубинном, районировании территории блоки земной коры могут совпадать, но могут и не совпадать с контурами геотектонических единиц, выделяемых при собственно геологическом ее районировании. Соответствующие примеры будут приведены далее. Здесь же отметим, что крупным блокам земной коры, выделенным в пределах Зайсанской складчатой

системы по геолого-геофизическим данным, в большинстве своем отвечают структурно-формационные зоны, отличающиеся по геологическому строению и металлогении (см. рис. 5).

Рассмотрим наиболее крупные геотектонические единицы — блоки земной коры I и II порядков, которые удается выделить при глубинном районировании складчатой системы (формационная характеристика этих блоков, точнее их верхних этажей, доступных по геологическому изучению, дана в следующем разделе).

Рудноалтайский блок земной коры I порядка отвечает Рудноалтайской структурно-формационной зоне. Он имеет характерную клиновидную форму, ограничиваясь Иртышским глубинным разломом на западе и Локтевско-Зыряновской ветвью Северо-Восточного глубинного разлома — на востоке. Клиновидная форма блока обусловлена сочленением на юге Северо-Восточного глубинного разлома с Иртышским в связи с общей виргацией пучка разломов.

Рудноалтайскому блоку отвечает поднятие поверхности Мохоровичича. Широкая наиболее приподнятая часть поднятия соответствует Алейскому антиклинорию; глубина до поверхности Мохоровичича здесь меняется от 40 до 43 км. Область юго-восточного окончания этого поднятия отвечает Южному Алтаю; здесь глубина до поверхности Мохоровичича меняется от 47 до 50 км. Северо-восточный и юго-западный склоны поднятия прослеживаются соответственно вдоль Северо-Восточного и Иртышского глубинных разломов.

В поверхности базальтового слоя Рудноалтайскому блоку также соответствует поднятие, погружающееся в юго-восточном направлении от 22 км на северо-западе до 26 км на юго-востоке, с уступами вдоль Иртышского и Северо-Восточного разломов. По данным сейсмологических исследований Рудноалтайский блок характеризуется большим количеством границ раздела в гранитно-метаморфическом слое («многоярусный блок» по Э. Э. Фотиади, П. Ф. Иванкину и др., 1968), что можно объяснить резкой дифференциацией пород на глубине по физическим свойствам, возможно, с повышением степени их метаморфизма в древних структурных этажах. Древний кристаллический фундамент в Рудноалтайском блоке расположен, по-видимому, на глубинах от 5 до 12—14 км, образуя поднятие, совпадающее в плане с поднятиями поверхностей Мохоровичича и базальтового слоя.

Рудноалтайскому блоку отвечает положительная гравитационная аномалия I порядка, по интенсивности в 2—2,5 раза превышающая положительные аномалии Горного Алтая. Она обусловлена суммарным влиянием поднятий поверхностей Мохоровичича, базальтового и гранитно-метаморфического слоев, а также, возможно, повышенной базальтифицированностью гранитно-метаморфического слоя.

В целом по геолого-геофизическим данным Рудный Алтай в большей своей части отвечает консолидированному в доордовикское время срединному массиву, который в среднем палеозое был

раздроблен и испытал дифференцированные погружения — умеренные в северо-западной и значительные в юго-восточной частях региона. Величина погружений возрастала также при движении от средних более сохранившихся при раздроблении частей поднятия в сторону его краев, прилегающих к глубинным разломам и областям Горного Алтая. По типу развития Рудноалтайский блок является наложенной эвгеосинклиналию с характерной внутренней структурой и большой контрастностью блоков в среднем палеозое. Относительно малая глубина базальтового слоя под сиалическим жестким массивом и дольность ограничивающих его глубинных разломов обусловили в предэйфельское время в основании массива очага гранитной магмы. При взаимодействии с консолидированной рудской корой глубинные мантийные магмы несомненно рудские и поэтому на высоких уровнях коры широко проявились и кислые магмы наряду с количественно подчиненной основными. В самом грубом приближении средневзвешенный состав всей серии (ряда) распространенных магматических формаций отвечает примерно андезиту или дациту. Большая раздробленность и блоковая подвижность основания эвгеосинклинали создали предпосылки для необычайно интенсивной магматической деятельности как в собственно геосинклинальном, так и в орогенный этап развития Рудного Алтая, когда имело место особенно значительное раскисление магмы, по-видимому, вследствие вовлечения в плавление вышележащих сиалических масс. Широким распространением магматических щелочноземельных пород обусловлена в общих чертах полоса интенсивных положительных магнитных аномалий, отвечающая Рудноалтайскому блоку в целом.

Дифференцированное движение блоков обусловило разный уровень залегания фундамента эвгеосинклинали, переменные мощности и составы осадочных и эффузивных пород среднего палеозоя, а также разный характер складчатых деформаций, интрузивных и металлогенических процессов. По особенностям глубинного и геологического строения Рудноалтайский блок I порядка подразделяется на пять более мелких блоков II порядка.

Алейский блок II порядка отвечает центральной части Алейской подзоны Рудноалтайской структурно-формационной зоны и представляет наиболее жесткую и приподнятую часть глыбы со сравнительно неглубокими среднепалеозойскими прогибами (2—3 км) каледонского фундамента и обильными преимущественно лакколитообразными и трещинными интрузиями. Типичные складчатые формы здесь отсутствуют. Кристаллический фундамент под отложениями нижнего палеозоя залегает сравнительно неглубоко (вероятно, 5—6 км). Здесь наиболее высоко располагается в земной коре поверхность базальтового слоя. Основная особенность Алейского блока состоит в том, что нижнепалеозойское ядро его является лишь верхней надстройкой на древнем срединном массиве субплатформенного типа. Этим объясняется слабая дислоцирован-

ность и пологое залегание каледонского яруса в рассмотренном блоке.

Интенсивность гравитационного поля в пределах блока максимальная и возрастает к северо-западу. Поле сложно дифференцировано, что связано, по-видимому, с влияниями неровностей рельефа геологического фундамента под нижним палеозоем, а также с влияниями наложенных среднепалеозойских мульд и многочисленных интрузий. Большими по площади интенсивными положительными магнитными аномалиями отмечаются магматические тайфалы наложенных среднепалеозойских мульд. В Центральном клинорифте подобные положительные магнитные аномалии возникают в тех случаях, когда вулканизм накладывается на жесткие, глубоководные предшествующей складчатостью структуры, халловидные магматические преобразования земной коры на больших глубинах. Линейными положительными магнитными аномалиями отмечаются зоны разломов и трещинные интрузии.

Срединный блок II порядка отвечает бортам Алейского блока и области его юго-восточного погружения (боковые и юго-восточная части Алейской подзоны Рудного Алтая). Срединный блок представляет собой более погруженную часть древней глыбы. Отложения девона, частью карбона здесь имеют мощность порядка 3—5 км, а древний кристаллический фундамент залегает на глубине, по-видимому, 8—10 км. Блоку соответствует также осевая часть поднятия поверхности базальтового слоя. Интенсивность гравитационного поля в пределах блока высокая, но несколько ниже, чем в Алейском блоке, и убывает с северо-запада на юго-восток, согласно с погружением древней глыбы. В магнитном поле интенсивными вытянутыми положительными аномалиями отмечаются контролируемые разломами вскрытые и не выходящие на эрозионный срез слепые интрузии габбро-гранодиорит-гранитной формации. Южнее увеличивается количество интрузий и соответственно возрастает интенсивность магнитного поля.

Феклистовско-Никольский и Быструшинско-Черемшанский блоки II порядка прослеживаются по геолого-геофизическим данным по периферии Рудноалтайского блока. Эти блоки отвечают соответственно области сочленения Алейской подзоны с Иртышской зоной и Змеиногорско-Быструшинской подзоне Рудного Алтая. Это узкие, шириной до 10—15 км, глубокие прогибы с мощностью интенсивно смятых отложений среднего палеозоя до 7—10 км. Вулканогенные породы здесь представлены андезитовыми и дацитовыми порфиридами. Кристаллический фундамент в рассматриваемых блоках предполагается на глубинах 12—14 км; блокам соответствуют склоны Рудноалтайского поднятия поверхности базальтового слоя. Оба блока отмечаются четкими отрицательными гравитационными аномалиями II порядка и имеют синклинорное строение. По простиранию к северо-западу глубина прогибов уменьшается, а на стыках с Алейским блоком они выклиниваются. Девонские прогибы асимметричны:

их части, прилегающие к глубинным разломам, глубокие, а прилегающие к Срединной подзоне неглубокие. Нижнекаменноугольные отложения в пределах синклиналей развиваются более равномерно и как бы сглаживают их асимметрию (Быструшинская синклиналь).

В магнитном поле характеристика блоков разная. Феклистовско-Никольскому блоку отвечает полоса интенсивных положительных магнитных аномалий. Ряд магнитных аномалий этой полосы по данным количественных расчетов соответствует аномальным объектам в интервале глубин от 3—4 до 12 км. Полоса магнитных аномалий отвечает в целом среднепалеозойскому вулканическому поясу в всячем боку Иртышского глубинного разлома. Рудноалтайско-глубинных магнитных аномалий может быть аналогичной природы таких же аномалий Алейского блока. Быструшинско-Черемшанскому блоку отвечает спокойное слабоотрицательное магнитное поле, осложненное локальными положительными аномалиями небольших размеров и интенсивности. Спокойные магнитные поля соответствуют широко распространенным в пределах блока терригенным формациям верхнего девона и нижнего карбона, локальные аномалии — интрузиям гранитоидов.

Лениногорско-Зыряновский блок II порядка отвечает одноименной подзоне Рудного Алтая, ограничен сходящимися ветвями Северо-Восточного глубинного разлома и потому в плане имеет линзовидную форму. По особенностям глубинного строения (значительная погруженность поверхностей кристаллического фундамента до 12—14 км, базальтового слоя до 26—29 км и Мохоровичича до 46—48 км) блок более тяготеет к Горному Алтаю, чем к Рудному. Ему свойственно пониженное поле силы тяжести примерно той же интенсивности, что и структурам Горного Алтая, для которых установлены мощные миеосинклинальные по типу отложения нижнего палеозоя. Отсюда следует, что глубинные части Сияншинского и Ревнюшинского антиклинориев качественно отличны от фундамента Алейского антиклинория. Ядра этих антиклинориев представляют собой блоки каледонид Горного Алтая, отчлененные в начале среднего палеозоя разломами Северо-Восточной зоны смятия и вовлеченные затем в геосинклинальное погружение. Начиная с эйфеля и живета они развивались как составные части Рудноалтайской эвгеосинклинали, однако широтные реликтовые догерцинские структурные элементы здесь хорошо проявлены в ядрах обоих антиклинориев.

Часть Лениногорско-Зыряновского блока, отвечающая ядру Сияншинского антиклинория, выражается магнитной аномалией, сходной по своей природе с глубинными аномалиями Алейского блока: на фоне нормальной напряженности проявляются локальные положительные и отрицательные аномалии, соответствующие выходам интрузий.

Иртышский и Северо-Восточный глубинные разломы, служащие границами Рудноалтайского блока, характеризуются большой глу-

бинностью заложения и подвижностью, выразившейся в образовании мощных зон смятия пород. В кинематическом отношении обе зоны смятия представляют собой единый пояс, основой которого несомненно является более крупный Иртышский разлом. Об этом свидетельствует тот факт, что разломы на юге, в области дугообразного поворота структур, последовательно причленяются либо к собственно Иртышскому разлому, либо к его южному продолжению — Маркакольскому и Караиртышскому. Кроме того, Иртышский разлом имеет северо-восточное крутое падение и погружается на глубину под Рудный Алтай и под всю сопряженную систему глубинных разломов, которые, таким образом, могут рассматриваться как опирающиеся к стволу глубинному разлому.

Иртышский глубинный разлом по данным сейсмических исследований прослежен на глубину более 100 км. Внутримантийные поверхности M_1 и M_2 смещаются в зоне этого разлома и испытывают погружения в сторону Горного Алтая. Поверхность Мохоровичича в зоне Иртышского разлома образует линейный прогиб глубиной до 4 км, сходный с прогибом, отвечающим Успенской зоне смятия в Центральном Казахстане (Г. Н. Щерба, Г. Бекжанов, 1968 г.). Поверхность базальтового слоя в зоне усложнена 2-километровым уступом, поверхность фундамента — уступом, амплитуда которого меняется по простиранию блока: на северо-западе она составляет 6 км, в центральной части около 2 км. Геолого-тектонический анализ показал, что в течение раннего и среднего палеозоя Иртышский разлом служил сбросом, ограничивающим Рудноалтайское поднятие. Вдоль Иртышского глубинного разлома сформировался своеобразный линейный тектонический блок шириной 15—25 км. Блок распадается на узкие продольные поднятия и прогибы, разделенные разрывами второго и третьего порядков, образующими в совокупности единую зону глубинного разлома (Стучевский, 1960; Иванкин, Любецкий, 1962). Мозаично-блоковое, полосчато-линзовое строение последнего проявилось при последующих многоэтапных процессах тектогенеза, создавших зону смятия с крайне сложным внутренним строением, инъецированную магматическими породами. В позднегерцинское время кинематически зона развивалась как региональный правый сдвиг большой амплитуды, с чем связано возникновение мощной зоны смятия, системы оперяющихся взбросо-сдвигов и надвигов (со стороны Рудного Алтая) и активизация продольных движений по другим глубинным разломам. Современный эрозионный срез вскрывает различные уровни зоны смятия — гипабиссальные на северо-западе, среднеглубинные до абиссальных на юго-востоке. Соответственно по простиранию зоны к юго-востоку возрастает количество гранитных пород акмолитовой фации и окружающих их чехлом кристаллических сланцев и парagneйсов.

Северо-Восточный глубинный разлом вскрыт эрозией менее глубоко и представляет собой сложную систему разломов (Бутачихинско-Кедровского, Успенско-Корелинского, Локтевско-Зырянско-

го, Большереченско-Никитинского и др.), неоднократно ветвящаяся на протяжении 450 км и в конечном итоге сопряженную с Иртышским стволowym разломом. По сейсмологическим данным отдельные ветви Северо-Восточного разлома прослежены на глубину более 40 км. Поверхности Мохоровичича, базальтового слоя и фундамента образуют в зоне разлома несколько ступеней с амплитудой в первые километры. Отдельные ветви Северо-Восточного разлома заложены в разное время: западная ветвь виргации — не позднее силура, крайняя восточная, вероятно, в живетское время, средняя ветвь разграничивает фации верхнего девона и нижнего карбона. В процессе развития главных разломов происходило отчленение глыб от каледонид Горного Алтая и наращивание ими Рудноалтайской эвгеосинклинали по мере заполнения вновь возникающих разломов магматическими породами, обусловивших своеобразный клиновидно-блоковый план Юго-Западного Алтая. В последнее время соотношения каледонид и герцинид в пограничной полосе Рудного и Горного Алтая детально изучены Д. Г. Ажгиреем (1966 г.), В. Е. Поповым (1967), В. В. Поповым (1968) и др.

Маймырский блок I порядка отвечает Белоубинско-Маймырской подзоне Белоубинско-Южноалтайской структурно-формационной зоны. Располагается он на юге между Лениногорско-Зыряновским и Белоубинско-Сарымсактинским блоками. Ограничен Маймырский блок расходящимися под острым углом Локтевско-Зыряновским и Большереченско-Никитинским глубинными разломами, контролирующими пояса габброидных интрузий, и имеет треугольную форму. Для блока характерны нормальные значения гравитационного поля; несколько пониженные значения поля имеют место лишь к югу от Нарымского широтного разлома. Пояса габброидов отмечаются цепочкой положительных гравитационных и магнитных аномалий. Средняя глубина до поверхности Мохоровичича 47 км; северной части блока отвечает локальное поднятие, оконтуренное изолинией 45 км. Поверхность базальтового слоя наклонена к востоку; глубины меняются от 26 до 28 км. Фундамент в пределах блока образует локальный прогиб глубиной, по-видимому, 14—16 км. Все это дает основание полагать, что этот блок унаследованно развивался в раннем и среднем палеозое в режиме прогибания. Для блока характерно почти полное отсутствие интрузий. По характеру гравитационного поля блок является аналогом глубоких миеосинклиналией, окружающих Рудный Алтай.

Белоубинско-Сарымсактинский блок I порядка отвечает одноименной подзоне Белоубинско-Южноалтайской структурно-формационной зоны и ограничен ветвями Северо-Восточного глубинного разлома. Отмечается отрицательной гравитационной аномалией I порядка, обусловленной суммарным влиянием прогибов в поверхностях базальтового и гранитно-метаморфического слоев, пониженной плотностью среднепалеозойских отложений, отрицательной избыточной плотностью интрузий гранитоидов. В магнитном поле блок выделяется линейным поясом интенсивных положительных

аномалий, отвечающих гранитоидным интрузиям. В поверхности Мохоровичича блоку соответствует уступ с амплитудой в 3—4 км, с погружением к Горному Алтаю; глубина до поверхности Мохоровичича 47—50 км. В поверхностях базальтового слоя и фундамента блоку отвечают прогибы глубиной соответственно 30 и 18 км. По геолого-геофизическим данным в каледонское и ранне-среднегерцинское время Белоубинско-Сарымсактинский блок соответствовал прогибу, развивавшемуся в пограничной области каледонской складчатой области и герцинской геосинклинали. Режим развития в каледонское время был миогеосинклиналильным, в ранне-среднегерцинское — переходным от миогеосинклиналильного к эвгеосинклиналильному. Характерны большая мощность осадочно-вулканогенных отложений среднего палеозоя и широкое развитие гранитоидного магматизма.

Калба-Нарымский блок I порядка расположен к западу от Иртышского глубинного разлома, отвечает Калба-Нарымской структурно-формационной зоне. Блок отмечается отрицательной гравитационной аномалией I порядка, по своей геологической природе сходной с Белоубинско-Сарымсактинской аномалией (см. рис. 2, 3, 4). Блок характеризуется слабоотрицательным магнитным полем, соответствующим терригенному составу слагающих его среднепалеозойских формаций большой мощности. Интрузии гранитов также не вызывают магнитных аномалий. Средняя глубина до поверхности Мохоровичича в пределах блока порядка 45 км; в северо-западном направлении эта поверхность воздымается до 42 км. В целом Калба-Нарымская зона расположена на склоне Калбинского поднятия поверхности Мохоровичича. В поверхности базальтового слоя блоку отвечает прогиб глубиной до 30 км, в поверхности фундамента — прогиб до 18 км.

По сейсмологическим данным Калба-Нарымский блок, в отличие от Рудноалтайского, характеризуется ограниченным количеством границ раздела в гранитно-метаморфическом слое («одноярусный блок»), что, возможно, объясняется однородностью горных пород по физическим свойствам на глубине и очень широким развитием нормальных палингенных гранитов. По геолого-геофизическим данным Калба-Нарымский блок в герцинское время отвечал синклинорному прогибу в осевой части Зайсанской геосинклинали с унаследованным миогеосинклиналильным режимом развития.

Подведем некоторые методические итоги геолого-геофизического изучения региона для целей прогнозирования. Приведенное районирование отражает особенности глубинного строения различных частей Зайсанской складчатой области, установленного главным образом по геофизическим данным, и создает необходимые предпосылки для углубленного анализа смен фаций вулканогенно-осадочных и магматических комплексов по латерали. Опыт глубинного и структурно-формационного районирования показал, что важнейшие геотектонические элементы районирования (блоки I и II порядков) надежно

выявляются и обосновываются при региональном геолого-геофизическом анализе в сочетании со структурно-формационным анализом. Вместе с тем границы таких блоков (если ими не являются разломы I порядка, магматические) отнюдь не всегда совпадают с границами структурно-формационных зон, выделяемых на основании геолого-стратиграфического анализа. Это обстоятельство объясняется сложностью строения верхних структурных ярусов, маскирующих более глубокие границы зон.

Комплексная методика районирования по геолого-геофизическим данным позволила:

1) более уверенно выделить границы структурно-формационных зон и подзон, особенно для юго-восточной части Юго-Западного Алтая, где в верхних структурных ярусах обладают большим сходством формационного состава;

2) полнее раскрыть роль глубинных разломов в формировании границ структурно-формационных зон;

3) изучить закономерности развития структурно-формационных зон по простиранию и выяснить характер юго-восточного «выклинивания» Рудноалтайской структурно-формационной зоны;

4) выявить существенные черты различия глубинного строения Алейского и Ревньюшинского антиклинориев, ранее выделявшихся на основании сходства истории их развития в среднем — верхнем палеозое как структуры одного порядка. При этом получила объяснение специфика их магматических и рудных формаций.

Обобщение геологических и геофизических данных показало также, что региональная металлогеническая зональность обусловлена глубинной неоднородностью земной коры и индивидуальными особенностями развития в палеозое таких крупных геотектонических единиц, как Калба-Нарымская, Рудноалтайская и Горноалтайская зоны.

Колба-Нарымская зона — это существенно сиалический блок земной коры с одноярусным строением очень мощного гранитно-метаморфического слоя. В раннем и среднем палеозое эта зона испытывала интенсивное и длительное прогибание, сопровождавшееся накоплением песчано-глинистых отложений, а в позднегерцинское время была превращена в центральное поднятие со свойственными ему линейной складчатостью пород и интрузиями двухслюдяных гранитов. Редкометалльные рудные формации пегматитового, грейзенового и кварцевожильного типов пространственно и генетически теснейшим образом связаны с комплексом этих гранитов и, таким образом, имеют совершенно определенное геотектоническое положение.

Горный Алтай в течение раннего палеозоя представлял область весьма интенсивных прогибаний; здесь имело место преимущественное накопление алевролитов, песчаников, реже известняков и вулканических пород. Прогибание в среднем и позднем девоне сменилось поднятием. В раннем карбоне и позже район представлял собой эродруемую сушу. Поэтому редкометалльный (молибден-

оловянный) пояс и комплекс гранитов, возраст которых по аналогии с Калбой принимается позднегерцинским, в данном случае тяготеет не к синклинорию, а к антиклинорию. Тем не менее ясна общность геотектонической позиции обоих редкометалльных поясов — их приуроченность к глубоким ниже- и среднепалеозойским прогибам, заполненным главным образом песчано-глинистыми отложениями. Глубинные структуры обоих регионов обнаруживают много черт сходства как области с мощным сиалическим слоем коры и однопоярусным его строением. Поэтому есть все основания считать, что положение в пространстве поясов гранитных интрузий и редкометалльного оруденения определяется одними и теми же факторами, обусловленными развитием древних унаследованных в среднем палеозое геосинклинальных прогибов миеосинклинального типа. Строение верхних ярусов последних различно, поскольку замыкание их происходило в разное время и в разных условиях. Различна и глубина эрозионного среза структур. Поэтому фактически наблюдаемое отношение оруденения к структурам в редкометалльных поясах Горного Алтая и Калбы неодинаковое, но этот факт второстепенный по сравнению с тем общим, что объединяет эти пояса — родством глубинных структур, гранитных формаций и геотектонических условий их возникновения.

Полиметаллический пояс Рудного и Южного Алтая отличается от редкометалльных поясов иным характером глубинных структур и иным направлением геологического развития в среднем и позднем палеозое. Прежде всего это блок земной коры с многоярусным строением гранитно-метаморфического слоя, имеющего относительно небольшую мощность, с неглубоким залеганием базальтового слоя. Территориально он отвечает допалеозойскому срединному массиву, который в среднем палеозое испытал дробление и сложно дифференцированные, в общем умеренные погружения, возраставшие до значительных в его периферийных частях. В тектоническом отношении полиметаллический пояс представляет собой определенную систему глубинных разломов, образующих сравнительно узкий, длительно развивавшийся подвижный пояс. С наиболее крупными разломами северо-западного простирания сопряжены субмеридиональные и субширотные разломы, образующие в совокупности решетку и определяющие общее мозаично-глыбовое строение пояса. Различные структурно-формационные зоны и подзоны в пределах пояса, как будет показано далее, представляют собой своеобразные клинья, отличающиеся по уровню залегания фундамента, составу и мощности пород среднего палеозоя, а также по характеру складчатых структур, проявлениям магматизма и металлогении.

Наблюдаемое взаимоотношение клиновидных и лентовидных структурно-формационных зон и определяющих их глубинных разломов характеризует особую форму раздробления земной коры. Последняя, вероятно, возникает закономерно в случае раздробления древних консолидированных массивов в развивающихся

подвижных поясах. Близость базальтового слоя земной коры под средним массивом и большая тектоническая активность ограничивающих разломов привели к возникновению в основании массива очага базальтоидной магмы. Последний действовал на протяжении всей герцинской эпохи и породил серию пространственно совместившихся магматических и рудных комплексов с профилирующей халькофильной минерализацией. С этой точки зрения целостность полиметаллического пояса как геохимической провинции и положение пояса в пространстве между редкометальными рудными поясами представляются вполне закономерными и понятными.

Приведенные примеры показывают, что при достигнутом уровне привлечение региональных геофизических исследований имеет большое практическое значение. В методическом плане расчленение территории не только по возрасту, времени консолидации структур в верхних ярусах, но и по особенностям глубинного строения и развития земной коры вполне обосновано и помогает установить наиболее характерные черты геотектонической позиции различных рудных поясов. Без привлечения геофизических данных региональная металлогеническая зональность не может быть объяснена и увязана со всем ходом геотектонического развития рудных поясов, не могут быть повсеместно точно установлены границы рудных поясов. В этом главное отправное методическое положение, которое необходимо учитывать при прогнозировании.

Использование геофизических данных при геотектоническом районировании позволяет установить характер основания, на котором развивается та или иная геосинклинальная система. Последнее предопределяет тип магматических формаций собственно геосинклинального этапа развития. Наиболее полно раскрывается также роль глубинных разломов в формировании структуры полиметаллического пояса; раскрывается блоковый характер строения рудного пояса и взаимодействие системы разломов вначале с магматическим очагом, а затем с магматическими комплексами и оруденением. В связи с этим при использовании геофизических данных яснее становятся закономерности пространственного размещения тех или иных магматических формаций и рудных узлов.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЮГО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОН

Как уже говорилось, глубинная неоднородность земной коры в значительной мере предопределяет структуру приповерхностных ее частей. Поэтому глубинное районирование в основных чертах намечает структуры верхних ярусов. Но районирование верхних ярусов земной коры на основе выделения и анализа геологических формаций имеет свои особенности, играющие важную роль при из-

учении металлогении, тектоники и магматизма рудных районов. Поэтому при средне- и крупномасштабном прогнозировании появляется необходимость особо проводить структурно-формационное районирование всей территории. В практике геологоразведочного дела этот вид районирования в начале предшествует районированию глубинному, а в дальнейшем оба вида работ как бы дополняют друг друга. Существующие схемы районирования Юго-Западного Алтая рассмотрены в работах Н. Л. Бубличенко (1936), Д. И. Горжевского, В. А. Комар, Г. Ф. Яковлева (1955), Д. И. Горжевского (1961), Е. Д. Василевской (1956), В. П. Нехорошева (1958, 1966), П. Ф. Иванкина (1960, 1962), А. К. Каюпова (1959), М. Г. Хисамутдинова (1963), Н. Л. Бубличенко, М. Н. Кожемяко (1963), В. Н. Любецкого (1965), Р. А. Борукаева и др. (1965), В. С. Кузубного и др. (1970) и др.

В настоящей работе авторами в пределах Юго-Западного Алтая различаются шесть структурно-формационных зон: Горноалтайская (без разделения внутренних структур), Курьинско-Акимовская, Белоубинско-Южноалтайская, Рудноалтайская, Иртышская, Калба-Нарымская (рис. 6).

При выделении структурно-формационных зон принимались во внимание следующие факторы: 1) стратиграфические и фациальные особенности палеозойского разреза, а также формационные ряды осадочных и вулканогенно-осадочных образований; 2) геотектонический режим зон (эвгеосинклиальный, миегеосинклиальный), типы первичных прогибов (унаследованный, наложенный, приразломный) и такие особенности структур, как характер и возраст главных тектонических элементов, своеобразие складчатости и дизъюнктивных нарушений той или иной зоны; 3) особенности эволюции зон, такие как время активных погружений, инверсионных поднятий и появления наложенных структур, а также особенности развития последних; 4) особенности магматизма, прежде всего характер рядов магматических формаций, их петрография и петрохимия; 5) металлогеническая специализация зон; 6) особенности региональных геофизических полей и глубинного строения зон. Границами зон являются крупные глубинные разломы подкорового или внутрикорового заложения и соответствующие им зоны градиентов гравиметрического поля.

Подзоны выделяются по особенностям стратиграфических разрезов и магматических проявлений, а также по характеру, интенсивности и времени проявления тектонических движений. Учитываются также металлогенические особенности и геофизические данные. Границами подзон являются глубинные разломы северо-западного простирания, имеющие внутрикоровое заложение. Внутри подзон различаются более мелкие единицы. Примеры выделения таких более мелких структурных блоков, имеющих очень важное металлогеническое значение, были описаны ранее (Иванкин, Кузубный, Воробьев и др., 1966; Кузубный, Стучевский и др., 1970; Стучевский, 1960).

Горноалтайская зона на северо-востоке граничит с Зайсанской геосинклинальной областью и протягивается в виде полосы, начиная с Талицкого поднятия на северо-западе и кончая Катунским поднятием на юго-востоке. В строении ее принимают участие нижнепалеозойские отложения, частично перекрытые маломощными вулкано-

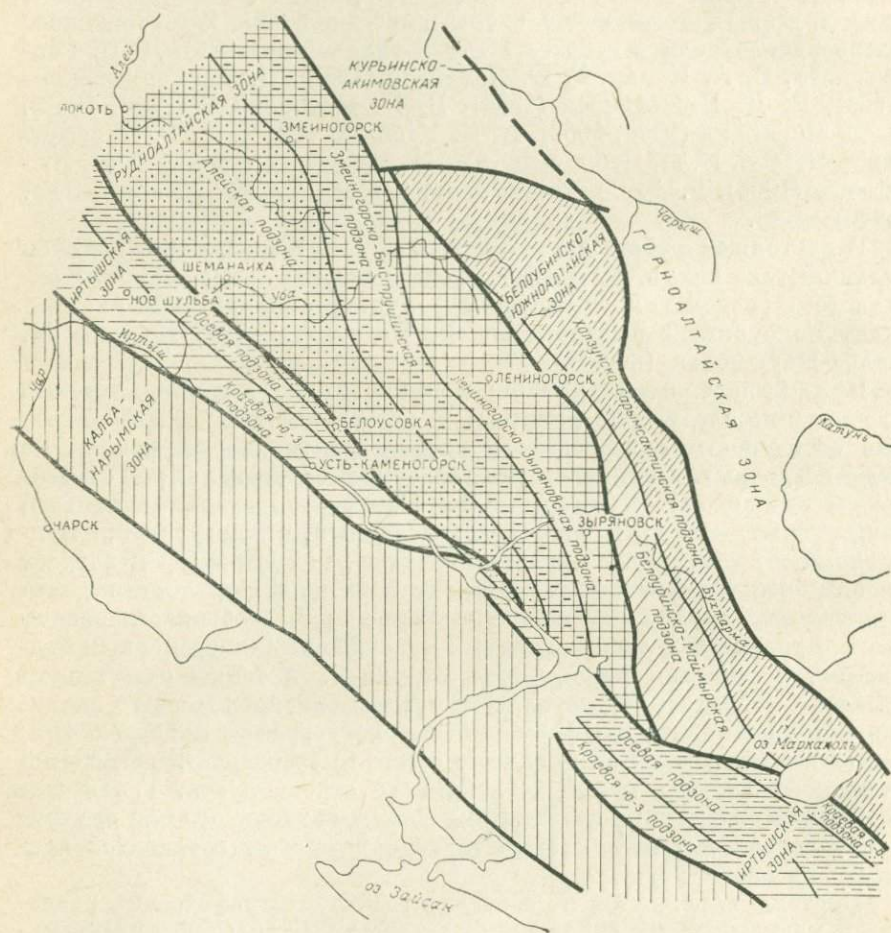


Рис. 6. Схема структурно-формационного районирования Юго-Западного Алтая

генными толщами девона. Характерны разновозрастные интрузии порфиров, габброидов и гранитов. С верхнепалеозойскими гранитами связаны редкометалльные месторождения, определяющие металлогеническую специализацию зоны. Внутреннее строение этой гетерогенной зоны здесь не рассматривается.

Курьинско-Акимовская зона располагается в северной части площади (бассейн Чарыша). Она сложена преимущественно осадочными породами и обнаруживает большое сходство с Ануйско-Чуйским прогибом Горного Алтая. Характерной особенностью зоны является широтное расположение складчатых структур и дизъюнктивных нарушений. Складчатость в общем относительно спокойная. Имеется предположение (Бубличенко, 1936), что сближение разнородных фаций Курьинско-Акимовской и Рудноалтайской зон произошло по крупным надвигам Северо-Восточной зоны смятия. Торцовое сочленение Курьинско-Акимовской и Рудноалтайской зон является характерным элементом строения Алтае-Саянской области, о чем сказано выше. Это положение находит подтверждение и в гравимагнитных полях Алтая. В пределах Курьинско-Акимовской зоны имеются многочисленные мелкие полиметаллические месторождения и рудопроявления, размещающиеся в карбонатных толщах силура (Воскресенская и Чагырская группы) и в низах среднего девона (Мурзинское и др.).

Белоубинско-Южноалтайская зона располагается между структурами Горного Алтая на северо-востоке и Рудного Алтая на юго-западе и отвечает Маймырскому и Белоубинско-Сарымсактинскому геотектоническим блокам I порядка. Границами ее являются глубинные разломы — ветви Северо-Восточной зоны смятия. Зона представляет собой крупный асимметричный синклиниорий, постепенно погружающийся в юго-восточном и юго-западном направлениях (Хисамутдинов, 1963; Нехорошев, 1958, 1966; Д. Г. Ажгирей, 1966 г.). Геосинклиналиный прогиб размещается по периферии структур Горного Алтая. На северо-западе средний девон трансгрессивно залегает на нижнем палеозое; в юго-восточной пограничной части зоны отмечаются слои со скудной нижнедевонской фауной. Эйфельский ярус в северной части зоны представлен морскими, существенно вулканогенными фациями с фауной типа лосишинской свиты Рудного Алтая, а к востоку (Абайский участок) развиты красноцветные континентальные фации. Для зоны в целом характерно появление в живетском ярусе члелевой фауны, свойственной Кузбассу, Минусинской котловине, Горному Алтаю и Сауру.

В составе среднепалеозойского разреза выделяется следующий ряд геологических формаций: карбонатная нижнедевонская, кварцкратофировая нижнего девона — эйфельского яруса, аспидного типа живетского яруса — верхнего девона, флишoidalная нижнего турне, карбонатно-липаритовые образования верхнего турне, флишoidalная верхнего турне — нижнего визе и андезито-базальтовая верхнего визе — намюра (?). Суммарная мощность отложений превышает 16 км при резком изменении характера и мощностей толщ в различных частях зоны. Это указывает на дифференцированное развитие подзон и структурных блоков в течение всего среднепалеозойского времени (см. рис. 9, вкладка). Преобладают песчано-глинистые осадки умеренных глубин. По этим признакам Белоубинско-Южноалтайская зона отличается от Рудного Алтая и заметно сближается

с Калбой и Нарымом. Общее воздымание структуры происходило в позднем визе — намюре; частные инверсии проявлялись со среднего девона (Д. Г. Ажгирей, 1966 г.). В среднем — позднем карбоне формировалась наземная угленосная молассовая формация. Палеозойские толщи описываемой зоны интенсивно дислоцированы. Характерны линейные складки, нередко опрокинутые на юго-запад и осложненные мелкой гофрировкой и дизъюнктивами. В верхней части разреза складчатость менее напряженная (Василевская, 1956; Хисамутдинов, 1963; Нехорошев, 1958, 1966). Интрузивные породы представлены верхнедевонскими (?) габбро-диабазами и близкими к ним по составу субвулканическими интрузиями визе-намюрского (?) возраста, свойственными зонам глубинных разломов, а также гранитами «батолитового» типа, характерными для прилегающих структур Горного Алтая. Встречаются также среднедевонские порфировые интрузии — комагматы липаритовых эффузивов (плагиигранит-порфировая формация).

Белоубинско-Южноалтайская зона характеризуется совмещением полиметаллического, редкометального и железорудного типов оруденения. Металлогеническое районирование Алтая показывает, что ей отвечает северо-восточная часть полиметаллического пояса, в пределах которой размещаются Коргоно-Холзунская железорудная и Колыванско-Черневинская редкометальная региональные рудные линии (рис. 7). С востока примыкают редкометальный и железорудный пояса Горного Алтая. Здесь располагаются Хамирско-Большереченский и Южноалтайский (Сарымсактинский) полиметаллические рудные районы, а также месторождения железа (Коргонское, Холзунское, Родионов лог и др.) и редких металлов. Проведенными исследованиями выявлены связи редких металлов с гранитами, железа с эффузивами девона (Калугин, 1965; Калугин, Калугина, 1968; Попов, 1967), а части полиметаллических рудопроявлений с порфирами (Д. Г. Ажгирей, 1966 г.). Другой отличительной металлогенической особенностью зоны является развитие регенерированного железорудного и полиметаллического оруденения, сформировавшегося в связи с воздействием гранитов «батолитового» типа на железоносные эффузивы девона и сульфидизированные зоны плагиигранит-порфировой формации.

Внутри зоны различаются две резко индивидуализированные подзоны — Холзунско-Сарымсактинская и Белоубинско-Маймырская, описанные М. Г. Хисамутдиновым (1963), В. П. Нехорошевым (1966) и В. Е. Поповым (1967). Эти подзоны в общем отвечают Белоубинско-Сарымсактинскому и Маймырскому блокам, резко обособляющимся по особенностям глубинного строения. ▽

Холзунско-Сарымсактинская подзона характеризуется проявлением ранних инверсионных поднятий, наличием напряженных линейных складок, осложненных дизъюнктивами, и общим горст-антиклинорным строением, развитием карбонатных и вулканогенных отложений девона при подчиненном значении терригенных осадков, заметным динамометаморфизмом пород среднего палеозоя, раз-

витием плагиогранит-порфировой, габбро-диабазовой и гранитной формаций, проявлением железорудного, полиметаллического и редкометалльного оруденения.

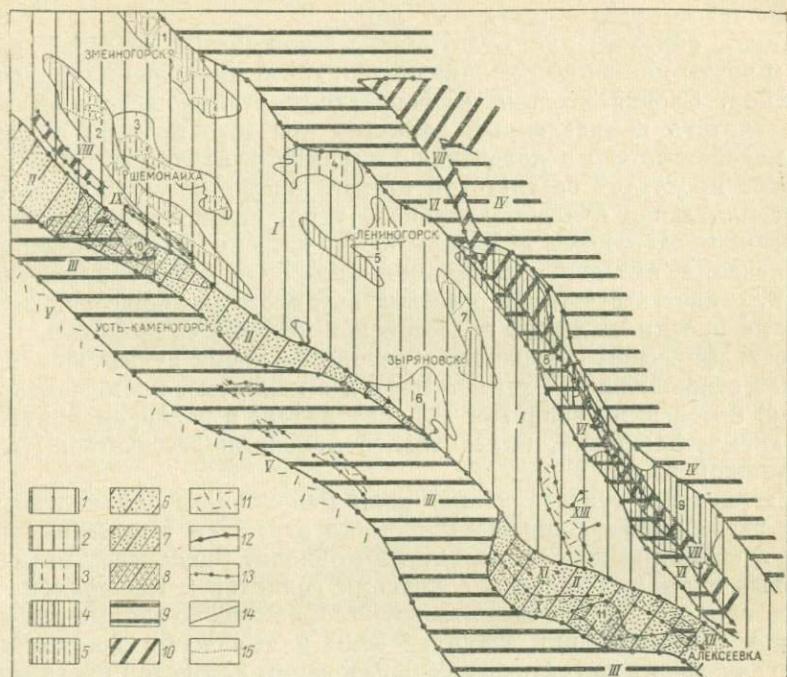


Рис. 7. Схема размещения оруденения Юго-Западного Алтая

Полиметаллический пояс: 1 — площади, на которых встречаются единичные полиметаллические и медно-полиметаллические рудопроявления; 2 — площади с плотностью от 5 до 10 на 100 км² существенно полиметаллических рудопроявлений; 3 — то же, медных и медно-полиметаллических рудопроявлений; 4 — площади с плотностью от 10 до 25 на 100 км² существенно полиметаллических рудопроявлений; 5 — то же, медных и медно-полиметаллических рудопроявлений. Медно-пирротиновый пояс: 6 — площади, на которых встречаются единичные медные и медно-пирротиновые рудопроявления; 7 — площади с плотностью рудопроявлений более 4 на 100 км²; 8 — то же, от 10 до 17; 9 — редкометалльные пояса и линии; 10 — железорудные линии; 11 — золоторудные пояса и линии; 12 — границы рудных поясов и региональных рудных линий; 13 — границы локальных рудных линий (зон); 14 — границы рудных районов; 15 — границы узлов, полей и групп рудопроявлений.

Рудные пояса и линии (римские цифры на схеме): I — Рудноалтайский полиметаллический, II — Вавилонско-Карчигинский медно-пирротиновый, III — Калба-Нарымский редкометалльный, IV — Горноалтайский редкометалльный, V — Западно-Калбинский золоторудный, VI — Кольванско-Черневинская редкометалльная, VII — Коргоно-Холзунская железорудная, VIII — Мурзовско-Кондратьевская железорудная, IX — Авроринско-Предгорненская, X — Кыстав-Курчумская, XI — Маралихинская, XII — Манкинская и XIII — Маймырская золоторудные.

Рудные районы полиметаллического и медно-пирротинового поясов (арабские цифры на схеме): 1 — Змеиногорский, 2 — Прииртышский, 3 — Шемонайско-Верхубинский, 4 — Снегирихинский, 5 — Лениногорский, 6 — Бухтарминский, 7 — Зырянский, 8 — Хамирско-Большереченский, 9 — Южноалтайский (Сарысактинский), 10 — Вавилонский, 11 — Карчигинский.

Белоубинско-Маймырская подзона отличается синклинорным строением, преимущественным развитием аспидной и флишовой

формаций, относительно слабым метаморфизмом пород среднего палеозоя и линейной дисгармонической складчатостью, накоплением вулканогенных отложений карбона в наложенных мульдах, незначительным развитием интрузивных образований, редкими проявлениями золоторудных кварцевых жил.

Таким образом, для Белоубинско-Южноалтайской зоны характерны черты как эвгеосинклинального, так и миогеосинклинального режимов. Специфическими особенностями этой пограничной зоны надо считать приразломный характер краевого прогиба и тесное взаимодействие его с каледонидами Горного Алтая, широкое проявление продуктов базальтовой магмы, напряженную складчатость с преобладанием складок линейного типа, осложненных многочисленными продольными дизъюнктивами, широкое развитие зон расланцевания, интенсивный динамометаморфизм пород и другие признаки, свидетельствующие о весьма активной тектонической жизни зоны на протяжении всей палеозойской истории ее развития. В палеогеографическом отношении в девонское время существовала неполная связь зоны с Рудным Алтаем и в живетское время (чигелевая фауна) с морскими заливами Горного Алтая; в раннекаменноугольное время, возможно, была связь с морскими бассейнами Калба-Нарымской зоны.

Магнитное и гравитационное поля Белоубинско-Южноалтайской зоны резко дифференцированы и четко отражают выделенные подзоны и составляющие их структурные блоки. Знакопеременные локальные аномалии связаны с поясами гранитов и габброидов. Все это позволяет уверенно использовать геофизические данные при внутреннем районировании структур зоны и выявлении закономерностей размещения магматических образований для целей прогнозирования эндогенного оруденения.

Рудноалтайская зона представляет собой герцинскую геосинклинальную глыбово-складчатую структуру, наложенную на древнее поднятие, и характеризуется эвгеосинклинальным типом развития. Границы зоны в плане совпадают с очертаниями глубинного геотектонического блока того же названия. На северо-западе структуры погружаются под мезо-кайнозойские отложения Кулундинской степи. Характерной чертой зоны является резко выраженное трансгрессивное налегание вулканогенно-осадочного комплекса девона на нижнепалеозойские толщи, а континентальных осадков верхнего палеозоя — на среднепалеозойские. Хорошо выражено, но без больших угловых несогласий трансгрессивное налегание карбона на девон (Бубличенко и др., 1958).

Формирование геосинклинальных отложений началось в эйфельское время и продолжалось до визе включительно. Девонские отложения представлены кварц-кератофировой и андезито-дацитовых формациями, в составе которых широко проявлены и осадочные породы. Образование их происходило в условиях небольших глубин моря. В участках значительного погружения фундамента (Змеиногогорско-Быструшинская подзона) в позднем девоне отлагались

терригенные осадки (формация аспидного типа). В раннекаменноугольное время образовались песчано-глинистые, карбонатно-глинистые отложения и известняки (формация аспидного типа, терригенно-карбонатная и карбонатная формации). На крайнем юго-востоке в раннем карбоне накапливались флишеидные осадки, а также вулканы андезито-базальтовой формации. Эти формации, присущие прилегающей к Рудному Алтаю Белоубинско-Южноалтайской зоне, отражают переходный характер структур Зырянского района (рис. 8, вкладка).

Процесс осадконакопления протекал дифференцированно. В северо-западной части зоны развиты преимущественно вулканогенные отложения девона умеренной и небольшой мощности (от 2—2,5 до 5—6 км), в центральной и юго-восточной частях наблюдается более полный разрез девона и нижнего карбона с преобладанием терригенных отложений. Суммарная мощность среднего палеозоя меняется от 2—3 км в антиклинорных структурах до 14—15 км в синклинорных. Значительное уменьшение мощности отложений верхнего девона и нижнего карбона в антиклинориях несомненно указывает на устойчивое воздымание структур в это время. Юго-восточная часть зоны испытывала умеренное погружение на протяжении всего среднего палеозоя. Общее региональное воздымание зоны происходило во второй половине визейского времени. Фауна низов среднего девона имеет существенно эндемичный характер (лосишинские слои); в пределах Лениногорско-Зырянской полосы она заметно меняется. Фауна нижнего карбона обнаруживает большое сходство с фауной турне и визе Кузнецкого бассейна (Бубличенко и др., 1958).

В позднем палеозое и в мезозое в северо-западной и центральной частях Рудного Алтая в межгорных впадинах формировались моласовые угленосные формации намюра — верхнего карбона и юры, а также наземные трахилипарито-дацитовые вулканогенные образования верхнего карбона — нижней перми.

Среднепалеозойские отложения Рудноалтайской зоны отличаются относительно спокойной складчатостью. В пределах антиклинорных структур и в областях их умеренного погружения преобладают брахискладки и коробчатые складки отраженного (штампового), наложенного, приразломного и других типов. В синклинориях проявляются килевидные и сжатые складки линейного типа. Интенсивность складчатости резко нарастает вблизи дизъюнктивных нарушений.

Интрузивные породы слагают более 50% площади зоны. Они многообразны по составу, фациям и формационной принадлежности. В итоге многолетних исследований выделены следующие магматические формации: субвулканические образования вулканитов девона и плагиогранит-порфировая формация геосинклинальных этапов; габбро-гранодиорит-гранитная, вулcano-плутоническая трахилипаритов — дацитов и субвулканических гранитов — гранодиоритов, малых интрузий альбитофиров порфиритов и гранитов «батолитового» типа орогенных этапов и трапповая андезито-базальтовая формация

субплатформенного этапа развития подвижных зон (см. рис. 8). Все палеозойские магматические формации Рудного Алтая — образования комагматические. Многие из них сопровождаются колчеданными и реже скарновыми медными и полиметаллическими месторождениями, описанными в специальных работах (В. П. Нехорошев, 1951 г.; Иванкин, 1957; Иванкин, Иншин, Кузубный, 1961; Щерба, 1957; Каюпов, Ким, Никитина, Флеров, 1957; Попов, 1968 и др.). Железородные, золоторудные и редкометалльные месторождения и рудопроявления единичны.

Различаются три отчетливо индивидуализированные подзоны — Алейская, Змеиногорско-Быструшинская и Лениногорско-Зырянская (см. рис. 6), выделявшиеся ранее Г. Ф. Яковлевым, А. К. Каюповым и др. Алейская подзона отвечает одноименному блоку, выделенному при глубинном районировании, и характеризуется общим антиклинорным строением с малыми (в центральной части) и умеренными (на крыльях) мощностями среднепалеозойского разреза, преимущественным развитием кварц-кератофировой, андезито-дацитовой и меньшим карбонатной и карбонатно-терригенной формациями, большой ролью дизъюнктивов и глыбовым характером тектонических перемещений, исключительно широким развитием интрузий габбро-гранодиорит-гранитной формации (змеиногорский комплекс), проявлением серноколчеданных и скарновых медных и полиметаллических месторождений, преобладающая часть которых размещается в вулканогенно-осадочных толщах девона. Здесь наиболее полно развиты слои девона, охарактеризованные фауной (лосишинские, гериховские, николаевские).

Змеиногорско-Быструшинская подзона отличается синклинорным строением с более напряженной, чем в Алейской подзоне, складчатостью, широким развитием терригенных (кластогенных) и карбонатной формаций при повышенной мощности суммарного стратиграфического разреза, умеренным развитием интрузивных пород. Фауна эйфельского и турнейского ярусов аналогична Алейской подзоне, но обеднена по составу. Эта подзона включает разные части Срединного и Быструшинско-Черемшанского блоков II порядка, выявленных при глубинном районировании. Это связано с перекрытиями в позднем девоне и раннем карбоне границ блоков, испытывавших в предживетское время движения разной интенсивности.

Для Лениногорско-Зырянской подзоны характерно общее антиклинорное строение с резко сокращенной мощностью стратиграфического разреза девона, преобладание вулканогенных и осадочных кластогенных формаций, сильная дислоцированность пород среднего палеозоя в зонах глубинных разломов, сочетание брахиформной и напряженной мелкой линейной складчатости, проявление интрузивов габбро-гранодиорит-гранитной формации при подчиненной роли пород гранитной, габбро-диабазовой и плагиогранит-порфировой формаций. Фауна девона и турнейского яруса обеднена и заметно отличается по составу от фауны Алейской подзоны. В южной части подзоны появляется каменноугольная фауна, сходная с фауной

Калбы и Нарыма, что свидетельствует о вероятной палеогеографической связи этих морских бассейнов.

Для каждой из рассмотренных подзон Рудноалтайской зоны свойственны свои особенности гравитационного и магнитного полей. Характер аномалий силы тяжести был рассмотрен при описании глубинных структур и особенностей разреза земной коры Рудного Алтая. Учет региональных аномалий магнитного поля, в целом сложно дифференцированного, позволил во многом уточнить границы выделенных подзон, геологических формаций и отдельных тектонических структур.

В Рудноалтайской зоне широко проявлено медно-полиметаллическое оруденение. Оно представлено очень большим количеством рудопроявлений меди и полиметаллов (полиметаллический пояс). Сюда относятся крупные, средние и мелкие медные и медно-полиметаллические месторождения, собственно рудопроявления (объекты с небольшими скоплениями руд), а также различные минерализованные зоны и жилы, содержащие цветные и другие металлы в незначительных количествах. Существует также несколько сотен выявленных в последнее десятилетие ореолов повышенного содержания в измененных породах свинца, цинка, меди и других металлов.

В пространстве месторождения и рудопроявления располагаются крайне неравномерно. Большие площади зоны являются практически безрудными и содержат единичные рудопроявления на 100 км². Вместе с тем выделяются сравнительно небольшие по размеру площади, характеризующиеся значительной насыщенностью рудопроявлениями (до 20—25 на 100 км²). Такие участки в зависимости от их размеров и формы издавна описываются под названием «рудных линий», «рудных районов», «рудных узлов», «рудноносных зон», «рудных полей» и т. д. Встречаются также единичные месторождения железа; золото проявляется преимущественно в качестве характерного элемента-спутника медных и полиметаллических руд.

Медные и полиметаллические месторождения и рудопроявления концентрируются в рудных районах: Змеиногорском, Прииртышском, Шемонаихинско-Верхубинском, Снегирихинском, Лениногорском, Бухтарминском и Зыряновском. Рудные районы обычно имеют линейную северо-западную ориентировку и в общем плане группируются в две прерывистые региональные рудные линии: Прииртышскую существенно медную и Змеиногорско-Зыряновскую полиметаллическую (см. рис. 7).

Иртышская зона, ограничивающая с юго-запада Рудноалтайскую, отвечает наиболее мобильному крупнейшему Иртышскому глубинному разлому (Ажгирей, Иванкин, 1952). Она ограничена краевым Иртышским (на северо-востоке) и Калба-Нарымским (на юго-западе) региональными разрывами, контролировавшими распространение специфических фаций пород среднего палеозоя. В структурном отношении зона представляет собой линейный горст-антиклинорий с умеренной мощностью отложений, относящийся к типу своеобразных шовных структур. Он сформировался в результате ранней

инверсии в приразломном прогибе, наиболее значительные компенсированные погружения которого происходили в эйфельском веке. В среднем девоне в прогибе накапливались мелководные морские карбонатно-терригенные отложения относительно большой мощности. Фауна бедная. Она отмечается только в разрезе эйфельского яруса и резко отличается от фауны Рудноалтайской зоны. В среднем и позднем девоне вдоль границы с Рудным Алтаем в Иртышском прогибе накапливались отложения кварц-кератофировой, карбонатно-терригенной (карбонатно-кремнисто-черносланцевой) и андезито-дацитовых формаций, а в юго-западной части — осадки, близкие к аспидной формации Калба-Нарымской зоны (см. рис. 8). Этим обусловлен переходный характер разрезов Иртышской зоны, длительное время не выделяющейся алтайскими геологами в качестве самостоятельной структурно-формационной единицы.

Породы на всем протяжении зоны в полосе шириной 15—30 км интенсивно дислоцированы, рассланцованы и метаморфизованы. В центральной части полосы они превращены в зеленокаменные и кристаллические сланцы, частью гранитизированы. Складчатость весьма напряженная, линейная; узкие, преимущественно крутые складки обычно в значительной мере осложнены плейчатостью, а также интенсивным рассланцеванием пород и широко разветвленными здесь продольными дизъюнктивами. Последние придают структуре клиновидно-блоковое строение.

Интрузивные породы представлены средне- и верхнепалеозойскими формациями — габбро-плагиогранитной, диабаз-диоритовой, формацией мигматитов и анатектических гранитов, гранитов «батолитового» типа и постбатолитовых малых интрузий. В северовосточной части зоны проявляются плагиогранит-порфировая, габбро-гранодиорит-гранитная формации и формация малых интрузий альбитофиров — порфиритов, сопровождающиеся колчеданным медным и полиметаллическим оруденением.

По особенностям внутреннего строения Иртышская структурно-формационная зона подразделяется на Краевую северо-восточную, Осевую и Краевую юго-западную подзоны (Стучевский, 1960; Иванкин, Любецкий, 1962; Иванкин, Кузубный, Воробьев и др., 1966; Кузубный, Стучевский, Ревякин и др., 1970).

Краевая северо-восточная подзона характеризуется линейной складчато-блоковой структурой, образовавшейся на крыле антиклинория, значительной изменчивостью разреза вулканогенных и осадочных образований, частью специфичных, частью же приближающихся по составу к прилегающим частям Рудного Алтая, развитием небольших по размерам средне- и верхнепалеозойских интрузий, с которыми ассоциируют гидротермально измененные породы и залежи полиметаллических и медноколчеданных руд, локализующиеся в зонах повышенного рассланцевания (Березовско-Белоусовское рудное поле, Долинско-Сажаевский участок).

Осевая подзона весьма своеобразна. Для нее характерно общее горстантиклинорное строение, господство зеленокаменных сланцев, сфоро-

мировавшихся в процессе сильного динамометаморфизма терригенных и карбонатно-терригенных отложений, развитие в центральной части подзоны кристаллических сланцев и гнейсов, напряженная складчатость линейного типа, обилие продольных дизъюнктивов и зон повышенного рассланцевания, пестрый состав интрузивных пород, представленных габбро-плагиогранитной, диабаз-диоритовой, гранитной формациями, а также формацией мигматитов и анатектических гранитов, проявление оруденения меди, золота и железа.

Краевая юго-западная подзона выделяется на юго-западном крыле Иртышского горст-антиклинория. Для нее характерно развитие пород карбонатно-терригенной и терригенной (аспидной) формаций с вероятной постепенной латеральной сменой первой на вторую в сторону Калба-Нарымской зоны, меньшая степень метаморфизма пород, чем в Осевой подзоне, проявление изоклиналиной и челночной складчатости, развитие разрывных нарушений и зон рассланцевания, контролирующих размещение интрузивных образований габбро-плагиогранитной формации, проявление медно-пирротинового оруденения, выделенного в виде самостоятельного рудного пояса (см. рис. 7). Последний примыкает к полиметаллическому поясу с юго-запада и пространственно отвечает полосе развития габброидных интрузий нижнего карбона. На северо-западе он охватывает Краевую юго-западную, а на юго-востоке — Осевую и Краевую юго-западную подзоны Иртышской структурно-формационной зоны. Медно-пирротиновые месторождения и медные рудопроявления сосредоточены в двух рудных районах — Вавилонском (на северо-западе) и Карчигинском (на юго-востоке). Плотность рудопроявлений на отдельных рудных полях здесь до 15—17 и более на 100 км². В юго-восточной части пояса известно много небольших месторождений и рудопроявлений золота, группирующихся в несколько локальных рудных линий. Встречаются также мелкие рудопроявления хрома, никеля и редких металлов.

Приведенные данные показывают, что Иртышская структурно-формационная зона совмещает в себе некоторые особенности как Рудноалтайской, так и Калба-Нарымской зон. Вместе с тем она четко индивидуальна, о чем свидетельствуют не только геофизические данные, указывающие на особую роль зоны в строении глубинных частей земной коры, но и геологические ее черты.

Калба-Нарымская зона изучена на протяжении около 400 км. Границами ее являются краевые продольные разломы — Калба-Нарымский и Западно-Калбинский (см. рис. 6, 8). Зона характеризуется миогеосинклинальным режимом развития. Сложена она преимущественно кластогенными отложениями верхнего девона и нижнего карбона — аспидная, флишоидная, граувакковая формации. В резко подчиненном количестве известны здесь карбонатно-песчано-черносланцевые отложения среднего девона (живетский ярус). В орогенные этапы развития зоны локально накопилась морская молассоидная формация верхнего намюра — среднего карбона. Кроме нее в верхнепалеозойских наложенных мульдах

(Калгутинская) известны также наземные вулканогенные образования трахилипарито-дацитового состава. Суммарная мощность стратиграфического разреза среднего и верхнего палеозоя составляет 8—11 км. Косвенные геолого-геофизические данные, как уже было показано, свидетельствуют о более значительной мощности отложений, выполняющих геосинклинальный прогиб.

Осадки верхнего девона не содержат фауны, для них типичны в небольшом количестве споры и пыльца, а также растительный детрит. Породы имеют ритмично-слоистое сложение, тонкую ленточно-параллельную или реже косую слоистость. В нижнем карбоне появляется лагунная фауна (посидониевая), а выше — морская фауна обедненного состава. Морская фауна карбона резко отличается от рудноалтайской, но сходна с фауной Белоубинско-Южноалтайской зоны.

Для Калба-Нарымской зоны характерна напряженная складчатость геосинклинального типа и заметная расланцованность пород, почти повсеместно графитизированных. Изоклинальные и челночные складки, нередко запрокинутые и пережатые, обычно ориентированы в северо-западном направлении. Вблизи крупных разломов развиваются дисгармоничная складчатость и кливаж, сильно маскирующий складки и затрудняющий их изучение. Дизъюнктивные и блоковые структуры по сравнению с другими структурно-формационными зонами Алтая менее характерны. Несколько скрытых субширотных глубинных разломов, а также продольных дизъюнктивов расчленяют складчатый комплекс, насыщенный гранитами, на тектонические блоки. Магматические породы представлены преимущественно верхнепалеозойскими слюдяными гранитами (формация гранитов «батолитового» типа), сопровождающимися пегматитами, грейзенами и кварцевыми жилами со свойственными им месторождениями и рудопроявлениями редких металлов (Калба-Нарымский редкометальный пояс). Резко подчиненную роль имеют гранодиориты и плагиограниты, с которыми связано золотое оруденение, а также постбатолитовые трещинные интрузии.

Приведенные данные по Юго-Западному Алтаю показывают, что здесь различаются четыре типа структурно-формационных зон; 1) унаследованные антиклинории с эвгеосинклинальным типом развития (Рудноалтайская); 2) зоны с миогеосинклинальным режимом развития (Калба-Нарымская); 3) каледонские антиклинории с существенно миогеосинклинальным режимом развития в раннем палеозое и с эвгеосинклинальной спецификой краевых и внутренних прогибов среднего палеозоя (структуры Горного Алтая); 4) зоны промежуточного (переходного) типа (Иртышская и Белоубинско-Южноалтайская), отвечающие областям активной деятельности систем сближенных глубинных разломов (структурно-формационные зоны глубинных разломов). Каждому типу структурно-формационных зон, как было показано в предыдущем разделе, отвечает свое глубинное строение земной коры, определяющее многие особенности геологического развития структур и региональные закономерности поясового размещения эндогенного оруденения.

Структурно-формационные зоны разделены региональными, длительно существовавшими разломами северо-западного простирания, имеющими подкоровое или глубокое внутрикоровое заложение, и четко различаются по палеозойской истории развития. Это выразилось в специфике геологических разрезов, времени инверсионных поднятий и других особенностях каждой зоны. Внутреннее строение зон определяется мобильностью и общей направленностью развития составляющих их структурных элементов (подзон и блоков). Важнейшими факторами являются глубинные разломы второго порядка, имеющие в основном северо-западное и субширотное простирание. Они ограничивают подзоны и крупные блоки, обуславливая известную индивидуальность геологического развития этих структур, а также внутризональные особенности размещения магматических формаций и сопровождающего их оруденения.

Система субширотных глубинных разломов, пересекающих структурно-формационные зоны, рассматривается как отражение древних расколов складчатого основания геосинклинали, неоднократно подновлявшихся в палеозое. Ими определяется блоковая дифференциация структурно-формационных зон и подзон в продольном направлении. Узлы их пересечения с разломами других направлений контролируют размещение полей эндогенного оруденения. Детальное изучение таких мобильных тектонических структур в совокупности с анализом осадочных, магматических образований и учетом стратиграфического и литологического контроля оруденения позволило более целеустремленно направлять поисково-разведочные работы на определенные типы рудных месторождений и тем самым сыграло важную роль в развитии рудносырьевой базы Алтая.

В герцинской истории развития Юго-Западного Алтая, как части Зайсанской складчатой области, отчетливо различаются следующие три этапа: геосинклинальный (ранний девон — намюр), орогенный (намюр — пермь) и этап завершенной складчатости (субплатформенный?). Переход геосинклинали в ороген отвечает этапу общей инверсии геосинклинальной области. Этому предшествовали частные инверсии, одновременно наступавшие в различных структурно-формационных зонах, подзонах и блоках. Ранее других (в среднем девоне) оформились Холзунско-Сарымсактинское и Иртышское линейные поднятия. В позднем девоне и раннем карбоне происходило разрастание этих и ранее существовавших остаточных поднятий (Алейский и Синюшинский антиклинории) и резкое сокращение прогибов. Такой ход тектонического развития геосинклинальной области предопределил разновременность проявления однотипных осадочных и магматических формаций и соответствующего им оруденения в различных структурно-формационных зонах. Миграция формаций в пространстве и времени приводит к необходимости рассматривать стадийность развития каждой структурно-формационной зоны раздельно, а не «геосинклинали» в целом, как это нередко делалось в прошлом. Соответственно нельзя упрощенно подходить и к вопросу выделения металлогенических этапов.

Это очень важное положение для методики прогнозирования можно показать на примере сопоставления Белоубинско-Южноалтайской и Рудноалтайской зон. В первом случае железное, медное и полиметаллическое оруденение связано преимущественно с магматическими формациями геосинклинальных этапов развития зоны (кварц-кератофировая, габбро-диабазовая и плагиогранит-порфировая формации). В орогенные этапы в связи с верхнепалеозойскими гранитами «батолитового» типа проявляются редкие металлы, а в экзоконтактных ореолах гранитов иногда формируются метаморфизованные и регенерированные месторождения и рудопроявления железа и полиметаллических руд. Промышленные перспективы медного и полиметаллического оруденения в этой зоне еще полностью не определены, но уже сейчас ясно, что они ниже, чем в Рудноалтайской зоне. Белоубинско-Южноалтайская зона более перспективна на железо и редкие металлы, которые практически отсутствуют в пределах Рудного Алтая.

Медное и полиметаллическое оруденение в Рудноалтайской зоне, как было показано в более ранних работах авторов и других исследователей, связано с разновозрастными магматическими формациями рудноалтайского комагматического ряда и проявляется как в геосинклинальные, так и в орогенные этапы развития зоны. Максимум концентрированного оруденения (в том числе промышленного) при этом падает на орогенные этапы. Таким образом, в соседних структурно-формационных зонах намечается своеобразное «скольжение» металлогенического процесса во времени. При этом принципиально меняются промышленные перспективы эндогенного оруденения, что имеет первостепенное значение при прогнозировании и рациональных поисках промышленных месторождений тех или иных металлов. Примеры структурно-формационного (или фациального) районирования при крупномасштабном металлогеническом изучении рудных районов Алтая имеются в работах П. Ф. Иванкина, А. В. Пуркина (1957), Н. И. Стучевского (1960), П. Ф. Иванкина, В. С. Кузубного, Ю. Ю. Воробьева и др. (1966), В. В. Попова и других геологов.

Приведенные данные показывают, что детальное структурно-формационное районирование металлогенических провинций связано с комплексным анализом громадного фактического материала по геологии, физическим полям, петрологии и рудоносности обширных сложнопостроенных территорий. Анализ материалов в этом случае ведется не вообще по площади или «геосинклинали», когда теряются многие принципиальные особенности «частных» структур, а конкретно с учетом всей суммы геолого-геофизических данных. Этот метод, таким образом, заставляет исследователя подняться до синтеза фактического материала и вытекающих отсюда методических выводов по направлению дальнейших геологосъемочных и поисково-разведочных работ в различных зонах, подзонах и рудных районах.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ

Стратиграфический уровень размещения полиметаллических, медных и железных руд на Алтае имеет большое значение. Он влияет на положение месторождений в пространстве, а также на качественный и количественный состав оруденения.

По подсчетам Д. И. Горжевского и Г. Ф. Яковлева (1957) в Рудно-алтайской зоне 92% месторождений, представляющих промышленный интерес, располагаются в девонских толщах, при этом к эйфельскому ярусу отнесено 53% месторождений. Уточнение данных по стратиграфии и по месторождениям существенно не изменило этой картины. Таким образом, если учесть месторождения и рудопроявления, то получим следующие показатели:

| Стратиграфическое подразделение | Месторождения и рудопроявления, % | |
|---------------------------------|-----------------------------------|------------------|
| | свинцово-цинковые | медные |
| Эйфельский ярус | 36 | 15 |
| Живетский ярус | 15 | 4 |
| Верхний девон | 13 | 6 |
| Нижний карбон | 5 | 1 |
| | (рудопроявления) | (рудопроявления) |

Оставшиеся 5% являются рудопроявлениями и размещаются в нижне- и верхнепалеозойских толщах и в гранитоидах (Парыгинское, Мамонтовское, Бобровское, Богоявленское и др.) (рис. 9, вкладка).

Далее коротко излагаются сведения по стратиграфии преимущественно по главнейшим рудным районам и соответственно освещаются закономерности пространственного, главным образом по вертикали, положения оруденения.

Протерозой и нижний палеозой. Доказанных протерозойских отложений в Юго-Западном Алтае нет. Б. Я. Хорева (1963) приводит некоторые доводы в пользу докембрийского возраста пород ядра Курчум-Кальджирского горст-антиклинория в Осевой подзоне Иртышской зоны. Возможно правильным является отнесение к протерозою и кембрию сильно метаморфизованных пород Талицко-Коргонского массива Горноалтайской зоны. В породах условно нижнего палеозоя Иртышской зоны располагается Карчгинское медно-пирротинное месторождение. К корболихинской свите Рудноалтайской зоны приурочены довольно многочисленные, но незначительные рудопроявления меди и свинца кварцевожильного типа.

Доказанные ордовикские отложения имеются в Курьинско-Акимовской зоне. Это преимущественно терригенные или известняково-терригенные бугрышихинская и ханхаринская свиты и костинские слои. Скучную палеонтологическую характеристику имеет терригенная кабинская свита Южного Алтая. В доказанных ордовикских отложениях располагается Костинское серебро-свинцовое, по-видимому, Акимовские 2 и 1 медные и другие более мелкие месторождения.

Силур. Отложения силура лучше палеонтологически обоснованы, но распространены нешироко. Наиболее развиты они в Курьинско-Акимовской зоне, где в венлок-лудловских карбонатных породах (главным образом известняки) преимущественно и располагаются медные, частично свинцово-серебряные месторождения. Намечается два рудных поля: Чагырское (месторождения Старо- и Новочагырское, Ханхаринское и др.) и Ручьевское (месторождения Воскресенское Старое, Бархатское, Березовское, Локтевское, Весело-Локтевское, Бутырское, Клеопинское, Ново-Воскресенское, Головино-Локтевское, Моношинское, Клевакинское и др.). Месторождения этих рудных полей приурочены к приблизительно синхронным известняковым толщам куимовской и чагырской (локтевской) свит. Карбонатные толщи силура Южного Алтая — середчихинская свита — месторождений не содержат.

Девон. В среднедевонское время произошла обширная трансгрессия моря, явившаяся результатом резкой тектонической перестройки в силуре — раннем девоне. Можно проследить последовательный охват трансгрессией Рудного Алтая, начиная с конца раннего девона, начала среднего и в особенности с конца эйфельского времени.

Нижний девон. Отложения нижнего девона опоясывают Рудный Алтай с востока прерывистыми полукольцом. Находки фауны нижнего девона в отложениях единичны, состав ее беден, она плохой сохранности и определения не всегда достоверны. Основанием для выделения нижнего девона послужила фауна, найденная Е. Д. Василевской в Холзунско-Сарымсактинской подзоне (среднее течение р. Сарымсакты). Здесь Д. П. Авров и Г. А. Стукалина выделили нижнекултабарскую подсвиту перемежающихся кварцевых порфиров и дацитов, андезито-дацитов, туфов мощностью 500—600 м, условно отнесенную к верхам нижнего девона.

Малое распространение нижнего девона обуславливает и небольшое число зафиксированных в нем точек медного оруденения.

Средний девон. **Эйфельский ярус.** Позднеэйфельская трансгрессия, наступившая не везде одновременно, охватила обширные площади Зайсанской геосинклинали. Море сюда наступало с юга и частично с севера (в Курьинско-Акимовскую зону). В Змеиногорско-Быструшинской и Алейской подзонах эйфельский ярус представлен лосишинской свитой: алевролиты, кварцевые порфиры, редко порфириты, спилиты, известняки, часты туфы, а в базальных слоях маломощные конгломераты. Свита резко трансгрессивно залегает на корболихинской свите метаморфических сланцев условно нижнего палеозоя. В средней части лосишинской свиты имеются довольно хорошо выраженные известняки, всегда содержащие обильную фауну верхов эйфельского яруса (Бубличенко и др., 1958).

Мощность свиты наибольшая в Быструшинском синклиории — до 1600 м; обычно она меньше — от 100—200 до 400 м. Верхняя граница свиты (и эйфельского яруса) не является четкой; как правило, определяется первым массовым появлением кислых эффузивов.

Нижние слои среднего девона известны по северо-восточной окраине основной площади развития лосишинской свиты — в Лениногорско-Зырянской подзоне. На Лениногорском рудном поле это лениногорская эффузивно-осадочная свита (мощность 400—600 м), а на Тишинском — сланцевая толща (мощность 500—800 м). Они трансгрессивно залегают на метаморфическом комплексе нижнего палеозоя, а перекрываются крюковской свитой кварцевых порфиров, агломератов, туфоконгломератов, туфобрекчий, алевролитов. В линзе мергелистых известняков на Крюковском месторождении известна фауна низов эйфельского яруса. Мощность крюковской свиты на Лениногорском рудном поле 200—500 м, а за его пределами 700—1200 м.

Стратиграфически выше залегает ильинская свита эффузивов основного и среднего состава, редко известняков. Мощность ее на Лениногорском рудном поле 100—700 м, на других участках подзоны до 600 м. Ильинская свита перекрывается сокольной свитой известковистых алевролитов с субвулканическими кварцевыми порфирами. Мощность ее на Лениногорском рудном поле до 500 м, за его пределами до 700 м.

На Зырянском рудном поле девон скорее всего трансгрессивно (имеющиеся данные вызывает споры) ложится на условный нижний палеозой. Низы среднего девона представлены ревнюшинской в основном вулканогенной свитой, сходной с лениногорской. В составе ревнюшинской свиты принимают участие кварцевые порфиры и туфы отмечаются порфириты, песчаники, алевролиты; отдельные пачки очень не выдержаны по простиранию. Мощность до 800 м. Стратиграфически выше залегают маслянская свита, сложенная известково-глинистыми сланцами и мелкозернистыми песчаниками мощностью до 900 м. Ранее считалось, что здесь имеются в обилии лавы кварцевых порфиров, однако П. В. Иншин, а в дальнейшем Е. А. Никитин доказали их интрузивный характер. По заключению некоторых геологов эти кварцевые порфиры частью (В. И. Чернов и др.) или полностью (Н. Л. Бубличенко, В. А. Ким и др.) имеют субвулканический характер; за пределы маслянской свиты они не выходят. Имеющиеся органические остатки плохой сохранности сходны со встреченными в сокольной и частично в лосишинской свитах. Можно полагать, что маслянская свита соответствует в какой-то мере сокольной свите.

В Белоубинско-Южноалтайской зоне Д. Г. Ажгиреем и др. выделена черневинская свита, представленная известковистыми алевролитами, кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевритистыми известняками. В северо-западной части зоны (верховья Тигерека, Чемчеда, Хамира) эти породы замещаются туфами и лавами кварцевых альбитофиров, редко дацитовых порфиров. Д. Г. Ажгирей и др. (1965) склонны параллелизовать черневинскую свиту с нижнекултабарской подсвитой Южного Алтая. Мощность свиты до 3600 м, наибольшая в местах развития вулканогенных фаций.

Хайдунская свита выделена Д. Г. Ажгиреем, Р. М. Ажгирей и В. В. Коробовым в 1963 г. в верховьях р. Хайдун, где слагает

крылья Тигерекско-Черневинского антиклинория. Представлена она лавами, лавобрекчиями липаритового и дацитового состава, порфиридами (андезитовые и др.), туфами; в подчиненном количестве встречаются органогенные известняки, кремнистые сланцы. Мощность до 2300 м.

Холзунская свита, залегающая стратиграфически выше, выделена И. Н. Алмазовым и М. Ф. Микуновым (Попов, 1967). Сложена она известково-глинистыми сланцами, превращенными в филлиты, известковистыми алевролитами и песчаниками; в подчиненном количестве встречаются туфопесчаники, туфы липаритовых порфиров и дацитовых порфиритов. Мощность 1200—2000 м.

Стратотип успенской свиты описан в Успенско-Корелинской зоне смятия Лениногорского района. Названа свита по Успенскому месторождению Г. Н. Щербой (1957), где она залегаёт на алевролитах, частью известковистых, условно относимых к сокольной свите. В стратотипе представлена кислыми эффузивами, туфами, иногда грубообломочными, мощностью 750—2500 м. На Тишинском рудном поле в верхней части успенской свиты в маломощной линзе известняков определена фауна (Р. С. Елтышева), указывающая на эйфельский — живетский возраст пород. Мощность успенской свиты на Тишинском рудном поле (Кедровско-Бутачихинская зона смятия) 300—750 м. На Зырянском рудном поле успенская свита не выделяется. Хамирская (зырянская) свита согласно залегаёт на маслянской.

Стратиграфическое положение успенской свиты в Белоубинско-Южноалтайской зоне недостаточно четкое: по данным Д. Г. Ажгирея и др. (1965), эта свита перекрывается большереченской, содержащей живетскую, может быть живет-эйфельскую фауну. Большереченская осадочная свита с редкими эффузивами выделена Д. Г. Ажгиреем, Р. М. Ажгирей и В. В. Коробовым (1965 г.). В разрезе по р. Большая Речка отмечен постепенный переход с успенской свитой. Мощность в Черневинской антиклинали 800—1200 м. Нижняя часть белоубинской свиты в Лениногорском районе, содержащая фауну, может быть отнесена к большереченской свите, но мощность ее здесь значительно меньше — до 200 м.

Общая мощность эйфельского яруса в северной части Белоубинско-Южноалтайской зоны 5000—6000 м и более.

Сходный состав эйфельский ярус имеет в Южном Алтае. Это сланцево-известняковая, частью эффузивная верхнекултабарская подсвита. В Южном же Алтае, в Курчум-Кальджирском горст-антиклинории, имеется пугачевская свита с бедной и редкой фауной эйфельского яруса. Состав фауны, спор и общий близкий литологический состав пород позволяют в какой-то мере параллелизовать пугачевскую свиту с орловской свитой, с ее ракилинскими слоями около Николаевского месторождения в Осевой подзоне Иртышской зоны и с теми же слоями около с. Курьи в Курьинско-Акимовской зоне.

Верхнекултабарская подсвита, согласно залегающая на нижнекултабарской, широко распространена в юго-восточной части Холзунско-Сарымсактинской подзоны, в центральной части Сарымсак-

тинского хребта, а также к северу от него по р. Бухтарме и южнее оз. Маркаколь. В подсвете широко развиты вулканогенные образования, в особенности в средней ее пачке мощностью по 2000 м. В верхней пачке мощностью 500—600 м количество вулканогенного материала сокращается и отложения характеризуются песчано-сланцевым и карбонатным составом. У с. Печи в известняках собрана фауна эйфельского яруса.

На северо-западе Иртышской зоны в эйфельском ярусе различаются примерно одновозрастные стратиграфические подразделения, принадлежащие различным фациальным подзонам: низы шипулинской свиты (перевальненские слои) и орловская свита (верхняя часть ее). В наиболее изученной части Иртышской зоны на Березовско-Белоусовском рудном поле по данным палинологического анализа (Н. И. Михайлова) к верхам эйфельского яруса отнесены (Н. И. Стучевский, В. А. Ким, 1966 г.) низы шипулинской свиты — перевальненские слои — графитизированные серицит-кварцевые и серицит-карбонат-хлорит-кварцевые сланцы с редкими маломощными линзами известняков. Мощность их до 150 м. Выше этих слоев, но еще в нижней части свиты встречены споры верхнеэйфельского подъяруса, сходные с лениногорским споровым комплексом. Выше по разрезу встречен и живетский комплекс спор.

В Осовой подзоне к эйфельскому ярусу отнесена орловская свита, сложенная кварц-серицит-карбонатно-хлоритовыми сланцами по известковым и глинистым алевролитам и песчаникам с редкими линзами известняков. В пачке мраморизованных известняков встречены кораллы низов эйфельского яруса. Это коралловая фауна близка той, которая известна в районе с. Курьи в раkitинских слоях. Мощность орловской свиты до 3200 м.

Иного типа осадки эйфельского яруса известны в Курьинско-Акимовской зоне, где этот ярус широко развит и обильно охарактеризован фауной — горноалтайская серия. Это толща песчаников, реже известняков без вулканогенных пород. Мощность горноалтайской серии, представленной замурзинской, сурьинской и раkitинской, закурьинской, курьинской свитами, до 1500 м.

Складчатость, трансгрессия, резкая смена геологического режима, опускание области и интенсивная вспышка вулканической деятельности на рубеже силура — девона, по-видимому, создали благоприятные условия для скопления рудной минерализации в определенных стратиграфических подразделениях и особенно в верхах эйфельского яруса. Приуроченность крупных и половины мелких месторождений свинца, цинка и меди к верхнеэйфельским осадочно-вулканогенным толщам является характерным признаком для всей Рудноалтайской зоны. Это позволяет выделить лосишинский стратиграфический узел оруденения.

Лосишинский узел оруденения выражен довольно однообразно в Алейской и Змеиногорско-Быструшинской подзонах, почти на всем протяжении выходов лосишинской свиты, особенно в пределах ее карбонатно-терригенной пачки, охарактеризованной фауной. Очень

часто встречается рудная минерализация, имеются скопления руд, достигающие промышленного значения.

В северо-восточном крыле Алейского антиклинория располагается Змеиногорско-Семеновская полоса полиметаллического оруденения. Состав руд здесь сложный: свинец, медь, цинк, золото, серебро и др. Рудные тела имеют линзообразную форму, часто залегают согласно с напластованием. Соотношения основных компонентов в рудах близкие. Для Змеиногорского и Семеновского месторождений характерно повышенное содержание золота. Жильный тип особого значения не имеет. На месторождениях Змеиногорском, Петровском, Карамышевском, Черепановском, Смирновско-Каменском найдена фауна лосишинских слоев. Стратиграфическое положение руд большинства месторождений, где фауна не найдена, не вызывает сомнений, для некоторых же оно спорно из-за сложных тектонических условий (Стрижковское месторождение). Кроме упомянутых к лосишинскому узлу оруденения относятся месторождения Зареченское, Матвеевское, Моношинское 1, Гаузовские 5, 6, 7, 8, Комиссарское, Юркинское и юго-восточнее Гольцовское, Семеновское, Воробьевское (?) и др.

В юго-западном крыле Алтайского антиклинория, в Алейской подзоне, располагается вторая полоса лосишинского узла оруденения. Это месторождения Орловское, Локтевское, Золотушинское, Таловское и на замыкании Алейского антиклинория группа Верхубинских месторождений. Руды по составу сложные полиметаллические. Форма рудных тел линзообразная, часто согласная с вмещающими толщами. Жильный тип оруденения значения не имеет; встречаются месторождения, сопровождающиеся скарнами. Кроме названных в рассматриваемой полосе отмечены месторождения, стратиграфическая приуроченность которых не вызывает сомнений: Локтевское, Голодаевское, Шемонаихинское. Небольшие месторождения и рудопроявления четко следуют вдоль выходов лосишинской свиты.

В Лениногорско-Зырянской подзоне лосишинский узел оруденения выражен очень четко, хотя и существенно отличается по геологической обстановке. Полиметаллические руды приурочены здесь к крюковской, сокольной, частью к успенской (Лениногорский район), маслянской, ревнюшинской (Зырянский район) свитам. На Лениногорском рудном поле, как нигде в Рудном Алтае, четко выражена приуроченность полиметаллического оруденения к верхам крюковской свиты, а медно-цинкового — к ее более низким слоям в приконтактной зоне с лениногорской свитой. Эта стратиграфическая приуроченность и линзообразное, в основном согласное с вмещающими породами залегание рудных тел дало повод (Буров, Курек, 1939) считать именно этот тип, пластообразный, а не жильный главенствующим. В дальнейшем отмеченное положение оказалось верным и для Рудного Алтая вообще (Бубличенко, 1961 и др.).

Руды Тишинского месторождения, расположенного в непосредственной близости от Лениногорского рудного поля, приурочены

в основном к несколько более высокому стратиграфическому подразделению эйфельского яруса — к сокольной свите и лишь частично к ильинской. Фациально-стратиграфическая обстановка на Тишинском рудном поле существенно отличается от таковой на Лениногорском рудном поле, иная и структурно-тектоническая обстановка. На Лениногорском рудном поле имеется относительно пологая складчатость, частично куполовидного типа, с системой разрывных нарушений небольшой амплитуды; тишинские же руды залегают почти вертикально, в общем близко согласно с вмещающими породами, хотя имеют секущие взаимоотношения. В крюковской свите, в слоях содержащих фауну, в Тишинском районе отмечается медная минерализация. Руды самого Тишинского месторождения существенно свинцово-цинковые, большей частью полосчатых текстур. Месторождение расположено в юго-западном крыле Сияштинского антиклинория, в Кедровско-Бутачихинской зоне смятия.

В северо-восточном крыле Сияштинского антиклинория имеются многочисленные месторождения, приуроченные к полосе распространения крюковской, сокольной и успенской свит (Корелинские 1 и 2, Сакмарихинское, Стрежанское и др.). Старковское месторождение северо-восточного крыла Белоубинского синклинория также расположено в породах эйфельского яруса.

Сходство фациальных и стратиграфических условий Лениногорского и Зыряновского районов давно привлекало внимание. Большое сходство обнаруживает и стратиграфическая приуроченность руд. Полиметаллические руды Зыряновского месторождения связаны в основном с низами маслянской свиты. Этот горизонт хорошо прослеживается по всей Ревнюшинской структуре с приуроченными к нему многочисленными месторождениями: Малеевское 2, Путинцевское, Греховское 1 и 2, Александровское, Сажавское, Осочинское, Богатыревское и др. Возраст вмещающих толщ на месторождениях Малеевское 2, Путинцевское, Зыряновское, Александровское установлен на основании найденной фауны; стратиграфическое положение других месторождений после многолетних детальных исследований также сомнений не вызывает.

В Белоубинско-Южноалтайской зоне известны многочисленные полиметаллические рудопоявления и месторождения небольшого масштаба. Основное количество их приурочено, по данным Д. Г. Ажгирей, Р. М. Ажгирей и В. В. Коробова (1965 г.), к крылу Тигерекско-Черневинского антиклинория, сложенному вулканогенно-осадочными породами эйфельского яруса. Д. П. Авров (1959 г.) отмечает, что 60% рудных проявлений, в том числе месторождения Никитинское, Саралка-Булакское, Кызыл-Сиирское, Ушкунгейское в Южном Алтае (Холзунско-Сарымсактинская подзона), приурочены к карбонатным породам верхнекултабарской подсвиты, 22% рудных проявлений, в том числе месторождения Конкайское и Южноалтайское, располагаются в туфах, туфопесчаниках, конгломератах той же подсвиты. Руды главным образом вкрапленные, прожилково-вкрапленные; некоторые из них (Пневское месторождение и др.) имеют

сходство с рудами месторождений Каратау, обычно относимыми к телетермальному типу; во всяком случае, они существенно разнятся от руд Рудноалтайской зоны. По составу руды в основном свинцовые (месторождения Пневское, Усть-Сарымсактинское, Конкайское, Кызыл-Спирское, отчасти Ушкунгейское, Кедровское). Сопутствующими элементами являются цинк, медь и др.

В Курьинско-Акимовской зоне имеется Мурзинское 1 медное месторождение, приуроченное к замурзинской свите.

По генетической классификации рудных месторождений, изложенной ниже, в лосишинском узле полиметаллического оруденения располагаются скарновые и гидротермальные медные, медно-цинковые и полиметаллические руды. Среди гидротермальных широко распространены месторождения медно-цинковой и полиметаллической формаций, значительная часть которых имеет важное промышленное значение.

Железное оруденение, характерное для Холзунско-Сарымсактинской подзоны, встречается и в Лениногорско-Зырянской подзоне; менее характерно оно для подзон Змеиногорско-Быструшинской, Алейской и для Иртышской зоны. Помимо месторождений железа в Холзунско-Сарымсактинской подзоне присутствуют небольшие редкометалльные полиметаллические месторождения. Изучены они недостаточно. По представлениям некоторых геологов (А. С. Калугин, В. Е. Попов) месторождения имеют пластообразную, в основном согласную с вмещающими породами форму, по данным других авторов (Иванкин, Иншин, Кузевный, 1961) некоторые залежи имеют неправильную, жиллообразную форму. Одни геологи придерживаются мнения об осадочно-метаморфогенном происхождении железных руд, другие считают их контактово-метасоматическими. Д. Г. Ажгирей (1963 г.) наряду с гидротермально-метасоматическим и скарново-гидротермальным типами железного оруденения отмечает вулканогенно-осадочный тип, при этом он подчеркивает приуроченность последнего (гематит-марганцевые охры) к верхам эйфельского яруса. По данным Д. Г. Ажгирей и др. (1965), железное оруденение средней части Белоубинско-Южноалтайской подзоны (Тигерекско-Черневинский антиклинорий) приурочено к хайдунской свите кислых эффузивов, алевролитов, песчаников, известняков. К коргонской (кумирской) свите верхнего эйфеля (Коргонский и Холзунский хребты), сложенной лавами кислого состава, туфами, туффитовыми песчаниками, алевролитами, по данным В. Е. Попова (1967), приурочены метаморфогенные гематитовые руды осадочного происхождения. На Зырянском рудном поле в ревнюшинской свите отмечается горизонт с магнетит-гематитовым оруденением.

Таким образом, железное оруденение Холзунско-Сарымсактинской подзоны приурочено к приближенно синхронным толщам, вмещающим основное полиметаллическое оруденение Рудноалтайской зоны; по-видимому, резкой границы между областями развития железорудных и полиметаллических месторождений нет и проходит она где-то между Холзунско-Сарымсактинской и Белоубинско-

Маймырской подзонами. Не приходится сомневаться, что здесь имеет место смена полиметаллического оруденения железорудным, хотя отдельные полиметаллические рудопроявления встречаются и северо-восточнее, за пределами этой границы. Полоса железного оруденения протягивается вблизи обширной области сноса — Талицкого и Катунского древних массивов. Железорудный пояс в известной мере совмещается с редкометальным поясом, выделяемым в этой части Алтая.

Ж и в е т с к и й я р у с. В живетское время море несколько сократилось в размерах, появились вулканические архипелаги. Извержения особенно интенсивно проявились на площади Алейского антиклинория, где сформировалась таловская свита, представленная преимущественно кварцевыми порфирами с редкими слоями осадочных пород, содержащими органические остатки. К последним относятся стрижекские слои около г. Змеиногорска с фауной низов живетского яруса.

В низах таловской свиты в сланцевых пачках выше лосишинских слоев установлен (район с. Шемонаихи) опенышевский комплекс спор живетского возраста (Михайлова, 1966). Мощность таловской свиты 400—1000 м, редко меньше.

В Краевой юго-западной подзоне Иртышской зоны к живетскому ярусу относится кыстав-курчумская свита чередования зеленых (хлорит-серицитовых) и черных графитистых песчано-сланцевых пакетов. Нижняя граница с пугачевской свитой выражена четко. Верхняя граница, возможно, проходит уже во франском ярусе.

В Краевой северо-восточной подзоне к живетскому ярусу отнесены свиты шипулинская (средняя и верхняя части) и иртышская (нижняя подсвита). Шипулинская свита сложена кварц-серицитовыми и графитизированными серицит-кварцевыми, карбонат-серицит-хлорит-кварцевыми и графитизированными кварц-серицитовыми карбонатными сланцами по переслаивающимся глинистым, известковистым, кремнистым и углистым алевропелитам; имеются линзы мраморизованных известняков. Свита вверх постепенно сменяет орловскую (пос. Белоусовка). В шипулинской свите встречены разрозненные споры живетского возраста. В самых верхах свиты появляется туфогенный псаммитовый материал, обозначающий переход к перекрывающей иртышской осадочно-вулканогенной свите. Общая мощность шипулинской свиты на Березовско-Писаревском участке до 1000 м, в районе Белоусовского месторождения снижается до 330 м, а местами свита выклинивается.

Иртышская свита описана на Новоберезовском, Белоусовском и Иртышском месторождениях. По данным Н. И. Стучевского и Ю. Ю. Воробьева (1960 г.), она разделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижнеиртышская подсвита (принята в объеме глубочанской свиты прежнего деления) представлена рассланцованными альбитизированными лавами и туфами кварцевых порфиров и кварц-полевошпатовых порфиров, частью субэкструзиями, псаммитовыми туффитами с прослоями графитисто-серицит-кварцевых сланцев и

содержит споры (Н. И. Михайлова, Т. С. Зазулина, 1967 г.) живетского возраста. Мощность ее 0—250—450 м.

Живетские отложения Иртышской зоны вмещают большое количество месторождений в пределах Березовско-Белоусовского рудного поля. Фациально-стратиграфические условия в этой зоне в девоне были иные, чем в Рудноалтайской, хотя в Краевой северо-восточной подзоне и обнаруживаются некоторые переходные черты между ними (Стучевский, 1960). По сравнению с Рудноалтайской зоной здесь отмечается приуроченность месторождений к более высоким стратиграфическим подразделениям, главным образом к живетскому ярусу, частью к франскому: к шипулинской свите Березовское, Перевальненское, Писаревское, Сажаевское месторождения, к нижнеиртышской подсвите, к ее верхней части — Иртышское месторождение, залежи 1 и 2 Белоусовского месторождения, а к нижней — Глубочанские залежи.

Месторождения Иртышской зоны смятия, приуроченные к живетскому и франскому ярусам, по принятой в настоящей работе классификации причисляются к типу, ассоциирующему с поздними «малыми» интрузиями и относятся к медноколчеданной, медно-цинковой и полиметаллической формациям, причем в рудах количественно резко преобладают медь и цинк над свинцом. Указания на наличие месторождений в живетском ярусе вне пределов Иртышской зоны единичны: Корболихинское месторождение в туфогенных песчаниках давыдовской свиты (Н. Н. Шатагин, 1969 г.), месторождения Успенское, Сугатовское, Сургутановско-Туницинское, некоторые точки рудной минерализации, возможно, что частично и руды Николаевского месторождения располагаются в таловской свите. Таким образом, живетский ярус Иртышской зоны беден эффузивами, но богат месторождениями; в то же время в живетском ярусе Рудноалтайской зоны обильны эффузивы, но месторождения единичны.

Франский ярус. К франскому ярусу в юго-западном крыле Алейского антиклинория относится каменевская серия¹, состоящая в нижней части из гериховской и в верхней из николаевской свит, в которых различается несколько палеонтологически охарактеризованных стратиграфических подразделений. Свиты хорошо представлены в районе Николаевского и Гериховского месторождений. Стратиграфические колонки этих районов имеют два общих палеонтологически охарактеризованных горизонта: в нижней части камышкинские (фарциеровые) и в средней части раздольные (мантикоцеровые) слои. Литологически же колонки этих двух районов существенно различаются и их трудно сопоставить.

Гериховская свита сложена кварцевыми альбитофирами, туфами, туфогенными песчаниками, агломератами; характерны грубообломочные туфы и агломераты, а также порфириты и линзы известняков частью рифового генезиса с обильной фауной. К этой же свите

¹ Ранее называлась свитой; переименована в серию в соответствии с решением Межведомственного стратиграфического комитета в 1964 г.

приурочены известняки, которым еще Г. Е. Щуровский (1846 г.) дал название «гериховские». Довольно широко развиты порфириды, большую часть которых скорее всего следует отнести к субвулканическим фациям, как это отмечается и для района Николаевского месторождения. В последнем гериховская свита представлена диабазовыми порфиридами, спилитами, туфами, частью глинистыми сланцами. В нижней части свиты, в камышкинских (фарцицеровые) слоях, в глинистых сланцах найдены аммониты, описанные Б. И. Богословским (1958 г.).

В гериховских известняках описана (Бубличенко, Дубатовлов, Максимова, Спасский, 1958) фауна франского яруса. К верхам гериховской свиты отнесены раздельные (мантикоцеровые) слои. Мощность гериховской свиты на Николаевском месторождении 400—500 м.

Николаевская свита сложена туфами, туфогенными песчаниками, телами кварцевых альбитофиров, изредка маломощными известняками и сланцами; в верхней части залегают довольно хорошо выдержанные николаевские слои алевролитов, обычно красноцветных, с линзами известняков. Возможно этим слоям соответствуют «подрудные сланцы», вскрытые горными выработками. Сланцы содержат фауну и растительные остатки; описаны споры и пыльца (Михайлова, 1966). В полосе распространения николаевской свиты широко развиты порфириды, происхождение которых вызывает споры. Возможно, это субвулканические образования, так как в них встречаются куски известняков с фауной франского яруса. Однако наличие туфов не исключает эффузивное происхождение части порфиридов. Мощность николаевской свиты на Николаевском месторождении 400—500 м. В Верхубинском районе мощность каменевской серии 1000—1500 м.

В Змеиногорском районе, в северо-восточном крыле Алейского антиклинория франский ярус представлен давидовской и гусинской свитами аркозовых песчаников, алевролитов мощностью соответственно 100—450 и 400—750 м. Это аналог флишоидных толщ, развитых в восточной части Рудного Алтая, в Белоубинско-Южноалтайской зоне.

К франскому, частью, может быть, к живетскому и фаменскому ярусам в Лениногорско-Зырянской подзоне относится белоубинская (хамирская) свита. Эта же свита развита и в северной части Белоубинско-Южноалтайской зоны, где она сложена (Ажгирей, Дубинин, Коробов, 1965) флишоидными ритмично переслаивающимися кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами, превращенными в кварц-серцитовые филлиты; подчиненную роль играют известково-глинистые песчаники, сланцы, слагающие верхнюю часть разреза. В нижней подсвите Н. И. Михайловой определен комплекс пыльцы, сходный с развитым в каменевской серии (D_3fr). Общая мощность белоубинской свиты в Черневинском антиклинории 400—2400 м, на Тишинском рудном поле 1100—1500 м. На последнем верхи ее скорее всего относятся к пизам фаменского яруса.

В Иртышской зоне к франскому ярусу относятся верхнеиртышская подсвита и белоусовская свита.

В основании верхнеиртышской подсвиты, развитой в Краевой северо-восточной подзоне, наблюдается пачка графитизированных кварц-серицитовых сланцев мощностью 20—30 м. Выше залегают рассланцованные лавы, субэкструзивные залежи, туфолавы, кристаллокластические туфы альбитофиров, реже кварцевых альбитофиров; встречаются единичные прослой графитизированных кварц-серицитовых сланцев. На Иртышском месторождении обнаружена пыльца франского яруса. Мощность верхнеиртышской подсвиты до 400 м.

Белоусовская свита распространена в Осовой и Краевой северо-восточной подзонах Иртышской зоны. Состав свиты однообразен и внешне сходен с орловской и пугачевской свитами. Она сложена кварц-карбонат-хлоритовыми, реже кварц-серицит-хлоритовыми сланцами по известковым алевролитам и песчаникам. Мощность белоусовской свиты до 750 м.

Приуроченность полиметаллического оруденения к франскому ярусу, главным образом к его низам, позволяет выделить николаевско-гериховский стратиграфический узел оруденения, который в Алейской подзоне выражен значительно менее четко, чем лосишинский узел. К николаевско-гериховскому узлу относятся крупное Николаевское месторождение, а также Гериховское, Титовское, Трубка, Камышинское, Рулихинское и др. В северо-восточном крыле Алейского антиклинория находится только Стрижковское месторождение, о спорности стратиграфического положения которого отмечалось выше. По данным В. Ф. Масленникова, Э. Н. Шпигель и П. Ф. Иванкина (Иванкин, 1957), руды Николаевского месторождения располагаются в пределах снежиревской (D_3^{fm}) гериховской и таловской свит. По данным Н. И. Воронцова, они залегают в верхах каменевской серии — низах снежиревской свиты. Месторождения Трубка и Камышинское приурочены скорее всего к верхам николаевской свиты, а Титовское и Гериховское — к низам гериховской свиты.

По принятой в настоящей работе классификации для николаевско-гериховского стратиграфического узла характерны месторождения медноколчеданной и полиметаллической формаций гидротермального типа.

В Иртышской зоне, в ее Краевой северо-восточной подзоне, полиметаллическое оруденение известно в верхнеиртышской подсвите (Ново-Березовское, Красноярское месторождения). В генетическом отношении они сходны с месторождениями живетского яруса, однако по своему промышленному масштабу значительно меньше.

Фаменский ярус. Фаменский ярус в Алейской подзоне представлен осадочно-вулканогенными образованиями в нижней части снежиревской и в верхней — пихтовской свитами.

Снежиревская свита сложена туфопесчаниками, пепловыми туфами, глинисто-кремнистыми сланцами, лавами, туфолавами, ту-

фами кварцевых альбитофиров и кварцевых порфиров. Многочисленная фауна довольно однотипная, что позволяет выделить в Рудном Алтае палеонтологически охарактеризованные слои — снегирихинские.

Т. В. Зорова (1956 г.), В. С. Кузубный, Г. Г. Свечников, Н. И. Стучевский (1967 г.) снегиревскую свиту относят к франскому ярусу, Н. Л. Бубличенко и др. — к низам фаменского яруса. Мощность свиты на Николаевском месторождении 800 м.

Пихтовская свита наиболее полно представлена в юго-западном крыле Алейского антиклинория и в низовьях р. Бухтармы. Она четко отделяется от снегиревской свиты более основным составом эффузивов, большим количеством грубокластических пород, обычно темно-красных, иногда зеленых, реже фиолетовых. Сложена дацитовыми, андезитовыми порфиритами, реже альбитофирами, их туфами; часто встречаются грубообломочные агломераты. Мощность пихтовской свиты на Николаевском рудном поле 500 м.

По р. Таловке около Николаевского месторождения Н. Л. Бубличенко и И. Я. Польшянским отмечается трансгрессивное наложение пихтовской свиты на снегиревскую с базальными конгломератами в основании. В составе галек принимают участие гранитоиды. В других местах залегание ее на снегиревской свите согласное. Вулканизм времени пихтовской свиты частично имел наземный характер; скорее всего это был ландшафт вулканического архипелага.

В низовьях р. Бухтармы работами В. Ф. Белого (1961 г.), П. И. Синишина, А. В. Нечаева и М. А. Мураховского (1968 г.) в свите найдена фауна фаменского возраста с некоторыми элементами этренской. По составу она близка к установленной на р. Пихтовке.

Снегиревская и пихтовская свиты частично еще различаются в Змеиногорско-Быструшинской подзоне (среднее течение Убы), однако к северо-западу фациальный состав этих свит резко меняется и в Змеиногорско-Быструшинской подзоне они носят другое название — алейская свита аркозовых и туфогенных песчаников, алевролитов мощностью около 1300 м.

В Иртышской зоне отложения пихтовской свиты известны только в Краевой северо-восточной подзоне. Состав свиты аналогичен составу ее на юго-западном крыле Алейского антиклинория, но мощность возрастает до 1550 м.

В Лениногорско-Зырянской подзоне к фаменскому ярусу можно отнести верхи белоубинской свиты. В разрезе по р. Ульбе, около Тишинского месторождения, к фаменскому ярусу отнесены туфы (лавы) среднего и основного составов, кремнистые алевролиты, туфогенные песчаники, параллелизуемые с пихтовской свитой Алейской подзоны. На Зырянском рудном поле маслянская свита эйфельского яруса согласно, без четкой границы, перекрывается хамирской (зырянской, белоубинской) свитой. Последняя западнее (гора Мягкая Толстуха) сменяется известковистыми алевролитами с фауной типа пещерной подсвиты низов виле. Предположительно

здесь имеется непрерывный разрез от среднего девона до визейского яруса, сложенный главным образом терригенными, возможно, частично континентально-водными осадками. Во всяком случае граница здесь между девоном (хамирская, белоубинская свита) и карбоном (быковская свита) условная. Таким образом, на Зырянском рудном поле возраст хамирской свиты живецкий — фаменский.

В северной части Белоубинско-Южноалтайской зоны к фаменскому ярусу также относятся верхи белоубинской свиты, но границы между франским и фаменским ярусом в ней не устанавливаются. Возможно, к фаменскому ярусу можно отнести самую верхнюю подсвиту белоубинской свиты алевролитов и песчаников мощностью 350—400 м.

На Южном Алтае фаменские отложения или не сохранились (Бухтарминский участок южной части Холзунско-Сарымсактинской подзоны) или, возможно, представлены нижней частью джайдакской (маймырской) флишовой свиты (Белоубинско-Маймырская подзона).

Рудопроявления, расположенные в пихтовской свите, специфичны. Они более многочисленны, чем в николаевско-гериховском узле, но по своему практическому значению весьма существенно им уступают. В Алейской и Змеиногорско-Быструшинской подзонах выделяется пихтовский стратиграфический узел оруденения. К нему можно отнести месторождения Чудак, Ушаковское, Брагинское, залегающее в Иртышской зоне смятия, Шолковское рудопроявление около с. Феклистовки, группу месторождений низовий р. Бухтармы — Павловское, Бухтарминское, Заводинское. Характерной чертой пихтовского узла является существенно медный состав оруденения; исключением является свинцовое Заводинское месторождение, находящееся в средней части пихтовской свиты. Руды пихтовского узла вкрапленного или жильного типов.

По принятой в настоящей работе классификации месторождения пихтовского узла относятся к различным геологическим и формационным типам. Здесь известны меднопорфировые месторождения, пропиито-кварцитовые рудопроявления низовьев р. Бухтармы, рудопроявления с. Феклистовки и юго-западного крыла Алейского антиклинория (Чудак и др.). Несколько особняком в этой части стратиграфического разреза стоит Заводинское месторождение, относящееся к низкотемпературной полиметаллической формации.

Нижний карбон. Каменноугольные отложения в Юго-Западном Алтае разделяются на два резко различных генетических типа: нижнекаменноугольный, в основном морской, и верхнепалеозойский — континентальный. Возрастная граница между ними далеко не везде одновременная и приближенно находится в пределах верхней части визейского яруса до среднего карбона включительно. Вулканогенные образования развиты в нижнем типе, в верхнем же их наличие спорно. Последнее касается сержихинской свиты Лениногорского района, которая, по мнению многих геологов, залегает стратиграфически выше малоубинской свиты.

Турнейский ярус. В Рудноалтайской зоне ярус палеонтологически наиболее полно обоснован и соответственно имеет наиболее дробные стратиграфические подразделения. Выделяются свиты тарханская с фауной этрена (аналог абышевской свиты Кузбасса) и бухтарминская. Фауна слоев 1 (винных) бухтарминской свиты параллелизуется частично с фауной абышевской и в большей мере тайдонской свит. Свиты развиты в основном в Алейской подзоне и с фауной обедненного состава встречаются в немногих местах Змеиногорско-Быструшинской и Лениногорско-Зырянской подзон.

Тарханская свита сложена алевролитами, мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, часто известковистыми, редко известняками. Мощность от 0 до 200 м, в стратотипе (с. Тарханка) около 500 м, в южной части Змеиногорско-Быструшинской подзоны до 1600 м.

Бухтарминская свита преимущественно известняковая, иногда известковисто-алевролитовая. Развита почти на тех же площадях, что и тарханская. Так же как и последняя, палеонтологически наиболее полно охарактеризована фауной в Алейской подзоне и весьма скудно и редко в краевых западных частях Змеиногорско-Быструшинской подзоны. Это было время наибольшей трансгрессии каменноугольного моря в основном средних, частью мелких глубин шельфа.

Бухтарминская свита трансгрессивно, нередко с выпадением тарханской свиты ложится на пихтовскую свиту. С тарханской же свитой взаимоотношения согласны. На Южном Алтае (Бухтарминский фациальный участок Холзунско-Сарымсактинской подзоны) свита залегает трансгрессивно на среднем девоне. На остальной площади Юго-Западного Алтая турнейский ярус не расчленяется по палеонтологическим данным. Турнейские отложения типа свит тарханской и бухтарминской резко меняются к востоку и к югу. На Южном Алтае это джайдакская свита. Ее слагают песчаники, алевролиты, иногда слегка углистые, а также туфо-песчаники, часто ритмично-слоистые. На юго-восточном продолжении свиты, по р. Маймыру, отмечена (Баранова, 1955 г.) фауна плохой сохранности, указывающая на нижний карбон. Мощность джайдакской свиты 1700—2600 м.

Свиты, которые по тем или иным причинам относятся в нижней части еще к верхам турне, но в основном причисляются к визе, не нарушают общей картины распределения фаций в турнейское время. Существенно карбонатные морские фации (бухтарминская свита) Алейской подзоны в Лениногорско-Зырянской и Холзунско-Сарымсактинской подзонах замещаются существенно флишпоидными толщами — алевро-песчаниковыми (известняки редки). Это свиты балгынская и быковская.

Визейский ярус. К нему относится улыбинская терригенная свита алевролитов и песчаников, редко известняков, развитая в Алейской подзоне. Местами в ней содержится обильная фауна.

Как уже отмечалось, некоторые свиты отнесены к нерасчлененным турне-визейским образованиям. Это балгынская свита южного окончания Россомажного хребта и в общем синхроничная ей тургусунская свита бассейна р. Малый Тургусун Зыряновского района (Ажгирей, Дубинин, Коробов, 1965). Балгынская и тургунская свиты представлены преимущественно терригенными осадками — алевролитами, алевропелитами, тонкозернистыми песчаниками с фауной, по-видимому, турне-визейского возраста.

Стратиграфическое положение ларихинской вулканогенной свиты Зыряновского района продолжает вызывать споры. Большинство геологов относят эту свиту к карбону. По унифицированной схеме 1958 г. она отнесена к верхам нижнего визе. Ларихинская свита залегает согласно на быковской и сложена диабазовыми и андезитовыми порфиритами, туфами, редко осадочными породами. Мощность свиты в Зыряновском районе (выше впадения р. Хамир в р. Бухтарму) 900 м. Кедровская свита, выделенная севернее Зыряновского района, сходна по составу с ларихинской. Это диабазовые и андезитовые порфириты, редко кварцевые альбитофиры, алевролиты, туфогенные песчаники. Кедровская свита, по данным Д. Г. Ажгирей и др. (1965), имеет мощность 6300—6500 м — явление пока малообъяснимое. Состав свиты указывает на начало образования континентальных фаций, о чем свидетельствует находка растительных остатков.

Балгынская свита известна и в Южном Алтае, где она перекрывается джалтырской осадочно-эффузивной свитой, представленной порфиритами, песчаниками, альбитофирами. К джалтырской свите приурочены большенарымские слои с фауной, указывающей скорее на связь с морем Калба-Нарымской, а не Рудноалтайской зоны. В каменноугольных толщах известны сравнительно очень немногочисленные точки оруденения в осадочных свитах — бухтарминской, ульбинской, джайдакской и балгынской, относящихся к различным генетическим типам. Из них наиболее значительное рудопроявление Мурзинское является свинцовым. В ларихинской свите отмечена медная минерализация.

Намюрский ярус, средний и верхний карбон, нижняя пермь. В Рудноалтайской зоне отмечается весьма резкий переход от морских геосинклинальных формаций карбона к средне-верхнекаменноугольным континентальным. Менее резок этот переход в Южном Алтае. Иногда эта граница и здесь весьма четкая (Бухтарминский участок, Катойская мулда).

Нижней свитой верхнего палеозоя является малоульбинская свита. На правой стороне р. Ульбы, против устья р. Малой Ульбинки, по флоре И. М. Радченко удалось выделить в свите ниже- и верхне-малоульбинскую подсвиты, из которых первую можно отнести к намюру (аналог острогской свиты Кузбасса), а верхнюю — к среднему карбону (аналог нижнемазуровских слоев Кузбасса). В других местах пока такого подразделения установить нельзя. Свита сложена алевролитами, обычно углистыми, реже песчаниками и конгломератами; изредка встречаются угли. Отложения всегда сильно дисло-

цированы, подвергались лишь слабому метаморфизму, чем резко отличаются от подстилающих пород среднего палеозоя, на которых они залегают резко трансгрессивно.

Вопрос о возрасте сержихинской вулканогенной свиты Лениногорско-Зырянской подзоны, на левобережье р. Ульбы, остается спорными, так как те главные доказательства, которые приводились в пользу ее позднепалеозойского возраста, в действительности оказались не существующими («базальные» конгломераты, «покровы» лав; Микунов, 1957), как это показали наблюдения К. Г. Богдановой.

Гремячинская свита установлена по левому берегу р. Горной Ульбинки — левого притока р. Ульбы. Стратиграфическое положение ее в Рудном Алтае является спорным. Свита представлена однообразными хлоритизированными алевrolитами, частью мелкозернистыми песчаниками; в одном месте в основании отмечены конгломераты, что позволяет предположить их трансгрессивное налегание на ульбинской свите. Возраст гремячинской свиты обоснован спорами и пылью (Н. И. Михайлова, Т. С. Зазулина, 1968 г.) как верхи карбона — нижняя пермь; в настоящей очерке верхнепалеозойский возраст рассматриваемой свиты принимается как условный.

Полоса медной минерализации в сланцевых породах низовой р. Ульбы была известна давно, но лишь в последнее время выявлена ее приуроченность к гремячинской свите. По имеющимся данным, медная минерализация представлена мелкокрапленным рассеянным типом. По стратиграфическому положению и общему характеру это, возможно, новый тип оруденения в Рудном Алтае, практическое значение которого не выяснено. В тектоническом отношении участок гремячинской свиты с оруденением расположен в Иртышской зоне смятия, породы сильно нарушены, местами гофрированы и превращены в серицит-хлоритовые сланцы.

Тип грабен и наложенных мульд, выполненных верхнепалеозойскими отложениями (свиты гремячинская, малоульбинская и ее аналоги, голубовская, катойская), не редок на Алтае, но нет должной увязки стратиграфии этих отложений с хорошо разработанной стратиграфической колонкой Кендерлыкской мульды.

Таким образом, рудная минерализация (медная, свинцово-цинковая и др.) отмечается по всему разрезу палеозоя. Наиболее же крупные скопления промышленных руд располагаются в вулканогенно-осадочных толщах среднего и частью верхнего девона. В нижнем палеозое, за исключением Чагырского рудного поля, а также в каменноугольных и пермских толщах имеются лишь единичные точки минерализации и рудопроявления.

По латерали все промышленные месторождения и подавляющая часть рудопроявлений располагаются в Рудноалтайской, Иртышской и частично в Белоубинско-Южноалтайской структурно-фациальных зонах. В пределах первой зоны основное оруденение приурочено к верхам эйфельского и к франскому ярусу; промышленных скоплений в таловской свите живетского яруса нет. В Иртышской зоне промышленные месторождения сосредоточены в Краевой северо-

восточной подзоне и приурочены к живетскому и франскому ярусам. Отмечается некоторое изменение состава руд от преимущественно свинцово-цинковых на востоке Рудного Алтая до медно-цинковых на западе. В пихтовской свите фаменского яруса, которой свойственно почти исключительно медное оруденение, промышленных скоплений очень мало.

Размещение оруденения по площади крайне неравномерное. Отмечается сходство по вещественному составу некоторых месторождений, залегающих на различных стратиграфических уровнях.

Неравномерное размещение оруденения, различие по характеру месторождений, залегающих на одном и том же стратиграфическом уровне, и, наоборот, сходство месторождений, залегающих в различных стратиграфических подразделениях, нельзя объяснить только сходством или различием вмещающей среды как фактора рудообразования. Значение стратиграфического контроля оруденения очень велико, но не является исключительным.

Вполне очевидно, что причина пространственного размещения оруденения заключается не только в стратиграфо-литологических, но также и в структурно-тектонических формационных и магматических факторах. Разработка теоретических основ прогнозирования оруденения предполагает всесторонний анализ рудообразования, его пространственного размещения, формы и размера рудных тел и площадей, поведения на глубину и по горизонтали, генетической и формационной принадлежности.

Повторение некоторых литологических сходных комплексов типа, например, лосишинской свиты, можно встретить неоднократно в разрезах палеозоя Алтая, однако повторение рудных комплексов не отмечается. Значит привлечения лишь литологического фактора оказывается мало для объяснения явления в целом. Следовательно, нужно говорить именно о стратиграфическом контроле, куда включается, конечно, и литологический контроль, поскольку таковой является одним из его элементов. В стратиграфическом контроле отмечается горизонтальная и вертикальная составляющая. Коснемся сначала первой из них. Одним из неперемных условий прогнозирования является попытка систематизации рудопроявления по стратиграфическим подразделениям. По Рудному Алтаю это в значительной мере пройденный, но далеко не законченный этап исследований. Указанная систематизация должна быть проведена и в плане, на геологической карте, и одновременно по стратиграфической колонке. Масштаб должен быть предусмотрен и мелкий и крупный; последний для рудных полей.

Цели этих разномасштабных карт-схем в известной мере различны. Мелкомасштабные карты позволят наметить площади распространения благоприятных для рудолокализации стратиграфических подразделений. В этом случае на такие площади должно быть обращено особое внимание в связи с возможностью обнаружения пластообразнозалегающих рудных тел. Последние могут быть сложены сплошными, вкрапленными или прожилково-вкрапленными рудами.

Будут ли встречены ленточные руды, зависит от характера окружающей геологической обстановки, что определить обычно не представляет большого труда, например, в условиях Иртышской зоны смятия. Таким образом, если районирование типа приведенного в настоящей работе дает общие контуры планирования геологоразведочных работ и экономическую оценку отдельных его частей, то выделение контуров стратиграфических подразделений в мелком масштабе позволяет наметить узкие границы целенаправленных поисков рудных скоплений.

Несколько иные задачи стоят перед крупномасштабным выявлением стратиграфического контроля. Это касается почти исключительно рудных полей, где уже определены основные контуры геологического строения, в том числе и стратиграфические взаимоотношения. При крупномасштабном прогнозировании особенно следует иметь в виду, что рудное тело не может быть уподоблено, например, угольному пласту с четкими границами лежащего и всякого боков; таких границ в рудном теле, как правило, не бывает. Контуры рудного тела определяются главным образом условными стратиграфическими границами. В пределах же этих границ встречается чаще прожилковый тип или неправильные линзы и гнезда, как это имеет место, например, на Лениногорском месторождении. Иногда эти границы вообще отсутствуют, как, например, на Николаевском месторождении, где рудные тела размещаются в пределах широкого стратиграфического интервала — от николаевской подсвиты до верхов снегиревской свиты. Контуры же «мешкообразных» рудных тел в большей мере определяются «каркасной» структурой, как результатом разрывных нарушений. Несмотря на отмеченные обстоятельства можно указать на одно из наиболее примечательных явлений стратиграфического контроля на Николаевском месторождении: оруденение в лежащем боку ограничено так называемыми «подрудными» сланцами, руды не содержащими. Последние хотя и расположены в центре месторождения, все же не метаморфизованы. Это углистые сланцы с растительными остатками и морской фауной; будучи подняты на поверхность, они быстро рассыпаются в щебенку. Расположенное недалеко Камышинское месторождение указывает на наличие здесь стратиграфического контроля в том же франском ярусе.

Региональный стратиграфический контроль легче устанавливается в относительно пологозалегающих и простых структурах типа Лениногорска, где собственно и зародилось это понятие для Рудного Алтая. Иначе обстоит дело на месторождениях, где положение рудных тел близко к вертикальному, при общем сложном геологическом строении. Не удивительно, что для таких месторождений, как Зыряновское, представление о стратиграфическом контроле пришло в результате более поздних исследований, а для Иртышской зоны только в последнее время.

Стратиграфическое подразделение, в котором преимущественно встречаются руды, обычно легко распознается на поверхности по

фауне, литологии, стратиграфическим взаимоотношениям; труднее бывает, когда такое подразделение перекрыто более молодыми или рыхлыми отложениями. В этом случае необходимо широко использовать бурение и геофизические методы. Последние позволяют фиксировать не только рудопроявления, но, и даже в большей мере, отличительные черты пачки, благоприятной для оруденения. В Зыряковском районе геофизическими методами (В. Н. Тростников, 1963 г.) довольно уверенно фиксируются выходы «продуктивного горизонта». Это особенно важно на замыкании антиклинальных структур. Изучение изменений в металлоносности подобного «продуктивного горизонта» по всей его площади на рудном поле совершенно необходимо; это позволит наметить места возможной концентрации руды и целенаправленно, с учетом общей геологической ситуации поставить буровые работы. Прослеживая тектонические структуры, можно легко установить места, где «продуктивный горизонт» исчезает в результате тектонических причин или интрузий. Казалось бы наличие «продуктивного горизонта» между Лениногорским и Тишинским месторождениями дает нужные перспективы. Однако субвулканические интрузии кварцевых порфиров сильно нарушают предполагаемую картину. Все же при всех положительных чертах стратиграфического контроля переоценка его возможностей может привести к крупным ошибкам, как, например, на Стрижковском месторождении Змеиногорского района, где отдельные рудные линзы были приняты за рудный «пласт», тем самым необоснованно резко завышены запасы.

В масштабах рудничных планов значение стратиграфического контроля, как правило, сводится к минимуму. Здесь приобретают значение элементы, обуславливающие уже технологические свойства добываемых руд.

Коснемся теперь вертикальной составляющей стратиграфического контроля. Применительно к условиям Рудного Алтая речь может идти только по отношению к отдельным рудным полям, хотя в других регионах это может касаться и обширных площадей. Так, например, в центральной части Каратау нижним горизонтом являются красноцветы, в которых местами встречается медное оруденение. Гематитовое оруденение отмечается выше, в переходных слоях от красноцветов к карбонатным морским. И, наконец, в последних развито свинцово-цинковое оруденение. На Лениногорском рудном поле основным «продуктивным горизонтом» является пачка в крюковской свите. Это свинцово-цинковые руды с соотношением галенита, халькопирита и сфалерита $1 : 0,7 : 2,8$. Однако имеется более низкий «продуктивный горизонт» существенно иного вещественного состава — медно-цинковый, расположенный стратиграфически ниже, в приконтактовой зоне крюковской свиты с подстилающей ее лениногорской свитой. В районе Тишинского месторождения стратиграфически ниже толщ вмещающих его оруденение имеется очень слабо выраженный, но вполне четкий горизонт медной минерализации в пределах маслянской свиты. Вертикальная составляющая стратиграфического контроля на Зыряновском рудном поле по вещественному составу

проявлена более резко. Здесь под «продуктивным» горизонтом полиметаллических руд маслянской свиты отмечается горизонт магнетит-гематитового рудопроявления, размещающегося в подстилающей ревюшинской свите.

Вопрос о вертикальной зональности стратиграфического контроля на рудных полях сложен и до сих пор является спорным. Однако решение его в значительной степени помогает крупномасштабному прогнозу слепого оруденения.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ОРУДЕНЕНИЕ

Магматические породы в пределах Юго-Западного Алтая проявлены очень широко и разнообразны по составу и генезису. Большинство пород находится в комагматических соотношениях, что затрудняет выявление их природных ассоциаций, систематику формационных типов и установление тектоно-магматических связей. В последние годы много внимания было уделено изучению петрологических вопросов, имеющих близкое отношение к металлогении.

Магматическая деятельность на Рудном Алтае началась в эйфеле, а закончилась в конце палеозоя, возможно в мезозое. Нет данных, которые бы говорили о том, что в течение всего этого времени были длительные периоды полного прекращения магматизма. Эффузивы известны в средне- и верхнепалеозойском разрезе, а интрузии, начавшие вторгаться в девоне — раннем карбоне, завершили самые поздние герцинские движения и в незначительной мере проявились в мезозое. Разделение всей массы магматических пород, находящихся в очень сложных соотношениях, на формации и комплексы, естественно, в какой-то степени является условным. С этим в основном и связаны разногласия в схемах магматизма Алтая. Следствием этих разногласий является и существование двух схем формационного деления магматических пород района, разработанных сотрудниками ВСЕГЕИ (К. Г. Богданова, Р. К. Григайтис, Т. Я. Демидова и др.) и алтайскими геологами (Д. Г. Ажгирей, Ю. Ю. Воробьев, Б. А. Дьячков, М. С. Козлов, В. С. Кузбный и др.). Эти схемы утверждены на I Казахстанском петрографическом совещании (1965 г.) и опубликованы в т. 41 «Геология СССР» (1967 г.).

При формационном расчленении магматических образований Юго-Западного Алтая в соответствии с представлениями Ю. А. Кузнецова (1964) использован широкий комплекс геологических и лабораторных методов исследований: региональный анализ магматизма, крупномасштабное картирование тел, массивов и их группировок, проведение большого объема геофизических работ, детальное изучение петрографии, минералогии, петрохимии, геохимии пород и сопутствующих им метасоматитов, гидротермалитов и руд.

В основу выделения конкретных формаций и магматических комплексов положены три главных признака: 1) вещественный состав закономерно взаимосвязанных магматических пород, тел, массивов (или толщ), сопутствующих им метаморфических образований

| Геотектонический этап развития | Формация | Возраст | Формы проявления и условия образования | Связь оруденения с породами формации |
|---------------------------------|--|-----------------------------------|--|---|
| Геосинклинальный и инверсионный | Кварц-кератофировая (осадочно-вулканогенная) | Нижнедевонский — франский | Эффузии субмаринные, экструзии, субвулканические образования | Локализуется главная масса полиметаллических месторождений |
| | Андезито-дацитовая (осадочно-вулканогенная) | Фаменский | Эффузии (морские и наземные), субвулканические образования | Локализируются мелкие медные месторождения |
| | Андезито-базальтовая | Нижнекарбоновый | Эффузивы (морские), субвулканические образования | Локализируются редкие рудопроявления золота и полиметаллов |
| | Плагиогранит-порфировая | Среднедевонский — нижнекарбоновый | Небольшие по размеру интрузивы приповерхностных и малых глубин | Связано колчеданное медное и полиметаллическое оруденение |
| | Габбро-диабазовая | Верхнедевонский (?) | Небольшие по размеру интрузивы малых глубин | Связана убогая медная и медно-пирротиновая минерализация, иногда кварцевожильная полиметаллическая |
| | Габбро-плагиогранитная | Нижнекарбоновый | Интрузивы малых и умеренных глубин | Генетически связаны широко проявленные медно-пирротиновые руды, реже рудопроявления железа, хрома, никеля и асбеста |

| | | | | |
|-----------|--|---|---|---|
| Орогенный | Габбро-гранодиорит-гранитная | Верхнекарбоновый — нижнепермский | Крупные и средние по размерам интрузивы малых и умеренных глубин | В экзоконтактах гранитоидов размещаются скарновые и кварцевожильные месторождения цветных металлов и железа (связаны с гранитоидами и сопровождающимися их жильными породами) |
| | Вулкано-плутоническая трахипаритов — дацитов и субвулканических гранитов — гранодиоритов | Верхнекарбоновый — нижнепермский | Наземные эффузии, субвулканические залежи и небольшие по размерам мало-глубинные (ультрагипабиссальные) интрузивы | Месторождения и проявления отсутствуют |
| | Малых интрузий альбитофиоров — порфиритов | Верхнекарбоновый — нижнепермский (?) | Дайки и другие мелкие интрузии малых глубин | С интрузиями парагенетически связаны колчеданные медные и полиметаллические руды |
| | Диабаз-диоритовая | Средне-верхнекарбоновый | Небольшие по размеру силлообразные, штокообразные и жильные интрузивы малых глубин | Рудопроявления отсутствуют |
| | Мигматитов и анатектических гранитов | Среднекарбоновый — нижнепермский | Акмолитовые интрузии и сопровождающие их продукты гранитизации фации умеренных глубин | Связаны рудопроявления золота, меди и железа |
| | Добатолитовых субвулканических плагиогранитов — гранодиоритов | Верхнекарбоновый или верхнекарбоновый — нижнепермский | Мелкие (приповерхностные) интрузивы, наземные эффузии и сопровождающие их субвулканические тела | С интрузиями парагенетически связаны месторождения и рудопроявления золота |

| Геотектонический этап развития | Формация | Возраст | Формы проявления и условия образования | Связь оруденения с породами формации |
|---|--|-------------------------------------|--|---|
| Орогенный | Гранитов «батолитового» типа | Пермский | Крупные антиклинал-плутоны, лакколлиты и массивы куполовидной формы умеренных глубин | Генетически связаны редкометалльные и редкоземельные пегматиты, редкометалльные месторождения грейзенового и кварцево-жильного типа |
| | Постбатолитовых малых интрузий диоритов — гранодиорит-порфиров | Пермский, возможно, пермо-триасовый | Дайки | Не исключена связь с ними золота |
| Субплатформенный (завершенной складчатости) | Трапсовая андезитобазальтовая | Мезозойский (юрский) | Небольшие сидлообразные залежи малых глубин | Рудных концентраций не установлено |

и руд (типы пород, их количественные минеральные составы, петрохимические и геохимические особенности, специфика метаморфизма и оруденения); 2) индивидуализированное геотектоническое положение этих ассоциаций пород в общей истории развития региона; 3) закономерности пространственного размещения их по латерали. Формационные типы магматических пород (абстрактные формации) выделяются по признакам общности вещественного состава, генетических особенностей и геотектонического положения магматических комплексов (конкретных формаций) в схеме развития различных структурно-формационных зон складчатой области.

Выявленные в Юго-Западном Алтае магматические формации приведены в табл. 3. О проявлении в районе додевонских гранитоидов можно говорить лишь с большой условностью. Выделение гранитных комплексов девонского возраста (Чернов, Гаврилова, 1957; Чернов, 1965, Богданова, 1963; Хорева, 1963 и др.) в процессе более детальных исследований не подтвердилось (Ажгирей, Воробьев, Дьячков и др., 1965, 1967; Кузубный, 1966, 1967). Значительная часть формаций образовалась в геосинклинальные, инверсионные и орогенные этапы развития Юго-Западного Алтая (см. рис. 8).

Формации геосинклинальных и инверсионных этапов развития

Кварц-кератофировая формация (рис. 10, вкладка) представлена сложными по составу и строению комплексами вулканогенных отложений девона. Наиболее раннее проявление ее в раннем девоне — эйфеле известно для Белоубинско-Южноалтайского прогиба, унаследованного от каледонского этапа развития. В позднем эйфеле — франском веке вулканиты накапливались в пределах всего Алтая. Суммарная мощность слоистых вулканитов и осадочных пород до 3—6,5 км.

Кварц-кератофировая формация Рудноалтайской структурно-формационной зоны представлена вулканитами и вулканогенно-осадочными образованиями ленинградской, крюковской, ильинской, сокольской, успенской, ревнюшинской, маслянской, лосишинской, таловской, шипуновской, давидовской свит, каменевской серии и снежиревской свиты. Существенной особенностью вулканогенного разреза, впервые подчеркнутой Н. А. Елисеевым (1938), является сочетание основных (диабазы, спилиты, диабазовые порфириты) и кислых (кварцевые кератофиры, кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, кварцевые альбитофиры, кератофиры) эффузивов. Туфы и лавы кислого и основного состава образуют многократно чередующиеся покровы, линзовидные залежи с резкими границами и сопровождаются туфогенно-осадочными породами. Центры вулканической деятельности и вулканотектонические структуры, весьма благоприятные для локализации промышленного полиметаллического оруденения, характеризуются обычно наличием экструзивных и субвулканических тел, повышенными мощностями вулканитов и

усложнением разрезов. Переходные по составу типы пород (андезиты и дациты) для комплекса не характерны. Кислые породы резко преобладают над основными (отношение около 10 : 1). Среди кислых пород туфы количественно преобладают над эффузивами; для основных пород, напротив, свойственно преобладание эффузивов над туфами.

Девонские эффузивы Белоубинско-Южноалтайской зоны проявляются в разрезах култабарской, черневинской, чемчедайской, хайдунской, холзунской, успенской, коргонской свит и отличаются более сложным составом. Здесь наряду с кислыми и основными вулканическими породами широко развиты дациты и андезиты (Хисамутдинов, 1960, 1963; Нехорошев, 1958, 1966; Ажгирей и др., 1968). Характерны общая повышенная щелочность породы и появление в составе комплекса щелочноземельных трахитов. Отношение вулканических продуктов кислого, среднего и основного состава равно 21 : 7 : 1, лавы преобладают над туфами. Таким образом, белоубинско-южноалтайский комплекс эффузивов менее дифференцирован и в этом отношении сближается с описываемой далее андезито-дацитовой формацией Рудноалтайской зоны.

Осадочные породы в составе формации проявляются в резко подчиненном количестве; реже они преобладают над вулканитами. Роль их заметно увеличена на северо-восточном крыле Алейского антиклинория (Змеиногорский район), в пределах Лениногорско-Зырянской подзоны и на юго-востоке Белоубинско-Южноалтайской зоны. Среди обломочного материала широко представлены вулканические породы и продукты их разрушения и перемыва.

Образование субмаринной кварц-кератофировой формации происходило в областях умеренного погружения. Вулканы размещаются по периферии поднятий (Алейский, Синюшинский и Ревнюшинский антиклинории), в унаследованном краевом прогибе на границе с каледонидами Горного Алтая, а также в пределах неглубоких наложенных мульд и грабенов (Успенская мульда, Змеиногорская синклиналь), развившихся в девоне на жестком каледонском основании. Вулканизм сопровождался дифференцированными вертикальными движениями, когда одни блоки испытывали погружение, а другие — поднятие. Ведущую роль играли извержения центрального типа. Установлены миграции центров вулканизма в пространстве и образование различных типов несогласий как внутри вулканических образований, так и последних с породами фундамента. Вулканические комплексы отличаются очень сложным внутренним строением, быстрой фацальной изменчивостью отложений по простиранию и цикличностью по разрезу. Внутреннее строение формации выясняется лишь при крупномасштабных съемках и разбуривании структур на глубину. На детально изученных участках (Золотушинское, Рулихинское, Николаевское месторождения, Лениногорское и другие рудные поля) выявлены прижерловые фации пород и различные по форме и размеру вулканические структуры (Щерба, 1954, 1957; Иванкин, 1957; Кузбный, 1963, 1964; Попов, 1968).

Петрохимически породы формации соответствуют щелочнозе-

мельной серии с резко выраженными группировками векторов в полях липарита — кварцевого порфира и базальта. Характерно преобладание натрия над калием в составе щелочей. Для вулканитов Белоубинско-Южноалтайской зоны отмечаются трахитоидный уклон и повышенная роль калия. Средний состав магмы, рассчитанный для всей формации с учетом составов пород и их объемных отношений, близок к липаритам и липарито-дацитам. Характерные элементы-примеси: медь, цинк, свинец, кобальт, никель, хром, ванадий, титан, галлий, марганец и цирконий; содержание их выше или близко к кларковым значениям.

Вулканические процессы девонского времени сопровождались активной фумарольно-сульфатарной деятельностью, приведшей к значительному преобразованию пород (альбитизация, окварцевание, серицитизация). Наиболее интенсивные вторичные изменения пород, сопровождающиеся убогой вкрапленностью сульфидов, устанавливаются в центрах активного вулканизма (Иванкин, Иншин, Кузубный, 1961; Кузубный, 1963, 1964). Сколько-нибудь значительных скоплений сульфидов, генетически связанных с эффузивами, на Рудном Алтае надежно не установлено. Вместе с тем в разрезе формации размещается главная масса полиметаллических месторождений, в том числе все промысленные (см. рис. 10). В Белоубинско-Южноалтайской зоне проявляется также сингенетичная железорудная минерализация (Калугин, 1965; Д. Г. Ажгирей, 1966 г.).

Андезито-дацитовая формация во времени сменяет кварц-кератофировую. Она характерна для ранних и частично начальных этапов развития прогибов и представлена вулканогенно-осадочными образованиями пихтовской и алейской свит фаменского яруса. В составе формации установлены эффузивы, туфы, туффиты и субвулканические породы кислого (кварцевые альбитофиры, кварцевые порфиры, дацитовые порфириты), среднего (андезито-дацитовые и андезитовые порфириты) и основного (диабазы и диабазовые порфириты) состава. Соотношение этих вулканитов соответственно равно 6 : 11 : 1, т. е. лавы и туфы андезитов и дацитов заметно преобладают. Для формации характерны извержения центрального типа, в меньшей мере трещинные. Субвулканические тела сложены преимущественно дацитовыми и диабазовыми порфиритами.

Осадочные породы представлены вулканомиктовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами и слоистыми туфогенно-осадочными породами, переходящими в конглобрекчии, гравелиты и конгломераты; редко встречаются линзы известняков. Наличие красноцветов, широкое развитие грубообломочных пород с плохо окатанными гальками и весьма однообразный состав фауны позволяют предполагать, что часть осадков образовалась в континентальных условиях. Суммарная мощность вулканогенных и осадочных пород формации до 2—3 км.

По петрохимическим особенностям лавы среднего и основного состава соответствуют андезито-дацитам, андезитам и базальтам, а кислого — дацитам, в меньшей мере липаритам. Средний вычисленный

состав формации отвечает андезито-дациту с пониженным содержанием щелочей и полевошпатовой извести. В составе щелочей натрий преобладает над калием. Непрерывность ряда пород и наличие их переходных типов свидетельствуют об относительно слабых процессах дифференциации магмы, протекающих к тому же, видимо, на небольших глубинах (Кузубный, Каймакова, Свечников, 1967). В качестве элементов-примесей в породах встречаются медь, свинец, цинк, титан, никель, хром, кобальт, ванадий, марганец, галлий и цирконий. Преобладающее количество элементов содержится в близких к кларковым значениям. Постмагматические изменения выражаются в хлоритизации, карбонатизации, окварцевании и альбитизации пород. Для пропилитизированных вулканитов формации иногда характерна рассеянная сульфидная минерализация. Формация вмещает ряд мелких месторождений медных и полиметаллических руд (Чудакское и др.).

Андезито-базальтовая формация представлена вулканитами балгынской, кедровской, джалтырской и ларихинской свит, проявляющимися в визейских депрессиях и грабен-синклиналиях. Мощность отложений 2—6 км (Д. Г. Ажгирей, 1966 г.). Эффузивы и туфы, так же как и осадочные породы, заполняющие глубокие депрессии, вовлечены в интенсивную складчатость и подверглись метаморфизму, более значительному, чем породы кварцкратофировой и андезито-дацитовой формаций. Ведущую роль играют пироксеновые и плагиоклазовые базальтовые, плагиоклазовые и роговообманковые андезитовые порфириды и их туфы. Реже встречаются дациты. Субвулканические тела сложены диабазовыми и диоритовыми порфиридами, микрогаббро и габбро-диоритами. Для пород формации характерно повышенное содержание полевошпатовой извести и пониженное — щелочей с преобладанием натрия над калием. Постоянно присутствующие в породах свинец, цинк, медь, никель и другие халькофильные элементы содержатся в количестве ниже кларковых значений. (Ажгирей, Воробьев, Дьячков и др., 1967). В породах формации размещаются редкие рудопоявления золота и полиметаллов.

Плагиогранит-порфировая формация была выделена в результате детальных работ П. В. Иншина, П. Ф. Иванкина, В. С. Кузубного, З. М. Нурбаева, Д. Г. Ажгирея и других геологов. До этого при геологических съемках интрузии картировались как эффузивы и сопровождающие их субвулканические тела (Яковлева, 1956, 1963 г.). Выделение порфировых интрузий в самостоятельный комплекс привело к пересмотру многих вопросов магматической геологии и металлогении Алтая.

Устанавливается два этапа активного формирования пород формации. Первый этап — девонский — проявился в области сопряжения с Горным Алтаем. Ему отвечает среднедевонский комплекс порфировых интрузий Белоубинско-Южноалтайской зоны (Ажгирей и др., 1968). Второй этап охватывает нижний карбон и характерен для всей территории Рудного Алтая (Иванкин, Иншин, Кузубный,

1960, 1961; Иншин, Иванкин, Кузубный, 1964; Ажгирей и др., 1965, 1967). Геотектоническая обстановка внедрения порфировых интрузий характеризуется сменой режима устойчивого погружения на режимы инверсионных поднятий. Этот процесс, как показали, детальные исследования, протекал в Юго-Западном Алтае дифференцированно, что и обусловило разновременность внедрения интрузий в различных частях региона. Порфировые интрузии, таким образом, занимают определенное положение в ряду щелочноземельных магматических образований Рудного Алтая. Они завершают процессы вулканизма геосинклинальных этапов и предшествуют становлению крупных масс гранитоидов¹.

В Белоубинско-Южноалтайской зоне формация представлена силлово-лакколитовыми залежами, дайками и линейными телами кварцевых порфиров, кварцевых альбитофиров, кварцевых плагиопорфиров, альбитофиров, кварц-полевошпатовых порфиров, гранит-порфиров, фельзит-порфиров, дацитовых и трахитоидных порфиров. Краевые части тел часто сложены туфовидными порфирами и эруптивными брекчиями. Интрузивы локализуются в глубинных разломах, прорывают отложения среднего девона и пересекаются верхнедевонскими (?) габбро-диабазами. Обломки порфировых пород описаны в отложениях верхнего девона (Ажгирей и др., 1965, 1967; Ажгирей, Ажгирей, Коробов, 1968). Протяженность отдельных тел до 20 км, а всего пояса около 400 км (см. рис. 8).

Породы формации пересыщены кремнекислотой, глиноземом, содержание щелочей высокое (до 10—11%); среди последних чаще преобладает калий. Характерно наличие летучих компонентов (CO_2 , F, H_2O). В целом по своим особенностям породы близки к средним типам кварцевых порфиров и липаритов по Р. Дэли. Часть пород имеет отчетливо выраженную трахитоидную специализацию. Средний состав комплекса отвечает кварцевому порфиру. В качестве постоянных элементов-примесей присутствуют медь, свинец, цинк, хром, никель, кобальт, галлий, цирконий, ванадий, олово, молибден, бериллий, бор, висмут. Для полиметаллической ассоциации элементов отмечается преобладание меди с содержанием ее в 1,5—2 раза выше кларковых значений.

Порфировые интрузии нижнего карбона наиболее развиты в Рудноалтайской зоне и также локализованы в региональных разломах и сопряженных трещинах (см. рис. 8, 10). Они прорывают дислоцированные отложения девона и турне. Интрузивные тела сложены массивными, флюидално-полосчатыми, брекчиевидными и сферолитовыми кварцевыми порфирами и плагиопорфирами, альбитофирами и кварцевыми альбит-порфирами, фельзит-порфирами, кварц-полевошпатовыми и туфовидными порфирами, гранит-порфирами

¹ Поэтому в ранних публикациях авторов формация была названа «комплексом добатолитовых порфировых интрузий» (Иванкин, Иншин, Кузубный, 1960, 1961). Впоследствии аналогичные интрузии многими были описаны для Урала, Малого Кавказа и других регионов.

и плагиогранит-порфирами. Краевые части тел нередко представлены эруптивными брекчиями, состоящими из различных по размеру обломков порфиров и вмещающих пород, сцементированных порфировой и мелкообломочной массой или вторичными минералами — хлоритом, серицитом, кварцем. Это свидетельствует, с одной стороны, о многофазности становления порфировых интрузий, а с другой — о близкповерхностных условиях их образования и обилии в магме газовой-жидкой фазы. Морфология тел — штоки, лакколитообразные залежи, силлы и дайки. Размер их меняется от 0,3—0,5 до 15—20 км². Многие разновидности пород встречаются в пределах одного и того же тела и имеют взаимные переходы. Породы гранит-порфирового облика развиты преимущественно в более глубоко эродированных структурах, в частности в низах разреза среднего палеозоя и в толще ордовика. Фельзиты и сопровождающие их брекчии широко распространены во фронтальных частях крупных штоков, в местах выклинивания поясов порфировых залежей и в более высоких стратиграфических уровнях среднепалеозойского разреза.

Петрохимические данные свидетельствуют о пересыщенности интрузивных порфиров кремнекислотой и глиноземом. В отличие от девонских порфировых интрузий породы относительно бедны щелочами, при этом натрий преобладает над калием, реже наоборот (за счет вторичной калишпатизации). Большая часть пород и средний состав комплекса близки к кварцевому порфиру по Дэли. Характерны следующие элементы-примеси: медь, цинк, свинец, титан, никель, кобальт, хром, ванадий, галлий, цирконий, марганец, серебро, молибден, иттрий, иттербий. Содержание их близкое к кларковым значениям.

Термальный метаморфизм для интрузивов, несмотря на довольно значительные размеры тел, не характерен. Гранит-порфиры сопровождаются очень узкими зонами роговиков с эпидотом, кварцем, калиевым полевым шпатом, серицитом. У контакта фельзит-порфиров вмещающие породы испытывают лишь слабую перекристаллизацию, которую далеко не всегда можно установить без микроскопа, а также окварцевание и серицитизацию (Иншин, Иванкин, Кузбный, 1964). Наряду с этим породы интрузивов подверглись интенсивным и широко проявленным постмагматическим изменениям, приведшим к образованию сульфидизированных пропилитов и кварцитов. С ними связаны также многочисленные рудные объекты (описание их см. далее).

Габбро-диабазовая формация слагает пояс интрузивных штоков, силлов, лакколитообразных залежей и даек габбро-диабазов, диабазов, диабазовых порфиритов и габбро-диоритов. Ширина тел меняется от 100—150 м до 1—2 км, длина до 10—15 км. Интрузивные пояса приурочены к зонам глубинных разломов, которые характеризовались значительной тектонической подвижностью в среднегерцинское время. Наиболее крупным является Белорецко-Маркакульский пояс, имеющий длину более 300 км при средней ширине около 10 км. Количество габброидных тел в нем

более ста. Обломки габбро-диабазов обнаружены в основании нижнего карбона (Д. П. Авров, 1959 г.; Ажгирей и др., 1965, 1967).

По составу породы формации относятся к меланократовым, слабо насыщенным кремнекислотой и бедным щелочами. Они близки к оливиновым диабазам по Дэли, но отличаются от последних избытком полевошпатовой извести. Элементами-спутниками пород являются медь, свинец, кобальт, никель, цинк, реже серебро, олово и молибден. Фоновые содержания халькофильных металлов превышают кларковые значения. Породы формации интенсивно амфиболлизированы, хлоризированы, эпидотизированы и сопровождаются убогой медной и медно-пирротиновой минерализацией. Встречается также кварцевожильное полиметаллическое оруденение.

Габбро-плагиогранитная формация проявляется в Иртышской структурно-формационной зоне (Осевая и Юго-Западная подзоны). Внедрение интрузий происходило в раннем карбоне, вероятнее всего в поздневизейское — раннеамурское время, в период замыкания геосинклинальных прогибов. Установлено, что породы формации прорывают и метаморфизуют девонские, турнейские и нижневизейские отложений, а обломки их содержатся в конгломератах малоульбинской свиты (А. М. Марьин, Г. В. Назаров, Г. Г. Ткаченко, Е. С. Шуликов, 1966 г.).

Габбро-плагиогранитная формация представлена силлами, дайками, штоковидными и плитовидными залежами серпентинизированных дунитов, перидотитов, пироксенитов, гальк-хлоритовых пород, амфиболитов, амфиболлизированных габбро и габбро-диабазов, габбро-норитов, габбро-диоритов, тоналитов, плагиогранитов и плагиогранодиоритов. Ширина тел меняется от 10—20 м до 4—5 км, а длина по простиранию достигает 12—15 км. В прошлом предпринимались попытки расчленить весь этот набор пород на разновозрастные комплексы (Хорева, Мурина, 1962; Хорева, 1963; Нехорошев, 1958, 1966 и др.). А. М. Марьин в 1966 г. объединил эти породы в один комплекс, в составе которого различаются четыре фазы: гипербазитовая (дуниты, перидотиты, пироксениты, серпентиниты), габброидная (габбро-диабазы, диабазы, амфиболиты, габбро, габбро-нориты, габбро-лабрадориты, диориты и другие породы в разной мере дифференцированных габброидных интрузивов), диоритовая (диориты и тоналиты) и плагиогранитная (плагиограниты, плагиогранодиориты, гранодиориты, адамеллиты, граносиениты, плагиогранит-порфиры и гранодиорит-порфиры). В целом все эти породы близки обычной габбро-плагиогранитной формации, выделяемой в других регионах (Кузнецов, 1964). В петрохимическом отношении это единый непрерывно-прерывистый щелочноземельный ряд пород от гипербазитов до плагиогранитов и плагиогранодиоритов. Породы насыщены кремнекислотой, бедны щелочами и содержат повышенное количество полевошпатовой извести и фемических компонентов. В составе щелочей резко преобладает натрий. В качестве характерных элементов-примесей в близких к кларковым значениям присутствуют никель, кобальт, хром, медь, ванадий, цирконий, олово.

С габброидами Иртышской зоны тесно связано медно-пирротинное оруденение, реже железорудные скарны и кварцевожильные существенно медные рудопроявления. Встречаются также рудопроявления никеля, хрома, асбеста и др.

Формации орогенных этапов развития

Габбро-гранодиорит-гранитная формация ранее была выделена и монографически описана Н. А. Елисеевым (1938) под названием змеиногорского комплекса. В этом очень пестром по составу комплексе, состоящем примерно из 60 средних и мелких плутонов ведущую роль играют плагиограниты, граниты и адамеллиты, слагающие около 60% площади интрузивных тел комплекса, а также гранодиориты и гибридные кварцевые диориты, составляющие более 30% площади интрузивов. Размеры массивов меняются от 20—25 до 200—500 км² и более (рис. 11, вкладка, см. также рис. 8). Гранитоиды прорывают и метаморфизуют толщи среднего палеозоя (девон — визе), континентальные отложения намюра — среднего карбона (малоульбинская свита) и, по меньшей мере, часть разреза верхнего карбона — нижней перми (?) (сержихинская свита). Сами они рассекаются гранитами калбинского типа (Чернов, Гаврилова, 1957; Нехорошев, 1958; Звягинцев, 1965; Кузубный, 1966 и др.). Наиболее вероятный возраст формации средний (или поздний) карбон — ранняя пермь. Имеется точка зрения о раннекаменноугольном возрасте комплекса (Каюпов, 1959; Богданова, 1963; Нехорошева, 1966). Значения абсолютного возраста по калиевому полевому шпату и биотиту (аргоновый метод) колеблются от 215 до 385 млн. лет с максимумом значений (70%) в пределах 300—329 млн. лет, что подтверждает позднепалеозойский возраст формации.

Плутоны размещаются дискордантно, контролируясь структурами антиклинального типа и крупными разломами разных направлений. Анализ взаимоотношений магматических пород с геологическими структурами и стратиграфическим разрезом приводит к выводу, что вертикальная протяженность зоны становления интрузий, вероятно, превышала 7—8 км. В северо-западной части Рудного Алтая количественно преобладают типичные гипабиссальные фации пород, в средней и юго-восточной частях обнажены более глубокие части комплекса. Морфология интрузивов определяется сочетанием структурно-тектонических факторов. Обычно проявляются межформационные залежи и лакколиты — односторонние и двухсторонние (симметричные и асимметричные), наклонные и сундучные. Широко развиты разнообразные по размеру штоковидные тела, трещинные интрузии (в породах нижнего и среднего палеозоя) и силлообразные залежи (в толщах нижнего карбона и верхнего палеозоя). Общими особенностями формации являются многофазность интрузий и большая пестрота их состава, преобладание средне- и мелкозернистых, нередко порфировидных структур над крупнозернистыми, широкое развитие жильных образований (гранит-порфиры, плагиогранит-

порфиры, гранодиорит-порфиры диоритовые и диабазовые порфиры, аплиты и др.) при отсутствии пегматитов, проявление процессов гибридизма в эндоконтактовых зонах массивов, высокая основность плагиоклазов, широкое развитие в поздне- и послемагматической этапы в гипабиссальной зоне процессов альбитизации, калишпатизации и эпидотизации. Выявлено четыре фазы: габброидная (габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы и др.), гранодиоритовая, (гранодиориты, гибридные кварцевые диориты, реже адамеллиты, плагиограниты и др.), гранит-плагиогранитная (плагиограниты, граниты, адамеллиты, реже гранодиориты и др.) и гранитная (средне-мелкозернистые биотитовые и лейкократовые граниты, плагиограниты, аплитовидные граниты, аплит-порфиры, гранофиры, аплиты). В количественном отношении резко преобладают породы гранит-плагиогранитной (около 50%) и гранодиоритовой (36—38%) фаз. Габброиды слагают около 4—5%, а мелкозернистые граниты 5—6% общей площади массивов. На долю жильных пород приходится не более 2%. Внутри каждой фазы различаются породы главной интрузивной фазы, дополнительных интрузий и жильные образования (Чернов, Гаврилова, 1957; Кузбный, 1966). Установлено, что все сложные массивы пространственно связаны с длительно развивающимися дизъюнктивными структурами и глубинными разломами. Тектоническая мобильность последних приводила к периодическому подновлению магмаподводящих каналов, пульсирующему поступлению магмы из глубинного очага и различному распределению ее в верхних горизонтах земной коры. Простые интрузивы (однофазные) формируются на удалении от мобильных тектонических структур. Выявляется также и другая закономерность — относительно простое строение глубоко эродированных интрузивов и более сложное строение массивов, размещающихся в верхних частях комплекса.

В петрохимическом отношении формация выделяется относительно резкой полярностью состава пород. Характерно обогащение пород кремнекислотой и щелочами от ранних фаз к поздним при постоянном преобладании натрия над калием. Нормативное содержание полевошпатовой извести присуще только для основных пород, а щелочей — для поздних дифференциатов, с чем связана повышенная активность натрия и калия при автотаморфизме гранитов. Средний состав магмы комплекса близок дациту и гранодиориту по Дэли. Отличия от первого заключаются в более низком содержании щелочей и полевошпатовой извести, а от второго, кроме того, меньшей фемичностью. Характерные элементы-примеси: медь, цинк, свинец, кобальт, никель, титан, ванадий, барий, стронций, галлий, марганец и цирконий. Содержание их выше или близкое к кларковым величинам.

Контактовое воздействие проявляется в интенсивном ороговиковании вмещающих пород. В экзоконтактовых зонах сложных по строению малоглубинных интрузивов размещаются скарновые железорудные, меднорудные и полиметаллические месторождения, а также кварцевожильные железорудные, медные и полиметаллические

рудопроявления. Крупные глубоко эродированные массивы гранитоидов, напротив, не сопровождаются рудной минерализацией или бедны ею (см. рис. 11).

Вулкано-плутоническая формация трахилипарито-дацитов и субвулканических гранитов — гранодиоритов проявляется в наложенной грабен-мульде. Она представлена вулканогенными отложениями сержихинской свиты (верхний карбон — нижняя пермь?) и субщелочными гранитами и гранодиоритами, описанными Л. И. Звягинцевым (1965) и Н. Г. Бузковой (1969 г.). Имеющиеся данные свидетельствуют о геологической одновозрастности и тесной ассоциации эффузивных и интрузивных пород и позволяют рассматривать их в составе единой верхнепалеозойской вулканоплутонической формации.

Сержихинская свита сложена дацитами и трахидацитами, липарито-дацитами и трахитоидными липарито-дацитами, липаритами и трахилипаритами, андезит-дацитами, андезитами и базальтами. Широко развиты силлы андезитовых, андезит-дацитовых порфиритов и дацитовых и липарито-дацитовых порфиров. Для верхней части разреза свиты характерны экструзивные залежи черных липаритов и трахилипаритов. Суммарная мощность вулканогенных отложений 1,5—1,8 км. Образование формации происходило в наземных условиях в этап орогенных движений. Ведущую роль, судя по всему, играли извержения центрального типа.

Интрузивные породы формации представлены главным образом субвулканическими невадитовыми гранодиоритами и гранитами. Небольшие силлы, лакколитообразные и штоковидные тела локализируются в основании эффузивов, а также в разрезе сержихинской свиты. Их размещение намечает характерную кольцевую структуру. Размеры тел меняются от 1—2 до 8—10 км². По времени формирования гранитоиды объединяются в две фазы: 1) невадитовые гранодиориты, гранодиорит-порфиры, реже диориты; 2) роговообманковые, роговообманково-биотитовые, гастингситовые и лейкократовые граниты. Жильные породы — комендитовые порфиры и гранит-порфиры — редки. Общая последовательность становления формации такая: вулканогенные породы существенно трахилипарито-дацитового состава → невадитовые гранодиориты и диориты I фазы → липариты → граниты II фазы → жильные комендитовые порфиры и гранит-порфиры.

Возрастные взаимоотношения пород формации с гранитоидами змеиногорского комплекса сложны и недостаточно выяснены.

В петрохимическом отношении породы формации отличаются повышенным содержанием щелочей (преимущественно натрия), что, по-видимому, является следствием образования пород в орогенный этап развития Рудного Алтая. Характерно относительно высокое содержание кремнекислоты и пониженное — феррических компонентов и полевошпатовой извести. Средний рассчитанный состав магмы отвечает трахитоидному дациту. Постмагматические изменения пород

в общем незначительны и выражаются в окварцевании, серицитизации, хлоритизации и эпидотизации.

Формация малых интрузий альбитофиров - порфиров представлена многочисленными дайками, реже мелкими штоками и лакколитообразными телами кварцевых альбитофиров, плагиогранит-порфиров и гранит-порфиров, кварцевых порфиров, альбит-порфиров и фельзит-порфиров, андезитовых и базальтовых порфиров, микродиоритов, диабазов, спессартитов и габбро-диабазов. Малые интрузии образуют компактные протяженные пояса северо-западного, субмеридионального и субширотного простирания и широко развиты на скарново-рудных и колчеданно-полиметаллических рудных полях. Ранее малые интрузии рассматривались в качестве жильных отщеплений гранитоидов змеиногорского комплекса (Елисеев, 1938; А. К. Каюпов, 1957 г.), самостоятельного комплекса малых интрузий, которому придавался то позднепалеозойский — мезозойский (Усов, 1936; Нехорошев, 1958; Шипулин, 1958 и др.), то среднекарбонный (Богданова, 1963) возраст. Некоторые исследователи различают дайки схизолиты гранитоидов змеиногорского комплекса (в том числе развитые на скарново-рудных полях) и более поздние интрузии, имеющие значение самостоятельного верхнепалеозойско-мезозойского (?) комплекса, сопровождающего образование колчеданно-полиметаллических руд (Иванкин и др., 1957, 1960, 1961; Иванкин, 1962; Ведерников, 1960; Воробьев, 1963). Поэтому объединение перечисленных образований в одну формацию и возраст последней являются в значительной степени условными.

Наиболее детально малые интрузии изучены в пределах массивов змеиногорских гранитоидов, а также на рудных полях скарнового и колчеданно-полиметаллического типов (Шемонаихинское, Таловско-Рулихинское, Березовско-Белоусовское, Зыряновское и др.). Для интрузий характерны следующие общие особенности: связь с мобильными тектоническими зонами и глубинными разломами, подновленными в поздние этапы, линейное размещение тел в структурах, устойчивость петрографического состава пород и их относительная свежесть, массивность сложения и явления закалки на контактах. Все это наряду с наличием в дайках экзотических обломков глубокометаморфизованных пород фундамента свидетельствует о связи интрузий с глубинным магматическим очагом и о становлении их в условиях тектонических движений консолидированного континента.

В сложных массивах гранитоидов змеиногорского комплекса выделяется две последовательно формирующиеся серии постгранитных даек. В составе ранней серии установлены плагиогранит-порфиры, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диоритовые и диабазовые порфириты, кварцевые диабазы, габбро-диабазы и эруптивные брекчи. Вторая (поздняя) серия даек включает кварцевые альбитофиры, фельзит-порфиры, плагиогранит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, кварцевые альбит-порфиры, диоритовые и диабазовые порфириты, диабазы, спессартиты, габбро-диабазы

и оливиновые габбро-диабазы. Внутри каждой серии сначала формировались дайки кислого, а затем основного состава (Кузубный, 1966, 1967). Иногда отмечаются дайки сложного симметричного строения. Поздняя серия пород дифференцирована сильнее (липариты — базальты), чем ранняя (липариты — кварцевые базальты). В составе щелочей натрия всегда преобладает над калием. Характерными элементами-примесями в породах являются медь, свинец, цинк, никель, кобальт, титан, ванадий, марганец, цирконий, хром, барий, галлий. По количеству резко преобладают халькофильные элементы.

Малые интрузии, развитые на скарново-рудных месторождениях, сложены плагιοгранит-порфирами, гранит-порфирами, кварцевыми альбитофирами, альбитофирами, гранодиорит-порфирами, диоритовыми и диабазовыми порфиритами, кварцевыми диабазами и габбро-диабазы. Иногда встречаются сложные дайки, боковые части которых представлены диабазами, а центральные — плагιοгранит-порфирами и гранит-порфирами (Шемонаихинское и Верхубинское месторождения). Количество тел на отдельных месторождениях меняется от единиц до сотни и более. Малые интрузии всегда имеют тесную пространственно-структурную связь со скарново-рудными залежами, что указывает на единство путей, по которым проникали магматические расплавы и минералообразующие растворы. По времени становления дайки кислых пород предшествуют образованию скарнов и руд и поэтому подвергаются скарированию и орудению (Таловское, Рулихинское, Верхубинское месторождения). Наиболее поздние дайки вплетаются в скарново-рудный процесс (Шемонаихинское, Верхубинское, Сургутановское месторождения). По петрографическим особенностям и составу аксессуарных минералов дайки скарновых месторождений в общем аналогичны послегранитным жильным породам ранней серии в гранитоидах.

Малые интрузии серноколчеданных медных и полиметаллических месторождений Рудного Алтая представлены кварцевыми альбитофирами, фельзит-порфирами, плагιοгранит-порфирами, кварцевыми порфирами, кварцевыми, плагииоклазовыми, роговообманковыми и плагииоклаз-роговообманковыми порфиритами, микродиоритами и диоритовыми порфиритами, диабазами и диабазовыми порфиритами, спессартитами и габбро-диабазы (Иванкин, 1957, 1960, 1962; Ведерников, 1960; Воробьев, 1963 и др.). Количественно преобладают крайние дифференциаты ряда — кислые (кварцевые альбитофиры) и основные (диабазовые порфириты, лампрофиры и габбро-диабазы) породы. Малые интрузии на рудных полях широко проявляются на относительно небольших площадях, соизмеримых по масштабам с размерами месторождений. Концентрации дайковых пород на отдельных месторождениях значительные и по подсчетам П. Г. Ведерникова (1960) иногда составляют 16% (Зыряновское) и даже 21% (Березовское) от площади участков. За пределами месторождений количество даек резко уменьшается.

По данным многих геологов (П. Ф. Иванкин, Д. И. Горжевский,

Г. Ф. Яковлев, П. Г. Ведерников, П. В. Иншин, Ю. Ю. Воробьев, Ф. К. Шипулин, А. А. Гармаш, В. С. Кузубный и др.), малые интрузии на рудных полях являются поздними магматическими образованиями, внедрившимися в дислоцированные и нарушенные разломами складчатые толщи. Кислые магматические инъекции предшествовали основному. На некоторых полиметаллических месторождениях (Березовское, Иртышское, Золотушинское, Камышинское) выделяются (Ведерников, 1960; Воробьев, 1963; Кузубный, 1966) малые интрузии первого этапа (плаггиогранит-порфиры, кварцевые порфиры, диоритовые и диабазовые порфириты), являющиеся дорудными, и малые интрузии второго этапа (кварцевые альбитофиры, фельзит-порфиры, плаггиогранит-порфиры, порфириты, диабазы, спессартиты и габбро-диабазы), которые по времени образования предшествуют и сопутствуют процессам дорудного гидротермального метаморфизма. Порфириты и диабазы на многих месторождениях внедряются в конце дорудного этапа или в течение собственно рудного этапа, разделяя разные его стадии (Хисамутдинов, 1956; Ведерников, 1960; Воробьев, 1963 и др.).

В. С. Кузубным (1967) малые интрузии первого этапа сопоставляются с дайками ранней серии в змеиногорских плутонах, а второго этапа — с жильными породами поздней постгранитной серии.

Обобщение материалов показало, что комплексу малых интрузий, развитых на крупнейших колчеданно-полиметаллических месторождениях, свойственна определенная петрографо-геохимическая зональность, с которой закономерно сопоставляется зональность гидротермально-метасоматических пород и полиметаллический минерализации (Ведерников, Иванкин, 1968). В целом становление поздней рудно-магматической системы, наиболее продуктивной на полиметаллы, представляется в следующем виде (от ранних образований к поздним); 1) кварцевые альбитофиры, фельзит-порфиры и плаггиогранит-порфиры; 2) гидротермальные растворы, образующие зоны пиритизированных серицит-кварцевых пород, кварцитов, хлоритовых, доломитовых и кварц-карбонатных пород; 3) порфириты, диабазы, спессартиты и габбро-диабазы; 4) сульфидные флюиды, образующие основную массу медно-цинковых и полиметаллических руд. Наблюдаемые пространственные группировки (пучки) гидротермальных зон, рудных залежей и малых интрузий на рудных полях отражают существование между этими образованиями парагенетических связей.

Д и а б а з - д и о р и т о в а я формация (катойский комплекс) проявляется в юго-восточной части Иртышской зоны (А. М. Марьин, Г. В. Назаров, Г. Г. Ткаченко и Е. С. Шуликов, 1966 г.). Она представлена микродиоритами, диоритами и диоритовыми порфиритами, кварцевыми диабазовыми порфиритами, габбро-долеритами, оливиновыми долеритами, диорито-сиенитами, габбро-монцонитами, андезитовыми и дацитовыми порфиритами. В отличие от более древних габброидов породы характеризуются свежим обликом, массивным сложением и хорошо сохранившимися ортомагматическими

структурами. Раньше эти породы частично относились к эффузивным образованиям (джалтырская свита) либо рассматривались в составе змеиногорского комплекса.

Интрузивы образуют небольшие по протяженности пояса sillобразных залежей, штоков и даек. Наиболее крупные интрузивы (до нескольких квадратных километров) прорывают континентальные отложения палеозоя — среднего карбона, но сами срезаются слюдяными гранитами калбинского комплекса. Становление интрузивов происходило в условиях малых (приповерхностных) глубин и сопровождалось взрывными явлениями. Породы характеризуются повышенным содержанием щелочей и дефицитом полевошпатовой извести. Типичные элементы-примеси: медь, титан, хром, никель, ванадий, галлий, кобальт, цинк, свинец, сурьма. Заметных скоплений рудные минералы не дают.

Формация мигматитов и анатектических гранитов представлена гнейсовидными гранитоидами, мигматитами, метасоматическими гранитами и гнейсами кристаллической полосы Иртышской зоны смятия. Гнейсо-граниты слагают шесть лентовидных массивов, заключенных в зоне Иртышского глубинного разлома. Они срезают герцинские складчатые структуры под острым углом ($5-10^\circ$), прослеживаясь по простиранию на 80—100 км. Ширина гранито-гнейсовых лент меняется от 200—500 м до 6—7 км (см. рис. 8, 11). Характерным элементом морфологии является пологое погружение массивов по простиранию (до $20-35^\circ$), что совпадает со склонением линейной ориентировки минералов в гранитоидах и вмещающих породах. Большинство интрузивов имеет сложную акмолитообразную форму.

Гнейсовидные гранитоиды прорывают и замещают отложения девона, верхнего визе (джалтырская свита) и, возможно, верхнего палеозоя (В. П. Гаврилова, 1959 г.; Кузбный, 1967; Воробьев, Щеголева, 1967). Пермские граниты их пересекают. Таким образом, наиболее вероятный возраст пород поздний карбон — нижняя пермь. Определение абсолютного возраста гранитоидов аргоновым методом дает цифры по биотиту (шесть проб) от 270 ± 15 до 313 ± 10 млн. лет, что в общем согласуется с геологическими данными. К. Г. Богданова, Б. Я. Хорева, Р. К. Григайтис, В. П. Нехорошев и другие считают эти гранитоиды более древними образованиями (среднедевонскими и нижнекаменноугольными).

Внутреннее строение массивов в общем простое. Выделяются гнейсовидные гранодиориты, гранодиорито- и диорито-гнейсы, гранито-гнейсы, гнейсовидные плагиограниты, реже адамеллиты, имеющие взаимные переходы и слагающие более 75% площади. Менее распространены биотитовые, двуслюдяные и лейкократовые граниты (15—18%). Все эти породы пересекаются жильными аплитовидными и пегматоидными гранитами, аплитами и пегматитами. Б. Я. Хорева (1963), Ю. Ю. Воробьев и Е. Н. Щеголева (1967) указывают на более сложное строение интрузивов юго-восточной части Иртышской зоны смятия и на связь их с гранитоидами змеиногорского комплекса.

Формирование анатектических гранитоидов и сопровождающих их метаморфических пород в зоне глубинного разлома, отличающегося высокой проницаемостью, происходило на глубинах порядка 4—4,5 км в условиях мощных стрессовых напряжений.

В петрохимическом отношении породы характеризуются пересыщенностью глиноземом и значительными колебаниями в содержании кремнекислоты, полевошпатовой извести и суммы щелочей. В составе последних обычно преобладает натрий. Характерными элементами-примесями являются ванадий, медь, свинец, хром, титан, галлий, цинк, кобальт, никель, цирконий, стронций, барий, олово, молибден и марганец. Стнейсовидными гранитоидами в Иртышской зоне смятия связаны гидротермально измененные породы (кварцсерицитовые, существенно кварцевые, эпидот-актинолитовые, эпидот-актинолит-хлоритовые и др.), золоторудные и меднорудные кварцевые жилы и небольшие залежи железных руд (Иванкин, 1957; Кузубный, 1967).

Формация добатолитовых субвулканических плагиогранитов-гранодиоритов проявляется в Калбе, Нарыме и юго-восточной части Иртышской зоны, за пределами полиметаллического пояса. Эти породы описаны под названием кунушского комплекса (Лопатников, Дьячков, Мыслик, 1968)¹. Эффективными аналогами таких интрузий, вероятно, являются вулканы Калгутинской мульды Нарыма (см. рис. 8, 10). Комплекс представлен небольшими субвулканическими массивами и штоками гранодиоритов, плагиогранитов и гранитов (первая фаза), а также дайками гранодиорит-порфиров, плагиогранит-порфиров, гранит-порфиров, фельзит-порфиров и кварцевых альбитофиров (вторая фаза), которые в совокуности образуют несколько протяженных региональных поясов северо-западного простирания (Прииртышский, Теректинский, Кулуджунский и др.). Наиболее крупные массивы размещаются в узлах пересечения глубинных разломов северо-западного и субширотного простираний. Возраст их позднекарбонный или, возможно, позднекарбонный — раннепермский. Определение абсолютного возраста пород по биотиту подтверждает геологические данные.

По составу породы близки к средним типам гранодиоритов и гранитов. Они пересыщены глиноземом и богаты или умеренно богаты кремнекислотой и щелочами. Наиболее характерными элементами-примесями являются свинец, медь, цинк, никель, ванадий, титан, марганец, галлий и цирконий. Для жильных пород типичны альбитизация и березитизация. Измененные породы содержат золотосодержащий пирит, арсенопирит, шеллит, анкерит и золото. Все эти минералы постоянно встречаются также в кварцевых жилах, сопровождающих описанные интрузивы.

¹ Небольшие по размерам догранитные порфировые интрузии в Нарыме и Калбе были описаны ранее Г. Н. Щербой (1957).

Вулканиты Калгутинской мульды представлены трахидацитами и липаритами эффузивной и субвулканической фаций. Они образуют силлы, штоки и дайки. Изучением вулканитов выявлена петрографическая и петрогеохимическая близость их с интрузивами кунушского комплекса. В целом эта верхнепалеозойская эффузивно-интрузивная ассоциация имеет общие черты с вулканоплутонической формацией трахилипарито-дацитов и субвулканических гранитов — гранодиоритов Рудноалтайской зоны. Отличается она структурным положением, преобладанием интрузивных пород и существенно золоторудной металлогенической специализацией.

Формация гранитов «батолитового» типа представлена слюдяными гранитами, описанными под названием калбинского комплекса, пермских гранитов калбинского и горноалтайского типа (Елисеев, 1938; Нехорошев, 1958, 1966; Щерба, 1957; Иванкин, 1960, 1962; Ажгирей и др., 1965, 1967 и др.). Главная масса гранитов сосредоточена в структурах Калбы и Нарыма, где они слагают крупный плутон (см. рис. 8). Для формации характерны антиклиналь-плутоны, лакколиты и массивы купольно-сводовой формы, вписывающиеся в складчатые структуры вмещающих пород. Реже встречаются дискордантные штоковидные и плитовидные интрузивы. Граниты прорывают и метаморфизуют дислоцированные отложения от среднего девона до верхнего карбона включительно, а также все описанные выше интрузивные комплексы. Сформировались они в пермское время.

Результаты определений абсолютного возраста гранитов Калба-Нарымской зоны по биотиту (аргоновый метод), полученные в последние годы в лабораториях КазИМС, ИГН АН КазССР и ВКГУ, 280—290 млн. лет (Б. А. Дьячков и В. В. Лопатников), слюдяных гранитов Рудноалтайской зоны (Саввушинский, Правоубинский массивы и массив Россыпного белка) — 190—280 млн. лет (Н. М. Кужельный, М. А. Осипов, К. Г. Богданова), а Белоубинско-Южноалтайской зоны (Белоубинский и Черневинский массивы) — 240—253 млн. лет (М. Г. Хисамутдинов и Ж. Д. Никольская).

По данным Б. А. Дьячкова и В. В. Лопатникова в Калба-Нарымской зоне выделяется три фазы гранитов. Первая фаза представлена средне- и крупнозернистыми, обычно порфировидными биотитовыми гранитами, адамеллитами и гранодиоритами (слагают 40—50% площади интрузивов), вторая — равномерносреднезернистыми гранитами и реже гранодиоритами (30—40%), третья — крупнозернистыми биотитовыми лейкократовыми гранитами и аляскитами (20—30%). В составе каждой фазы, кроме того, выделяются доплитительные интрузии (мелко-среднезернистые и мелкозернистые биотитовые и лейкократовые граниты) и жильные образования (аплитовидные граниты, аплиты, аплит-пегматиты, пегматиты и кварцевые жилы).

Граниты Калбы и Нарыма, в отличие от змеиногорских, переиспещены глиноземом, но бедны полевошпатовой известью. В составе щелочей калий и натрия присутствуют в равных количествах или

первый преобладает. Средний состав магмы близок к граниту. Характерными элементами-примесями, присутствующими в кларковых и более высоких значениях, являются олово, вольфрам, бор, литий, бериллий, молибден, висмут, мышьяк, иттербий, свинец, цирконий, ниобий, в меньшей мере церий, лантан, галлий, титан и другие.

Слюдяные граниты Рудноалтайской зоны (комплекс гранитов калбинского типа) формировались в две фазы. Н. М. Кужельный (1965 г.) доказывает более сложное строение Саввушинского массива. По петрогеохимическим особенностям породы близки к гранитам Калбы и Нарыма. Гранитные массивы Белоубинско-Южноалтайской зоны являются однофазными и формируются по схеме: порфировидные слюдяные и микроклиновые граниты → мелкозернистые двуслюдяные и лейкократовые граниты (дополнительные интрузии) → жильные породы (аплитовидные граниты, аплиты, пегматиты).

Постмагматические изменения гранитов проявляются в их микроклинизации, грейзенизации, турмалинизации и окварцевании. В Калба-Нарымской зоне со слюдяными гранитами связаны редкометалльные и редкоземельные пегматиты, а также оловянно-вольфрамовое оруденение грейзенового и кварцевожильного типов (Елисеев, 1938; Щерба, 1957; Шавло, 1958; Лопатников и др., 1968). Реже встречаются пегматиты, грейзены и кварцевые жилы. В Рудноалтайской зоне гранитам сопутствует убогая кварцевожильная вольфрам-молибденовая минерализация (Елисеев, 1938). В Белоубинско-Южноалтайской зоне известны грейзены, медно-молибденовая и кварцевожильная вольфрамитовая минерализация. В экзоконтактных зонах встречаются железорудные скарны и медно-свинцово-цинковое оруденение.

Формация постбатолитовых малых интрузий диоритов—гранодиорит-порфиров проявляется в виде протяженных субширотных поясов даек, пересекающих все структурно-формационные зоны Юго-Западного Алтая. Ширина поясов меняется от 800—900 м до 2,5—3 км, а длина равна десяткам километров. Количество даек в отдельных разрезах до 70 и более. Мощность тел колеблется от 0,2—0,4 до 18—20 м, длина по простиранию — от первых сотен метров до 2—3 км. Падение крутое (65—80°) и вертикальное.

По возрасту дайки позднепермские, а возможно и мезозойские. По составу различаются диабазы, оливиновые диабазы, диабазовые порфириты и габбро-диабазы, диоритовые порфириты и кварцевые монзонит-порфиры, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые порфиры и фельзит-порфиры. Преобладают диоритовые и гранодиорит-гранитные интрузии. Встречаются дайки сложного состава.

Петрохимически основные породы близки к мелафирам. Средние породы отличаются переменным содержанием кремнекислоты, фемических компонентов и суммы щелочей, изменяясь по составу от

керсантитов до диоритов. Кислые породы отвечают гранитам (Богданова, 1960). Характерные элементы-примеси: медь, свинец, цинк, галлий, никель, кобальт, хром, ванадий, барий, олово, литий, и бериллий. На руды комплекс не продуктивен.

Формации субплатформенного (завершенной складчатости) этапа развития

Трапсовая андезито-базальтовая формация представлена небольшими по размеру силлообразными залежами микродиоритов и диоритовых порфиров, диабазов и конга-диабазов, долеритов и толейитов, выявленными в крайней северо-западной части Рудного Алтая (см. рис. 11), в юрских угленосных отложениях Луговской мульды (Беляев, Лишкевич, Полтараков, 1963). Породы относительно насыщены щелочами с резким преобладанием натрия над калием. По средним составам они близки к авгитовому андезиту и кварцевому базальту по Дэли. В качестве элементов-примесей присутствуют никель, кобальт, хром, титан, галлий, марганец, ванадий, медь, цинк и свинец. Рудных концентраций в связи с трапзовыми интрузиями на Рудном Алтае не установлено.

Выводы и некоторые методические вопросы

Выделенные в Юго-Западном Алтае магматические формации могут быть сгруппированы в три петрогенетических ряда, свойственных различным типам подвижных зон.

Первый ряд включает кварц-кератофировую, андезито-дацитовую и плагиогранит-порфировую формации геосинклинального этапа, габбро-гранодиорит-гранитную, вулcano-плутоническую трахилипарито-дацитов и субвулканических гранитов — гранодиоритов и малых интрузий альбитофиров — порфиритов орогенного этапа. По времени формирования этот ряд охватывает период от нижнего девона до перми.

Все формации ряда обладают четко выраженным петрогеохимическим родством, преемственностью рудной минерализации и являются комагматическими образованиями, связанными единством места проявления и общностью глубинной очаговой зоны (Иванкин, 1960, 1962; Кузбный и др., 1970). Для них характерно многообразие петрографических типов пород с вариациями от основных до ультраосновных разностей. Во всем ряду резко преобладают кислые и умеренно кислые породы, отличающиеся избытком кремнекислоты и неравномерным содержанием щелочей с преобладанием натрия над калием. Геохимическая специализация комплексная. В кларковых и близких к ним значениях установлены халькофильные, сидерофильные и литофильные элементы, свойственные различным типам магм. Ведущую роль играют халькофильные элементы, определяющие металлогеническую специализацию всей Рудноалтайской петрографической провинции.

Комагматический ряд формаций проявляется в геоантиклинорной зоне Рудного Алтая, резко отличающейся от других структурно-формационных зон Юго-Западного Алтая эвгеосинклинальным типом развития в герциновое время и глубинным строением. Широкое развитие разломов, активно проявляющихся в условиях относительно неглубокого залегания базальтового слоя и повышенной его мощности (соотношение мощностей «гранита» и «базальта» составляет 1 : 2—1 : 5) определило своеобразие тектонического развития региона и образование сложного по составу и растянутого во времени щелочноземельного ряда магматических формаций. С учетом реального разнообразия состава магматических пород этот ряд называется смешанным, а по территориальному признаку — рудноалтайским. Особенности вещественного состава магматических формаций этого ряда объясняются с позиций гипотезы глубинной ассимиляции базальтовой магмой кислого материала гранитного слоя при вертикальной миграции магматических очагов (Кузнецов, 1964; Кузубный, 1966). Четко выраженная халькофильная специализация магм проявилась в образовании медных и полиметаллических месторождений Рудного Алтая.

Сравнительное изучение магматических формаций рудноалтайского ряда в отношении их металлоносности показывает, что халькофильные металлы отделялись от вторгавшихся магм в течение всего средне- и позднепалеозойского магматизма. При этом в качественном отношении минерализация существенно не изменялась. Для большинства формаций и комплексов установлены рудопроявления меди, цинка и свинца, которым сопутствуют золото, серебро и другие металлы. Эта металлогеническая унаследованность согласуется с петрогеохимической родственностью комагматических формаций и указывает на определенную специализацию исходной магмы.

В количественном отношении металлизация с течением времени менялась в сторону закономерного увеличения рудоотложения. Ранние формации и комплексы практически непродуктивны, средние — малопродуктивны, а продуктивность поздних малых интрузий весьма высокая. Менялся от комплекса к комплексу набор рудных формаций (Иванкин, Иншин, Кузубный, 1961). В настоящее время нет оснований утверждать, что каждая магматическая формация приносила с собой все возрастающее количество металлов. Более того, сугубо приближенные подсчеты показывают близкие значения суммы металлов по некоторым формациям. Поэтому не подлежит сомнению, что с течением времени возрастала степень концентрации металлов (Иванкин, 1960, 1962; Иванкин, Иншин, Кузубный, 1961; Кузубный, Попов, 1966). Есть основания считать, что причина этого кроется в изменении характера связи оруденения с магматическими породами во времени. Установлено, что наиболее тесные связи оруденения с магматическими породами свойственны ранним эффузивно-экструзивным и резко гипабиссальным комплексам, а наиболее удаленные (генетические, парагенетические) — поздним магматическим формациям. Поэтому в целом для комагматического ряда можно

отметить, что по мере развития магматического процесса растет тенденция удаления во времени и в пространстве минерализующих растворов от материнской породы и одновременно возрастает роль факторов концентрированного отложения металлов.

Второй ряд магматических формаций сжат во времени формирования (поздний карбон — пермь) и представлен двумя формациями орогенного этапа — добатолитовых субвулканических плаггиогранитов — гранодиоритов и гранитов «батолитового» типа (Лопатников, Дьячков, Мысник, 1968; Кузубный и др., 1970). Он характерен для миегосинклинальной зоны унаследованного развития (Калба-Нарымская), отличающейся повышенной мощностью гранитного слоя и сокращенной базальтового. Соотношение мощностей «гранита» и «базальта» составляет 1 : 1—1 : 1,5 (Кузубный и др., 1970). По составу магматических пород ряд называется гранитным, а по территориальному признаку — калбинским.

Для формаций ряда характерна устойчивость петрографического состава пород (граниты, реже гранодиориты), которые отличаются от магматических образований рудноалтайского ряда низкой фемичностью, повышенным содержанием глинозема, щелочей и преобладанием калия над натрием в составе последних. Металлогеническая специализация ряда литофильная, существенно редкометаллическая; для добатолитовой формации, по данным Б. А. Дьячкова, А. М. Мысника и В. В. Лопатникова (1968), ведущим металлом является золото.

Гранитный ряд формаций, таким образом, проявляется в условиях, резко отличных от рудноалтайских. Глубинные очаги, генерирующие кислые магмы, в подвижной зоне со значительным погружением базальтового слоя формировались вне пределов влияния последнего, вероятнее всего в основании складчатых комплексов. Активное развитие этих очагов в позднепалеозойское время и обусловило проявление в пределах Калбы и Нарыма гранитного ряда формаций и связанного с ними редкометаллического и золотого оруденения.

К третьему ряду магматических формаций относятся формации базальтовой магмы — габбро-диабазовая, андезито-базальтовая, габбро-плаггиогранитная, диабаз-диоритовая, а также своеобразная формация мигматитов и анатектических гранитов. Они формируются в период от позднего девона до перми. В составе базальтоидных формаций ведущую роль играют базальты и андезиты или их интрузивные аналоги (габброиды, реже диориты) и продукты метаморфического преобразования последних и частично вмещающих пород. Петрогеохимические черты пород являются типичными для продуктов основных магм. Кислые породы практически отсутствуют или имеют (габбро-плаггиогранитная формация) резко подчиненное развитие и являются продуктами дифференциации базальтовой магмы, частично ассимилировавшей породы верхних горизонтов земной коры. Формации этого ряда размещаются в пределах Иртышской и Белоубинско-Южноалтайской структурно-формационных зон и присущи им как зонам длительно и активно развивающихся глу-

бинных разломов, проявившихся на склонах рудноалтайского поднятия базальтового слоя. Разрез земной коры в этих зонах является переходным между рудноалтайским и калба-нарымским. Соотношение мощностей «гранита» и «базальта» составляет 1 : 1,3—1 : 2,5.

Пространственное размещение пород рассматриваемого формационного ряда тесно связано с протяженными ветвями глубинных разломов, достигающими уровня подкорового слоя. Эти же структуры являются магмоподводящими. Базальтоидные формации имеют халькофильную и сидерофильную специализацию (медно-пирротиновое, медно-полиметаллическое и хромово-никелевое оруденение); формация мигматитов и анатектических гранитов сопровождается золото- и железооруденением. С этим связано проявление на Алтае регионального медно-пирротинового пояса, а также золоторудных и железорудных линий.

Краевые подзоны различных структурно-формационных зон Юго-Западного Алтая отличаются пространственным совмещением магматических и рудных формаций разных рядов.

Описанные ряды комагматических формаций закономерно увязываются с геолого-структурными особенностями района и имеющимися данными по глубинному строению. Они являются геологическими индикаторами особенностей глубинного строения герцинских структурно-формационных зон, определяют их петрографическое и металлогеническое лицо и позволяют объяснить причины давно установленной на Алтае региональной металлогенической зональности.

Таким образом, применение формационного метода в условиях Юго-Западного Алтая позволило выявить генетические ряды магматических формаций. Последние, как показано выше, свойственны различным типам структурно-формационных зон, глубинных геотектонических блоков и определяют поясовое размещение оруденения в региональном плане. Размещение формаций в конкретных тектонических структурах различных зон в свою очередь определяет закономерности проявления в них рудных линий, узлов, районов и полей.

Анализ металлоносности магматизма во времени приводит к выводу о наибольших потенциальных возможностях поздних, преимущественно орогенных формаций каждого ряда. Так, наиболее перспективными в отношении промышленного полиметаллического оруденения являются габбро-гранодиорит-гранитная формация и формация малых интрузий альбитофиров — порфиритов рудноалтайского ряда (смешанный ряд формаций), редкометального и золотого оруденения — соответственно формации гранитов «батолитового» типа и добатолитовых субвулканических плагиогранитов — гранодиоритов (гранитный ряд формаций), медно-пирротинового оруденения — габбро-плагиогранитная формация базальтоидного ряда и т. д. Все это дает возможность вплотную подойти к количественной оценке рудоносности формаций и этапов геотектонического развития металлогенических зон и рудных районов.

Вместе с тем, говоря о потенциальной металлоносности магматических формаций, являющихся главным источником металлов, не следует забывать и о другой стороне процессов рудогенеза — роли вмещающей среды (литологический и стратиграфический контроль оруденения, характер и степень метаморфического преобразования вмещающих пород, их физико-механические, химические и другие особенности) и структурно-тектонических факторов. Значение этих факторов в рудоотложении, как показано в соответствующих главах и разделах работы, трудно переоценить. В связи с этим часто получается так, что вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные формации геосинклинального этапа, имеющие малые или незначительные потенциальные возможности в отношении генетически связанного с ними концентрированного оруденения, являются рудовмещающими толщами, а проявляющиеся в них структуры — рудолокализирующими для промышленных руд. Поэтому при оценке реальных перспектив рудоносных площадей и конкретных структур в процессе крупномасштабного прогнозирования важно учитывать весь комплекс металлогенических факторов.

Наиболее интересными с позиций магматизма на Рудном Алтае оказываются мобильные в тектоническом отношении участки и структуры с широким развитием в них средне-верхнепалеозойских рудоносных (потенциально перспективных) и рудовмещающих (благоприятных для рудолокализации) формаций. Типичным примером является сочетание пород кварц-кератофировой, габбро-гранодиорит-гранитной формаций и формации малых интрузий альбитофиров — порфиритов в висячих боках и узлах сопряжений и пересечений глубинных разломов и связанных с ними дизъюнктивов. Важное значение в рудолокализации полиметаллического оруденения имеют длительно развивающиеся вулкано-тектонические структуры, размещающиеся вблизи гранитоидов и насыщенные залежами малых интрузий. Такие участки и структуры весьма благоприятны для обнаружения промышленных месторождений и поэтому всегда должны выделяться на средне- и крупномасштабных прогнозно-металлогенических картах особо.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Закономерности пространственного размещения месторождений меди, свинца и цинка на Рудном Алтае наряду с другими обусловлены также и структурно-тектоническими факторами. Поэтому разработка структурно-тектонических критериев прогнозирования имеет первостепенное значение. Прогнозные рекомендации обычно даются с учетом различных конкретных структурных элементов, образующих закономерные пространственные сочетания — структурные парагенезисы. Морфометрические особенности таких сочетаний очень многообразны и разделение их на группы с разной потенциальной возможностью для локализации оруденения должно явиться

одной из основных задач прогнозирования. С другой стороны, перспективность того или иного сочетания структурных элементов обусловлена совокупностью стратиграфо-литологических, магматических и других особенностей геологической обстановки, обязанных тектоническому режиму развития данного участка земной коры. Выявление особенностей тектонического развития рудоносных и безрудных площадей в среднем и позднем палеозое является важной практической задачей прогнозирования. Так как путями движения минерализующих растворов обычно служат тектонические нарушения разного рода, то выявление и разделение их по времени заложения, длительности развития и степени подвижности в периоды максимального проявления металлогенических процессов приобретает очень важное значение.

Решение этих задач для Юго-Западного Алтая в целом и отдельных его участков позволяет дифференцировать по степени перспективности обширные площади развития в целом благоприятных для оруденения геологических формаций, добиться конкретности даваемых оценок, а при наличии прямых признаков рудных процессов предсказать место и геологическую обстановку нового рудного района, поля или месторождения.

Среди факторов структурно-тектонического контроля можно различать региональные и локальные. Размещение рудных районов, полей и месторождений в региональном плане подчинено расположению основных тектонических элементов общей структуры полиметаллического пояса — зон глубинных долгоживущих разломов, антиклинориев, синклинориев и крупных блоков. Различия в строении и истории развития отдельных геотектонических зон Рудного и Южного Алтая обусловили, наряду с другими факторами, возникновение в полиметаллическом поясе нескольких подзон, отличающихся проявлением оруденения различного по возрасту, генезису и структурно-морфологическим особенностям.

Основными геотектоническими единицами полиметаллического пояса, как уже говорилось, являются Рудноалтайская, Белоубинско-Южноалтайская и Иртышская структурно-формационные зоны. В их строении участвуют синклинорные и антиклинорные складчато-глыбовые структуры, разделенные глубинными разломами длительного развития. Складчато-глыбовые структуры пояса сформировались в результате дифференцированного развития в течение геосинклинального и орогенного этапов герцинского тектоно-магматического цикла.

Рудноалтайская структурно-формационная зона состоит из Алейского и Синюшинского унаследованных и необращенных антиклинориев и расположенного между ними Быструшинского наложенного и необращенного синклинория. Различаются ядерные части антиклинориев, сложенные метаморфическими сланцами каледонского складчатого комплекса, крылья и области погружения, сложенные преимущественно геосинклинальным складчатым комплексом герцинид.

В Белоубинско-Южноалтайской зоне выделяются две четко индивидуализированные структуры, соответствующие структурно-формационным подзонам: Холзунско-Сарымсактинский обращенный раннегеосинклинальный линейный горст-антиклинорий и Белоубин-

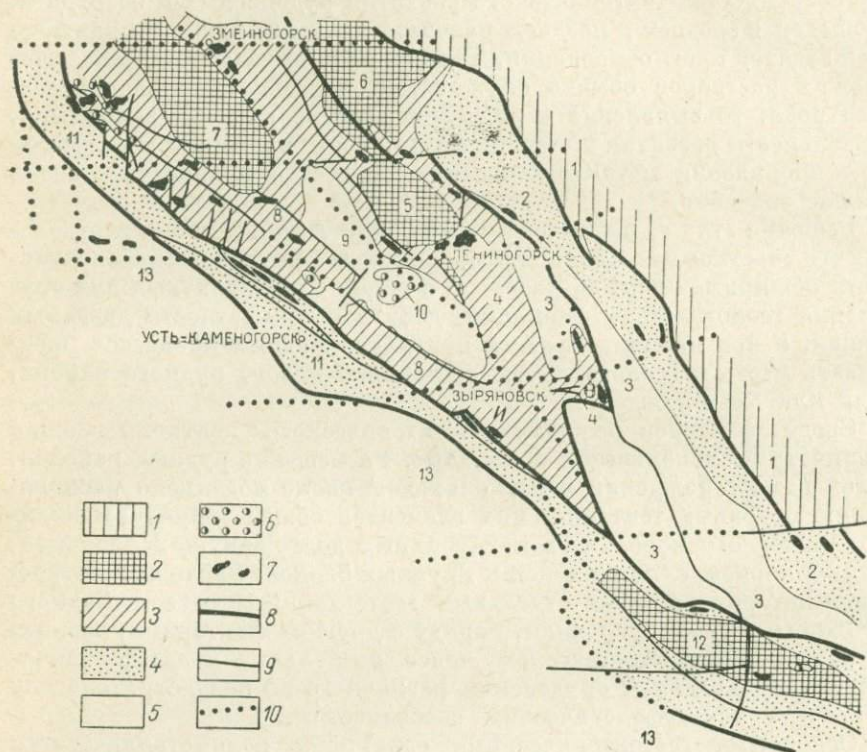


Рис. 12. Схема размещения месторождений полиметаллических руд в основных тектонических структурах Юго-Западного Алтая

1 — область преимущественно каледонской складчатости; 2—6 — область преимущественно герцинской складчатости: 2 — выступы каледонского складчатого комплекса в ядрах необращенных унаследованных и обращенных новообразованных антиклинорий, 3 — антиклинория необращенные унаследованные, 4 — горст-антиклинорий обращенные новообразованные раннегеосинклинальные, 5 — синклиндрии новообразованные позднегеосинклинальные (Быструшинский) и необращенные унаследованные (Белоубинско-Маймырский и Калба-Нарымский, частью испытавший интенсивное поднятие в позднем палеозое), 6 — орогенные позднепалеозойские грабен-мульды; 7 — рудные поля и месторождения; 8 — краевые разрывы — основные ветви систем глубинных разломов, определяющие положение границ наиболее крупных геотектонических блоков, соответствующих структурно-формационным зонам; 9 — региональные и крупные разрывы, сопряженные с глубинными разломами, определяющие положение границ структурно-формационных подзон и крупных блоков; 10 — скрытые региональные разрывы и поперечные (субширотные) глубинные разломы, выявленные по геолого-геофизическим данным

Структуры (цифры на схеме): 1 — каледониды Горного Алтая, 2 — Холзунско-Сарымсактинский горст-антиклинорий, 3 — Белоубинско-Маймырский синклиндрий, 4 — область погружения Синоюшинского антиклинория и Ревнюшинский антиклинорий, 5 — ядерная часть Синоюшинского антиклинория, 6 — Коргано-Холзунский блок Холзунско-Сарымсактинского горст-антиклинория, 7 — ядерная часть Алейского антиклинория, 8 — область погружения Алейского антиклинория, 9 — Быструшинский синклиндрий, 10 — Серджиинская мульда, 11 — Иртышский горст-антиклинорий, 12 — ядерная часть Курчумо-Кальдирского горст-антиклинория, 13 — Калба-Нарымский синклиндрий

ско-Маймырский унаследованный и необращенный синклинорий. Иртышская зона представляет собой обращенный раннегеосинклинальный линейный горст-антиклинорий шовного типа, сформировавшийся на месте унаследованного приразломного прогиба в результате рано наступившей частной инверсии. Собственно полиметаллический пояс охватывает северо-восточное крыло горст-антиклинория, соответствующее краевой Северо-Восточной подзоне.

Таким образом, общая структура пояса состоит из двух краевых линейных горст-антиклинориев, сформированных на месте внутренних геоантиклинальных поднятий и расположенных между ними линейных синклинориев (рис. 12). Эти структуры определили преобладающий северо-западный линейный план размещения оруденения. Однако в металлогеническом отношении региональные структуры неравноценны. Наибольшая концентрация полиметаллического оруденения характерна для унаследованных антиклинориев Рудноалтайской зоны — Алейского, Синюшинского и Ревнюшинского. В их пределах соответственно расположены рудные зоны колчедано-полиметаллического и свинцово-цинкового оруденения. Иртышский и Холзунско-Сарымсактинский обращенные антиклинории, характеризующиеся более четко выраженными устойчивыми погружениями в раннегерцинское время и поднятиями в средне- и позднегерцинское, менее рудоносны и отличаются совмещением типов месторождений, характерных для соседних зон: в Иртышском медно-пирротиновых, золоторудных и колчеданно-полиметаллических, в Холзунско-Сарымсактинском железорудных, редкометальных и полиметаллических. Разделяющие эти зоны синклинории, испытавшие устойчивые и значительные погружения в среднем палеозое, практически являются безрудными. Закономерное чередование рудоносных структур с безрудными является важной особенностью металлогении Алтая, позволившей разделить региональные структуры на перспективные и бесперспективные.

Второй не менее важной региональной особенностью размещения месторождений является закономерное чередование в пределах рудоносных структур рудных и относительно безрудных площадей, обусловленное продольной неоднородностью строения полиметаллического пояса. В продольном направлении структуры Юго-Западного Алтая разобщены поперечными субширотными скрытыми глубинными разломами. Решетка продольных и поперечных разломов с разными режимами развития обусловила наблюдаемое складчатоглыбовое строение полиметаллического пояса. Сопоставляя рис. 5 и 12, можно видеть соотношение складчатоглыбовых структур, выявленных в каледонском и герцинском комплексах пород, с глубинными неоднородностями земной коры.

Наименьшая глубина залегания нижнепалеозойского фундамента характерна для блоков, отвечающих узлам сопряжения северо-западных антиклинориев и широтных горстовых структур. Для этих блоков характерна сокращенная мощность девонских отложений и почти полное отсутствие осадков нижнего карбона а также

широкое развитие эффузивных и интрузивных пород преимущественно кислого состава. Узлы сопряжения синклинориев с широтными грабенами, напротив, отличаются значительной глубиной погружения нижнепалеозойского фундамента, большой мощностью преимущественно осадочных девонских и нижнекарбонových отложений в осевых частях синклиналей, а также относительно слабым развитием и малой дифференцированностью магматических пород. Все известные промышленные месторождения и подавляющая часть рудопроявлений локализируются в пределах блоков, расположенных в узлах сопряжения антиклинориев и широтных горстов, образуя четко выраженные рудные районы. Блоки-грабены практически безрудны.

Приуроченность месторождений к горстовым блокам унаследованных антиклинориев объясняется сильной их раздробленностью и проницаемостью для гидротермальных растворов, развитием в них вулканогенно-осадочных комплексов девона, отличающихся большой неоднородностью внутреннего строения, наличием вулканических центров, вулкано-купольных, жерловых структур, пестрофациальных расслоенных разрезов и т. п. Этот комплекс пород служил благоприятной средой для рудолокализации. В противоположность этому в синклинориях разрывная тектоника проявилась гораздо слабее. Глыбовые структуры ранних каледонид в унаследованных прогибах были перекрыты мощным осадочным комплексом герцинид и, вероятно, подобным же комплексом поздних каледонид. В наложенных позже геосинклиналиных герцинских прогибах глыбовые структуры девонских вулканогенных формаций также были погребены под мощным чехлом нижнекаменноугольных, преимущественно терригенных отложений. Поэтому в складчатых структурах синклинориев наблюдается лишь слабое, т. е. отраженное, влияние разрывных структур фундамента. В связи с этим общая проницаемость толщ для поздних магм и гидротермальных рудоносных растворов здесь оказалась малой.

Сочетанием северо-западных и широтных глубинных разломов объясняется в известной мере симметричное размещение в структурах Алтая основных рудных районов: Вавилонского, Прииртышского и Лениногорского; Бухтарминского, Зыряновского и Хамирско-Большереченского; Карчигинского и Сарымсактинского. Эти рудные районы вместе с редкометальными и золоторудными районами Зайсанской складчатой области образуют широтные зоны эндогенного оруденения (Воробьев, 1968).

Указанные региональные закономерности позволили обратить внимание на возможные перспективы Вавилонского, Бухтарминского, Хамирско-Большереченского и Сарымсактинского рудных районов, в пределах которых промышленные месторождения пока не выявлены.

Особо важная роль в структурном контроле оруденения несомненно принадлежит глубинным разломам северо-западного простирания. К ним относятся система региональных разрывов, а также

зон повышенного рассланцевания Иртышского и Калба-Нарымского глубинных разломов (Иртышская зона смятия), система разрывов Северо-Восточного глубинного разлома (Кедровско-Бутачихинская, Успенско-Корелинская и Белоубинская ветви Северо-Восточной зоны смятия). К этой же группе был отнесен и Шемонаихинско-Секисовский разлом. Названные разломы определяли положение границ структурно-формационных зон, подзон и крупных фациально-тектонических блоков. Многочисленные разрывы и полосы повторного повышенного рассланцевания в зонах глубинных разломов служили путями внедрения разновозрастных магматических образований и проникновения гидротермальных рудоносных растворов. Линейность самих рудных полей и месторождений также обусловлена непосредственной приуроченностью их к субпараллельным разрывам. Примерами месторождений, располагающихся в зоне Иртышского глубинного разлома, могут служить Березовское, Белоусовское, Иртышское, Ново-Березовское, Долинское, Сажавское, Джалтырское, Александровское и др. К разрывным нарушениям — ветвям Северо-Восточного глубинного разлома приурочены месторождения Тишинское, Шубинское, Успенское, Стрежанское, Старковское, Комаровское, Хамирское, Никитинское, месторождения хр. Сарымсақты (Южный Алтай) и др. Для всех этих месторождений характерно четкое северо-западное простирание рудных тел, линейная, линзовидная и лентовидная форма залежей.

Большое рудоконтролирующее значение имеют также крупные разрывы, непосредственно оперяющие глубинные разломы. К таким разрывам можно отнести системы северо-восточных, субмеридиональных и северо-западных дизъюнктивов ядра, юго-западного крыла и области погружения Алейского антиклинория, сопряженных с Иртышским и Шемонаихинско-Секисовским разломами. К ним тяготеют Орловское, Николаевское, Рулихинское, Бухтарминское, Заводинское рудные поля. С Березовским разломом сопрягаются системы разрывов субширотного простирания, ослабляющие Ревнюшинский антиклинорий. Эти разрывы являлись важными структурными элементами на Зыряновском рудном поле. Как правило, оперяющие разрывы играли роль рудоподводящих каналов. Месторождения же приурочиваются обычно к комбинированным структурам, в которых сочетаются разрывные рудоподводящие (и частью рудоконтролирующие) и рудовмещающие элементы, представленные разнообразными глыбово-складчатыми и вулкано-тектоническими формами типа рудных ловушек, определяющими линзовидную, пластообразную, жилеобразную и штокообразную сложную, часто неправильную форму рудных тел (Иванкин, 1957).

Многие исследователи (Г. Н. Щерба, В. Н. Любецкий, Ю. Ю. Воробьев, А. К. Каюпов, М. Г. Хисамутдинов, В. С. Кузбный, Н. И. Стучевский, П. С. Ревякин, В. В. Попов, Г. Ф. Яковлев и др.) придавали большое значение в локализации рудных полей системе субширотных (поперечных) глубинных разломов. Намечается, что именно участки пересечения глубинных разломов северо-

западного и субширотного направлений оказались весьма благоприятными для локализации рудных полей и узлов. Типичными примерами рудных полей, лежащих на пересечении систем разрывов субширотных и северо-западных глубинных разломов или тяготеющих непосредственно к первым, являются Лениногорский и Зыряновский узлы, Березовско-Белоусовское рудное поле, Бухтарминский и Снегирихинский узел и др. В сочетании с глубинными разломами достаточно четко проявилось влияние на рудоразмещение и складчато-глыбовых тектонических структур, в особенности в ядерных частях антиклинориев (Алейского, Синоштинского, Ревнюшинского, Курчумо-Кальджирского), где слоистые отложения в основном эродированы и на эрозионный срез выходит нижнепалеозойский ярус. Здесь господствующие тектонические направления — северо-западное и субширотное — проявляются как бы с одинаковой интенсивностью. Тектонические блоки велики по размеру и в плане имеют форму ортогональных многоугольников. В краевых частях антиклинориев, вдоль глубинных разломов с резким преобладанием северо-западного или широтного тектонического направления, структурные блоки имеют форму вытянутых линз и узких клиньев. Описанная решетка в основном была заложена в досреднедевонское время. Последующие вулканические процессы и осадконакопление шли в условиях сложно дифференцированных движений блоков этой решетки.

Максимальная рудоносность свойственна блокам, которые характеризовались большой подвижностью и контрастностью движений на протяжении всей герцинской истории и не испытывали в то же время односторонне направленных погружений или поднятий. Малопродуктивными (с локализацией небольших скарновых и меднопорфировых месторождений) являются горстовые блоки, которые сравнительно рано подверглись консолидации. Блоки, представленные грабен-мульдами, которые в герцинское время испытали весьма значительные погружения, практически являются безрудными (Иванкин и др., 1966).

В пределах антиклинориев наибольшее число продуктивных блоков приходится на их крылья и отчасти на умеренно погруженные участки ядер. Примерами подобной локализации рудных полей являются Орловское, Николаевское, Рудихинское, Змеиногорское, Заводинское, Золотушинское, Лениногорское, Зыряновское и др. К крыльям Синоштинского антиклинория, нарушенным Кедровско-Бутачихинским и Успенско-Корелинским разломами, приурочены Тишинское, Шубинское, Успенское, Стрежанское и другие месторождения Лениногорского района.

Необходимо отметить, что и в пределах собственно зон крупнейших глубинных разломов, т. е. в структурах Иртышского и Холзунско-Сарыmsактинского линейных антиклинориев, рудные поля и месторождения приурочены к их крыльям, почти не распространяются в осевые части. Так, например, Березовско-Белоусовское, Сажаевское и Александровско-Теректинское поля приурочены к се-

веро-восточным крыльям Иртышского и Курчумо-Кальджирского антиклинориев (к висячему боку зоны глубинного разлома). Тектонические особенности размещения месторождений в рудных районах позволили с учетом стратиграфических, магматических и других факторов расчленить при прогнозировании складчато-глыбовые структуры по степени их перспективности, определить границы известных и возможных рудных узлов и полей и тем самым сузить площади проведения первоочередных поисково-разведочных работ.

Региональные структурно-тектонические факторы имели доминирующее значение на размещение оруденения в течение всего герцинского тектоно-магматического цикла. Эти связи реализовались либо непосредственно (в виде прямой приуроченности к структурным элементам рудоносных гидротермальных растворов), либо косвенно (путем приуроченности магматических формаций). В геосинклинальную стадию развития отчетливо выступает значение ранних инверсионных линейных поднятий вдоль Иртышского и Северо-Восточного глубинных разломов, как структур вмещающих девонские и нижнекаменноугольные пояса порфировых и габбро-диабазовых интрузий со связанным с ними полиметаллическим и медно-пирротиновым оруденением. В пределах унаследованных антиклинориев в зонах глубинных разломов в геосинклинальную стадию формируются вулканогенные формации девона и нижнего карбона, накопление которых завершалось образованием ряда рудных формаций, таких как колчеданная, медно-порфировая, пропилит-кварцитовая и др.

В орогенную стадию на первый план выступает роль глубинных разломов на границах региональных антиклинорных и синклинорных блоков. Интенсивные блоковые движения охватывают также внутренние части и крылья антиклинориев. Это способствует проникновению огромных масс интрузивных пород змеиногорского комплекса, с которыми связано оруденение, представленное несколькими формациями. В это время заметную роль играют субмеридиональные и северо-западные разрывы. В позднеорогенный этап, т. е. в карбоне, наиболее проницаемыми для магм и гидротерм оказались те глубинные разломы, вдоль которых были уже сформированы зоны смятия. В них локализовались многие дайковидные интрузии и рудные зоны. В это время активизируются древние протяженные разломы субширотного направления. Несколько позже, в перми, во время внедрения гранитных интрузий калбинского комплекса вновь активизируются некоторые северо-западные и субмеридиональные дизъюнктивы, определяя наряду с глыбовыми структурами места локализации гранитных массивов пермского комплекса, сопровождавшихся на Рудном Алтае незначительным по масштабам редкометальным и полиметаллическим оруденением.

При прогнозировании и определении методики поисков и разведки оруденения (в особенности скрытых объектов) наряду со знанием региональных факторов структурного контроля оруденения необходимо учитывать закономерности локального структурного

контроля, определяющего конкретное местоположение рудных тел в пределах рудных полей и узлов. Эпигенетичность оруденения (и прежде всего промышленных рудных формаций) по отношению к структурам, сформировавшимся в среднем и позднем палеозое, проявилась не только в теснейшей зависимости пространственного размещения оруденения и вмещающих структур, но и в зависимости морфологии месторождений с особенностями этих структур. Наблюдаются также различия морфологии и генезиса складчатых форм в антиклинориях и синклинориях. Унаследованные антиклинории характеризуются складчато-глыбовой тектоникой, унаследованные прогибы — складчатой. Структура шовных антиклинальных зон, приуроченных к глубинным разломам, несет черты четкого линейного глыбово-складчатого (пластинчатого, клиновидного, линзовидного, чешуйчатого) строения с проявлением сдвиговой тектоники и пластических преобразований ранее сформированных структур.

В основе возникновения тех или иных морфологических (и генетических) типов наблюдаемых складчатых группировок лежит природа тектонических структур, глубина залегания консолидированного основания, состав пород, слагающих данную зону, характер движений по разрывам и другие причины. Сочетание всех этих факторов создает местные, совершенно конкретные тектонические условия развития рудно-магматического процесса, обычно не повторяющиеся в других частях полиметаллического пояса. Этим объясняется большое разнообразие реально наблюдаемых форм структурно-тектонического контроля оруденения.

П. Ф. Иванкин и А. В. Пуркин (1957) предложили выделять три группы рудоносных структур — рудных полей и месторождений: 1) за пределами непосредственного влияния региональных зон смятия; 2) в пределах региональных зон смятия; 3) на некотором удалении от региональных зон смятия, но приуроченных к геологическим структурам, сопряженным с региональными зонами смятия. В каждой группе ими выделены конкретные типы рудоносных геологических структур. Для первой группы характерны (в зависимости от положения рудных залежей в структурных этажах) рудные жилы, штоки или согласные многоэтажные послойные залежи, сочетающиеся с секущими рудными жилами. Для второй группы типичны тела, заключенные в сланцах-тектонитах и обладающие резко вытянутыми, лентовидными и линзовидными формами. Среди них по отношению к складкам различаются крутопадающие (секущие) и пологозалегающие (субсогласные) залежи. Для третьей группы характерны комбинированные структуры, в которых важную роль играют как рудолокализирующие послойные субсогласные срывы в осадочных и вулканогенных пачках, так и крутопадающие подводящие разрывные структуры. Здесь развиты многоярусные залежи, часто представлены слепыми согласными телами.

Г. Ф. Яковлев (1962 г.) выделяет три основных типа рудных районов: 1) рудные районы антиклинориев (глыбово-складчатый тип); 2) рудные районы зон смятия; 3) рудные районы синклинориев

(в антиклинальных подзонах синклиналиев). Для структур рудных полей первого типа определяющими факторами являются глыбовые складки, для второго типа ведущими являются зоны повышенного расланцевания, осложненные разрывами, для третьего — участки пересечения разломов, осложняющих складки. В соответствии с этим для первого типа рудовмещающие структуры представлены зонами межпластового срыва в комбинации с зонами повышенной трещиноватости. Второй тип выражен зонами повышенного расланцевания, трещиноватостью и разрывами, иногда в комбинации с зонами межпластового срыва и дробления. Третий тип характеризуется преобладанием трещин и разрывов.

Как показал богатый опыт разведок и эксплуатационных (шахтных и карьерных) работ последних лет, основные положения классификаций названных исследователями полностью сохраняют свое значение. Вместе с тем наши знания морфологии конкретных месторождений и рудных полей значительно углубились. В частности, были выявлены принципиально важные детали морфологии внутреннего строения рудных тел ряда месторождений. Более правильно стала оцениваться роль эффузивных и субэкструзивных пород во вмещающих толщах. Уточнены особенности пликативной и дизъюнктивной тектоники и их взаимосвязи. Выяснена роль интрузивных тел порфириров и порфиритов. Новый материал получен и по соотношению рудных тел с зонами расланцевания, разрывами, мелкими складками, эруптивными структурами и т. д. Рудничные материалы в совокупности с данными геологической съемки крупного масштаба позволяют уточнить роль некоторых структурных факторов в рудо-локализации.

Несмотря на выявившуюся большую индивидуальность структурных черт каждого отдельного месторождения, устанавливаются некоторые общие их особенности. Так, на всех месторождениях, залегающих в зонах смятия, выявляется одноплановость рудоподводящих (в основном секущие дизъюнктивы) и рудовмещающих структур. Это обстоятельство убеждает нас в дорудном возрасте такой структурной комбинации (не считая, конечно, небольших внутри- и пострудных движений) и не позволяют соглашаться с представлениями о доскладчатом возрасте руд. Конкретные взаимоотношения и формы локальных рудоподводящих и рудопоглощающих структур различаются для разных рудных полей. Так, для рудных тел, лежащих вне региональных зон смятия, рудоподводящими структурами служат: на Лениногорском рудном поле (по В. В. Попову, 1968) пересекающиеся местные крутопадающие разрывы северо-западного и субширотного направления, отражающие в верхнем этаже Центральный и Лениногорско-Семипалатинский разломы (особенно интересны места пересечения), на Зырянской группе месторождений (по М. Г. Хисамутдинову, 1964 г.) — крутопадающие разрывы и зоны интенсивного расланцевания и трещиноватости несквозного типа, оперяющие (отражающие) глубинный разлом, на Николаевском месторождении — дорудный Карьерный

разрыв, сопряженный с Иртышским глубинным сдвигом. Близкая к этой обстановка наблюдается на Орловском месторождении. Зоны всех рудоподводящих разрывов обычно отмечаются гидротермальными изменениями пород, вкрапленным или жильным оруденением.

Рудопоглощающими структурами на Лениногорском месторождении являются пологозалегающие многоярусные внутриформационные межпластовые зоны срыва, отслоения, брекчирования с концентрацией руд преимущественно на крыльях небольших

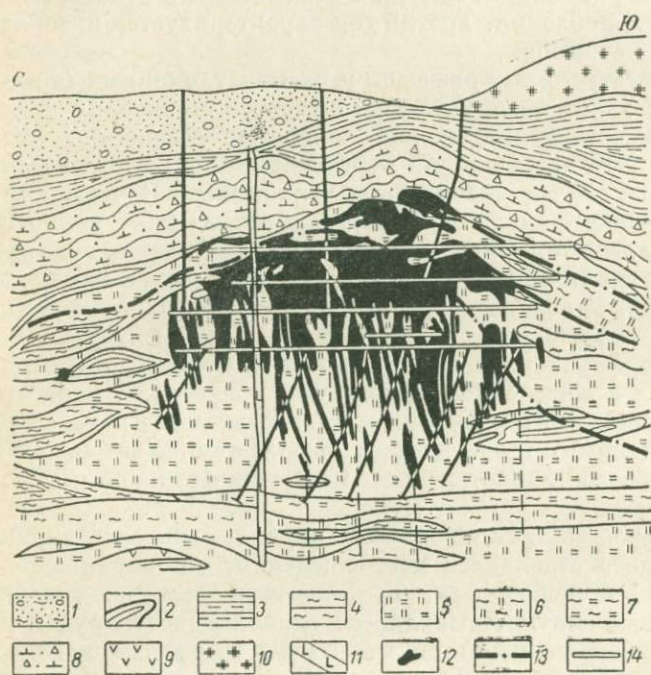


Рис. 13. Геологический разрез через Вторую Юго-Западную залежь Сокольного месторождения (по материалам Лениногорского рудника)

1 — рыхлые отложения; 2 — алевропелиты; 3 — известковистые алевропелиты; 4 — серицитизированные глинистые алевропелиты; 5 — микрокварциты; 6 — серицит-хлорит-кварцевые породы; 7 — серицитизированные микрокварциты; 8 — агломеративные средние и крупнообломочные туффы смешанного состава; 9 — микалеканитные плагиоклазовые порфиры; 10 — кварцевые альбит-порфиры; 11 — диабазы и диабазовые порфиры; 12 — полиметаллическая руда; 13 — тектонические нарушения; 14 — горизонтальные горные выработки

брахикуполов. Межпластовые тектонические зоны в хрупких породах сопровождаются густой сетью сопряженных с ними вертикальных трещин, выполненных рудными жилами и прожилками. Довольно четкую экранирующую роль выполняют алевропелиты «критического подгоризонта» верхней пачки кряковской свиты. Вместе с тем часть руд отложилась непосредственно в разрывных структурах. Например, крутопадающая, секущая к напластованию пород верхняя часть рудной залежи Лениногорского месторождения, приуроченная к разрыву скв. 50—53. Секущее положение к вмещающим алевропелитам кряковской свиты занимают и тела микрокварцитов на Сокольном месторождении (рис. 13).

На Зырянском месторождении оруденение локализовано в межпластовых и секущих зонах срывов и сильного рассланцевания пород на крыльях горст-антиклинали и в подводящих зонах

повышенного рассланцевания, образуя шатрового типа псевдопластообразные секущие напластование залежи при преимущественной локализации в благоприятных пачках пород. Песчаноглинистые пачки выполняют роль экранов.

На Николаевском месторождении образовались залежи сплошных сульфидов сложной формы в результате отложений руд как непосредственно в рудоподводящей зоне крутопадающего разлома, так и в сопряженной с ними «каркасной» системе небольших трещин, межпластовых зон отслоения и дробления, рассекающих довольно полого залегающие хорошо расслоенные эффузивно-пирокластические породы, смятые в небольшие крутые складки лишь вблизи разломов, а также в сочленяющихся с Карьерным разрывом более крупных межпластовых срывах (южные и северо-западные апофизы Крещенской залежи). Большое влияние на облик этой структуры оказали дорудные тела интрузий кварцевых альбитофиров (рис. 14).

На Орловском и Золотушинском месторождениях рудопоглощающие структуры также представлены межпластовыми нарушениями в сложных вулканогенно-осадочных толщах, смятых в довольно пологие складки, несколько осложненные приразломной более крутой складчатостью высоких порядков. И здесь важную роль играют субсогласные тела близповерхностных интрузий кварцевых альбитофиров. Структуры месторождений, залегающих непосредственно в пределах зон смятия, своеобразны. К ним относятся Березовское, Белоусовское, Ново-Березовское, Иртышское, Тишинское, Шубинское и другие месторождения. Рудоподводящие и рудолокализирующие системы здесь, как правило, в общем совмещены в одной обычно крутопадающей структуре, представленной весьма протяженной мощной сквозной зоной повышенного рассланцевания и гидротермальной переработки пород. Сквозные зоны повышенного рассланцевания связаны с продольными поясами крупных разломов длительного развития. По отношению к отдельным складчатым структурам такие зоны всегда несогласны (рис. 15). Но степень «несогласия» зависит от местоположения наблюдаемого отрезка зон. На участках развития крутопадающих моноклиналей или на крыльях складок (Березовское, Ново-Березовское, Тишинское месторождения)

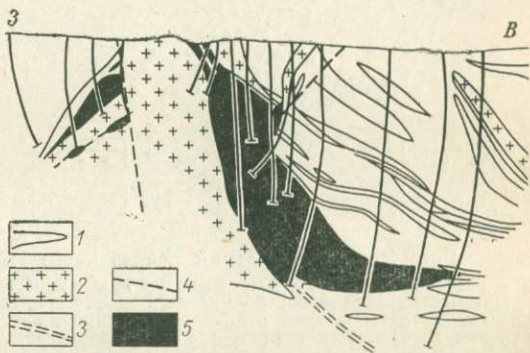


Рис. 14. Геологический разрез через Николаевское месторождение

1 — осадочно-вулканогенные породы; 2 — кварцевые альбитофиров; 3 — нарушенная зона Карьерного взбросо-сдвига; 4 — нарушенные зоны диэлюктивов третьего порядка; 5 — серноколчеданная, медно-цинковая и полиметаллическая руда

угол «несогласия» мал. На участках пологого залегания пород и в замковых частях складок он резко возрастает (Иртышское месторождение, зона Прогресс Белоусовского месторождения и др.). Длина зон измеряется несколькими километрами, ширина десятками и первыми сотнями метров.

Значительно реже проявился комбинированный тип структуры (Белоусовское месторождение), в котором сочленяются рудоконтролирующие крутопадающие секущие зоны и субсогласные пологие

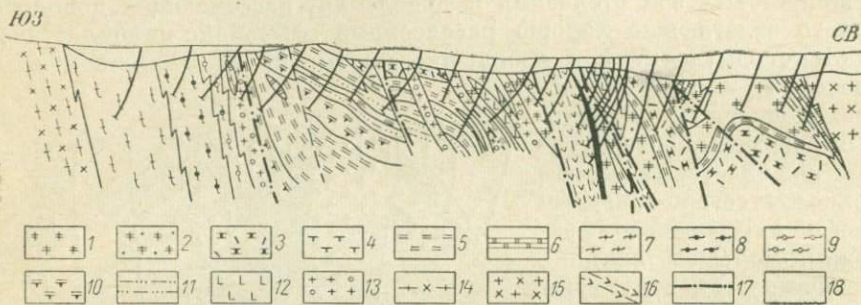


Рис. 15. Геологический разрез через Иртышское месторождение

1 — рассланцованные лавы, брекчиевые лавы, кристаллокластические туфы альбитофиров, кварцевых альбитофиров; 2 — рассланцованные кристаллокластические туфы, туфолавы, брекчиевые лавы и лавы кварцевых порфиров, кварцевых альбитофиров, альбитофиров, прослой псаммитовых туфитов; 3 — рассланцованные псаммитовые кремнисто-глинистые туфиты и кристаллокластические туфы кварцевых альбитофиров; 4 — глинистые и кремнистые сланцы, туфоалевролиты с прослоями туфопесчаников, реке туфов кварцевых альбитофиров; 5 — графитизированные кварц-серпичитовые сланцы по углисто-кремнисто-глинистым алевролитам; 6 — мраморизованные известняки; 7 — биотит-полевошпат-кварц-хлоритовые сланцы по переслаивающимся глинистым и известково-глинистым алевролитам; 8 — серпичит-кварцевые, реке серпичит-хлорит-кварцевые сланцы по глинисто-кремнистым алевролитам; 9 — кварц-серпичитовые сланцы по кремнисто-глинистым алевролитам; 10 — плагиоклазовые порфириты, плагиогранит-порфиры, альбит-порфиры и альбит-олигоклазовые порфириты; 11 — кварцевые альбитофиры, плагиогранит-порфиры; 12 — мелко-среднезернистые метаадамеллиты, биотитовые и биотит-мусковитовые метаграниты, лейкократовые метагранодиориты; 13 — среднезернистые биотитовые и роговообманковые плагиограниты и гранодиориты; 14 — зоны повышенного рассланцевания и гидротермального метасоматоза; 15 — тектонические нарушения; 16 — рыхлые отложения; 17 —

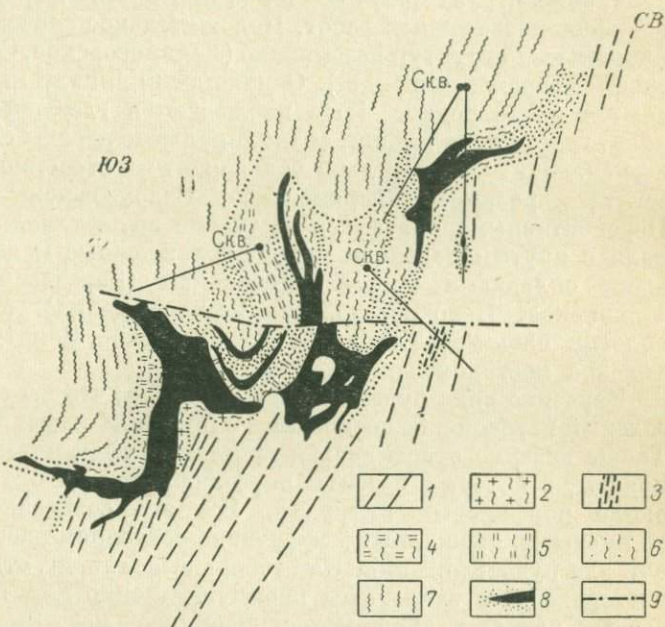
зоны повышенного рассланцевания, образовавшиеся при межформационных срывах толщ в складках горст-антиклинального типа. Рудные тела имеют форму узких лент, линз и сложных жил. Поведение рудных лент в вертикальной плоскости прямо зависит от склонения линейной тектонической ориентировки сланцев, что служит важным поисковым критерием. В поперечных разрезах рудные тела усложнены небольшими апофизами, обязанными заполнению рудой оперяющих разрывов, трещин и мелких складок в сланцах (рис. 16). Первичная слоистость в зонах повышенного рассланцевания в той или иной степени затушевывается; директивным структурным элементом является сланцеватость.

Пласты и слои компетентных пород разлинзовываются. Однако этот процесс переработки слоистых толщ в различных участках зоны смятия проявился с неодинаковой интенсивностью. Поэтому

местами значение первичной послонной анизотропии полностью не утрачивается, что отражается на внутреннем строении рудных зон. В зависимости от степени пластической деформации пород то ослабевает, то усиливается значение «обычных» зон трещиноватости и дробления; местами же дробление развивается позже и накладывается на зоны повышенного рассланцевания. В результате дорудной мощной гидротермальной переработки пород в зонах повышенного рассланцевания утрачивается и неоднородность первичного литологического состава пород. Поэтому избирательность замещения

Рис. 16. Разрез через залежь № 2 Белоусовского месторождения (по материалам Белоусовского рудника)

1 — рассланцованный кристаллобластический туф кварцевого порфира (порфиرويد); 2 — милонитизированный порфиرويد; 3 — углисто-слюдястые микросланцы; 4, 5, 6 — хлоритовые сланцы; 7 — кварц-карбонат-серпичит-хлоритовые сланцы с реликтами алевролитового туффа; 8 — руда сплошная и вкрапленная; 9 — разрывное нарушение



пород внутри рудопоглощающих структур этого типа проявляется слабее, чем в иных структурах. Но в целом рудные залежи приурочиваются к местам пересечения зонами повышенного рассланцевания пачек пород благоприятного состава (например, углистых сланцев или туфогенных пород кислого состава). Роль экранирующих осадочных толщ особенно четко выступает для пологозалегающих зон повышенного рассланцевания (Белоусовское месторождение). Экранируют оруденение и любые другие слабо рассланцованные породы, например гранодиориты и роговики (Ново-Березовское месторождение). Наиболее благоприятными для локализации оруденения явились места осложнения зон повышенного рассланцевания поздними дорудными (продольными, косыми или поперечными) разрывами и зонами дробления. Благоприятны также участки изгиба зон в плане и участки сопряжения зон со скрытыми субширотными и субмеридиональными разрывами.

Изучение рудных полей на глубину показало, что основные структурные элементы, определяющие локализацию залежей руд, расположены не случайно, а образуют сложные закономерные системы взаимосвязанных пликтивных и дизъюнктивных структур, вулканических, интрузивных тел, струй гидротермальных изменений пород и рудных залежей. Поэтому успешное прогнозирование новых месторождений зависит от степени раскрытия этих закономерных систем (более детально см. далее).

В заключение остановимся на вопросах оценки роли некоторых локальных структурных факторов при практическом осуществлении поисково-разведочных работ. Положительное значение мелких антиклинальных структур несомненно (Ленинское, Сокольское, Орловское месторождения и др.). Однако антиклинали как таковые встречаются очень редко. Чаще наблюдаются глыбовые брахиантиклинали, горст-антиклинали, антиклинальные изгибы слоев, приразломные складки. Очень сильно усложняют их строение межпластовые и секущие разрывы (Зыряновское, Белоусовское месторождения). Перспективными оказались не только антиклинали, но и моноклинали с крутым падением пород, усложненные мелкими приразломными складками и расланцеванием (Березовское, Иртышское, Тишинское, Ново-Березовское месторождения), а также участки пологих блок-моноклиналей (Николаевское, Золотушинское, Рулинское месторождения).

Изучение ряда рудных полей показало, что часть силлообразных залежей порфиров без оснований в прошлом относилась к эффузивам. Также неверно относились к кристаллотуфам нормально осадочные породы, в которых развиты порфиробласты альбита в виде шлейфа около порфировых интрузий. Все это создавало представление об имевшем, якобы, место эффузивно-осадочном разрезе, благоприятном для рудоотложения. Как теперь выясняется, отдельные крупные месторождения заключены преимущественно или полностью в осадочных разрезах (Тишинское, Ленинское, Зыряновское, Березовское месторождения). Порфировые же интрузивные субсогласные или секущие тела оказываются неотъемлемой составной частью структуры почти всех месторождений. Их роль в оформлении стиля рудоносной структуры и создании рудных ловушек должна быть полностью раскрыта предстоящими исследованиями. Но уже сейчас оправдано их выдвижение в качестве одного из несомненных структурных поисковых прогнозных признаков.

Весьма важным элементом рудных полей являются эруптивные (эксплозивные) брекчии. В ряде случаев они связаны с вулканическими процессами девона, в других они явно более поздние, близкие по времени к рудообразованию — внутрирудные и частью пострудные (Николаевское, Ленинское, Зыряновское и другие месторождения). Их распознавание и картирование должно быть неотъемлемой частью съемок, поисков и разведок.

Многими геологами подчеркивается значение вулканогенных образований типа вулканических аппаратов, околосерловых фаций

вулканокуполов, субвулканических тел и т. д. как структур, весьма благоприятных непосредственно для рудолокализации. Действительно, местами наблюдается близкое расположение месторождений к вулканическим центрам. Однако прямой связи между рудообразованием и жерловыми вулканическими фациями пород все же не устанавливается. В. В. Попов (1968) отмечает, что месторождения Лениногорского рудного района располагаются на небольшом удалении от вулканических центров (Лениногорское и Сокольное) или в их пределах (Тишинское). Анализ расположения вулканических центров и месторождений в пределах юго-западного крыла Алейского антиклинория и в других структурах также в большинстве случаев показывает их пространственное совпадение. Поэтому выяснение внутреннего строения вулканических центров вулканогенных толщ и фациального их картирования представляет задачу первостепенной важности. В свете фактически наблюдаемого многообразия типов рудовмещающих структур, большой роли в них эруптивных, субвулканических и вообще близповерхностных интрузивных образований становится понятным большое значение достоверного фациально-литологического (петрографического) расчленения рудоносных вулканогенных формаций для выяснения конкретной структурной обстановки рудоотложения.

Закономерности локального структурного контроля оруденения наиболее полно были использованы при крупномасштабном глубинном прогнозировании слепых рудных тел на месторождениях, рудных полях и узлах. Это позволило с учетом всей совокупности металлогенических факторов оценить потенциальную рудоносность каждой структуры, предсказать геологические условия локализации и вероятную морфологию рудных тел и глубину их залегания. Такой подход дает возможность во всех случаях определить последовательность поисково-разведочных работ и методику их проведения, а во многих случаях наметить места заложения буровых скважин.

Таким образом, разработанные на Рудном Алтае структурно-тектонические основы прогнозирования позволяют в зависимости от целей прогнозирования выявлять последовательно наиболее благоприятные региональные, провинциальные, локальные структуры, оценивать их перспективы с учетом всей суммы имеющихся данных по закономерностям локализации оруденения для различных районов полиметаллического пояса и определять направление и детальность поисково-разведочных работ по выявлению не только новых рудных районов, полей, месторождений, но и конкретных рудных тел.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И ИХ ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ЗНАЧИМОСТЬ

Уже на ранних этапах промышленного освоения Рудного Алтая вопросу систематики эндогенных месторождений по сумме тех или иных признаков уделялось много внимания. Однако почти во всех ранних классификациях за основу брали разновозрастность и

единство в генетическом отношении сульфидного оруденения. Строились они по минеральным или вещественным признакам. Такие классификации позволяют многие десятки и сотни мелких сульфидных рудопроявлений рассматривать как индикаторы крупных слепых месторождений. В действительности же на Рудном Алтае, характеризующемся крайне сложным и длительным магматизмом, постмагматические рудообразующие процессы проявлялись неоднократно и приводили к образованию разновозрастных рудопроявлений, экономическая значимость которых далеко неравноценна. Поэтому для прогнозно-металлогенических карт была разработана классификация эндогенных месторождений и рудопроявлений на формационно-генетической основе (Иванкин, Иншин, Кузбный, 1960, 1961). Она учитывает следующее: 1) форму проявления магматического процесса (вулканическая, вулканоплутоническая, плутоническая), тип магматической формации и глубину формирования месторождений; 2) пространственно-структурную и возрастную связь рудопроявлений с магматическими формациями, вмещающими вулканогенно-осадочными породами и тектоническими структурами; 3) предполагаемый характер связи оруденения с магматическими породами; 4) минералого-геохимические особенности окolorудно измененных пород, минеральные парагенезисы рудных зон и стадии их формирования; 5) условия образования окolorудно измененных пород. В течение последних лет она подверглась практической проверке во всех рудных районах. В таблицах 5—7 дана уточненная и несколько видоизмененная классификация по сравнению с ранее опубликованным ее вариантом.

Форма проявления магматизма на Рудном Алтае в палеозое неоднократно менялась, что привело к совмещению на одной территории разновозрастных вулканических, вулканоплутонических и плутонических (интрузивных) магматических формаций. Менялись и механизмы дифференциации разновозрастных магм и условия отделения от них постмагматических растворов, что и предопределило разнообразие формационных типов рудных месторождений, пестроту их фациальных и минералого-петрографических особенностей. Отделение растворов от магмы начинается еще в магматическую стадию и завершается после полной консолидации интрузий. Однако на процесс отделения рудоносных растворов сильно влияет глубина формирования и тектонические условия залегания магматических пород. Поэтому концентрация и рассеяние металлов у пород различной фации глубинности проявлялись по-разному.

Магматические формации Рудного Алтая сформировались в условиях различных глубин — в пределах нескольких километров. Вулканическим и вулканогенно-осадочным формациям свойственны наименее глубинные условия образования (подводные и приповерхностные), вулканоплутоническим — от приповерхностных и поверхностных до гиабиссальных (1,5 км). Становление интрузивов плутонических формаций происходило в широком интервале глубин — от 1—1,5 до 6—7 км. При определении глубинности образования

месторождений использовались геолого-структурные, магматические, минералого-геохимические критерии и положение их в стратиграфическом разрезе. В некоторых случаях удается приближенно определить мощность перекрывающих толщ в период рудообразования (Иванкин, Кузубный, 1960).

Принадлежность рудной минерализации к той или иной магматической формации, как показал опыт, устанавливается достаточно надежно на тех площадях, где имеются удовлетворительные геологические карты масштаба 1 : 50 000 и более детальные и где сами минерализованные зоны петрографически и минералогически полно изучены. При этом должны быть использованы пространственно-структурные, петрохимические, возрастные и минералого-геохимические критерии.

Исключительно важное значение для установления генетического типа оруденения и при прогнозной оценке его имеют представления о характере связи минерализации с магматическими породами (Иванкин, Иншин, Кузубный, 1961; Кузубный, 1967). На Рудном Алтае различаются четыре основных степени родства — формы связи постмагматического оруденения и материнских пород (табл. 4): 1) прямая генетическая и прямая пространственно-структурная; 2) прямая генетическая и косвенная пространственно-структурная; 3) парагенетическая; 4) косвенная генетическая. Расстояние между местом отделения рудоносных растворов и местом отложения руд при первой форме связи минимальное, а при третьей — максимальное. При косвенной генетической связи источником рудных компонентов является не магматический расплав, а вмещающие породы.

В принятой классификации эндогенные месторождения по температуре образования подразделены на обычные три группы: высоко-, средне- и низкотемпературные. Решающими критериями при определении температуры образования месторождений являлись следующие: составы околорудно измененных пород, минеральные парагенезисы, их последовательность в процессе формирования данной минерализованной зоны и их относительное количество. Меняющаяся в зависимости от температуры интенсивность метасоматических замещений, структурный облик руд, некоторые особенности металлического состава последних (в частности, комплекс элементов-примесей) учитывались в качестве дополнительных признаков.

Важные особенности формационных типов месторождений, принадлежащих к конкретному магматическому комплексу, раскрываются при анализе зональности оруденения. В зависимости от степени родства оруденения с магматическими породами выделены два главных вида зональности: околоинтрузивная и сквозная эволюционная. При первом виде зональности, характерной при прямой генетической связи оруденения с интрузивами, рудопроявления располагаются закономерно по отношению к выходам интрузивов и изменяют свой состав в зависимости от расстояния от материнских интрузий. Так, например, ведут себя руды, связанные с плагиогранит-порфировой (Бухтарминский район) и габбро-гранодиорит-

Характеристика форм связи оруденения с магматическими породами

| Форма связи | Отношение оруденения к интрузии. Место отложения руд и отделения растворов | Характерные примеры |
|---|---|---|
| Прямая генетическая и прямая пространственно-структурная | Рудные минералы дают ореолы вкрапленников, реже прожилков непосредственно в породах кровли и в самих интрузивах. Оруденение является результатом автометасоматоза и прямого контактового метаморфизма в условиях рассеянного отделения растворов от интрузий | Сульфидизированные габброиды, порфиры, кварциты и пропилиты, сульфиды в роговиковых зонах гранитоидов |
| Прямая генетическая и косвенная пространственно-структурная | Руды отлагаются после консолидации и растрескивания интрузивного тела и обнаруживают с ними пространственную и структурную связь. Характерна околинтрузивная зональность метаморфизма и оруденения. Источником растворов являются глубокие части интрузивов. Место рудоотложения — зоны экзо- и эндоконтакта, а также места сгущения даек | Скарновые сульфидные и железорудные залежи, кварцево-сульфидные жилы в эндоконтактах гранитоидов габбро-гранодиорит-гранитной формации. Рудные штоки, жилы и штокверки меднопорфировой формации |
| Парагенетическая (общность глубинного источника) | Рудные залежи и малые интрузии (обычно поздние и хорошо дифференцированные) имеют лишь пространственно-структурную связь и контролируются крупными структурами «сквозного» типа. Для остаточных магм и рудных растворов предполагается общий глубинный источник. Характерна сквозная эволюционная зональность метаморфизма и оруденения | Крупные и весьма крупные колчеданные, медно-цинковые и полиметаллические месторождения, ассоциирующиеся с поздними малыми интрузиями |
| Косвенная генетическая | Руды отлагаются в экзоконтактах интрузивов в виде ореолов с четко выраженным зональным строением. Источником рудных компонентов являются вмещающие породы, а интрузивы выподняют роль носителя тепла, воды и щелочных металлов, мобилизующих петрогенные элементы | Метаморфогенные рудопроявления железа и золота на контактах с гранитами |

гранитной формациями (Таловское и Рулихинское месторождения в Прииртышье).

Сквозная эволюционная зональность характерна для крупных сульфидных месторождений, которые имеют парагенетическую форму связи с поздними малыми интрузиями. Источники остаточных магм и сульфидоносных растворов в этом случае залегают глубоко. Зональность отражает эволюцию растворов, проходящих в виде компактных струй большие расстояния в геологической среде (месторождения Березовско-Белоусовского рудного поля).

Из табл. 5 видно, что различные магматические формации сопровождаются неодинаковыми генетическими и формационными типами месторождений. Металлогенетические черты вулканических и вулканоплутонических формаций, несмотря на разновозрастность проявления, тождественны и характеризуются однотипным набором рудных формаций. Плутонические магматические формации, напротив, сопровождаются весьма разнообразными типами рудных месторождений, при этом чем полнее дифференцированность интрузивных комплексов и чем шире диапазон глубин их становления, тем разнообразнее проявлены генетические и формационные типы рудных месторождений. Таковы особенности рудоносности плагиогранит-порфировой, габбро-гранодиорит-гранитной формаций и поздних малых интрузий формации альбитофиров — порфиритов.

Качественная сторона металлизации различных магматических формаций Рудного Алтая тождественна: для всех формаций характерен один и тот же комплекс халькофильных металлов (медь, цинк, свинец), которым сопутствуют железо, благородные и некоторые редкие и рассеянные металлы. Однако интрузивным формациям свойственна и некоторая металлогенетическая специализация. Так, для габброидных формаций характерна медь, для дифференцированных комплексов, объединяющих кислые и основные породы, — медь, свинец, цинк, а для собственно гранитных — редкие металлы. Несколько особняком стоят метаморфизованные и регенерированные формации, вещественный состав которых определяется не столько первичной специализацией исходной магмы, сколько ассимиляционной способностью последней и особенностями вещественного состава вмещающей среды.

Количественная сторона металлизации находится в зависимости от формы проявления магматической деятельности в определенные этапы геотектонического развития региона. Вулканические и вулканоплутонические магматические формации промышленным сульфидным оруденением не сопровождаются. С ними связаны немногочисленные проявления убогой вкрапленной сульфидной минерализации, заключенной в измененных породах. Рудоносность интрузивных формаций в целом несравненно более высокая, но далеко не одинаковая. Большинство формаций сопровождается рудопроявлениями, мелкими и реже средними месторождениями меди, цинка, свинца, железа, золота и редких металлов и лишь поздние малые интрузии орогенного этапа (формация альбитофиров — порфиритов)

Классификация рудных формаций Рудного Алтая

| Форма проявления магматизма | Магматическая формация | Возраст | Рудные формации | Распространенность формации — количество рудопроявлений | Экономическое значение формации |
|-----------------------------|---|----------------------------------|--|---|---|
| Вулканическая | Кварц-кератофировая | Нижнедевонский — франский | Вторичнокварцитовая колчеданная Вулканогенно-осадочная железорудная | Единичные Десятки | Не имеет Достоверно не установлено |
| | Андезито-дацитовая | Фаменский | Пропилитовая колчеданная | Единичные | Не имеет |
| | Андезито-базальтовая | Нижнекарбонный | Пропилитовая колчеданная | Единичные | » » |
| Вулкано-плутоническая | Трахилипарито-дацитов и субвулканических гранитов — гранодиоритов | Верхнекарбонный — нижнепермский | Пропилитовая и кварцитовая колчеданная | Единичные | » » |
| | Плагиигранит-порфировая | Среднедевонский — нижнекарбонный | Пропилито-кварцитовая полиметаллическая Вторичнокварцитовая (алюмокварцитовая) Существенно свинцовая | Сотни | Небольшое; известны мелкие месторождения колчеданной формации |

Плутоническая (интрузивная)

| | | | | |
|---|---------------------------------|---|----------------|---|
| Габбро-диабазовая | Верхнедевонский (?) | Кварцевожилльная медная и полиметаллическая Колчеданная медная (меднопорфировая) и медно-цинковая | Первые десятки | Не имеет |
| Габбро-плагиигранитная | Нижнекарбонный | Медно-пирротиновая Кварцевожилльная медная | Сотни | Небольшое; средние по размерам месторождения медно-пирротиновых руд |
| Диабаз-диоритовая | Средне-верхнекарбонный | Не установлены | | |
| Мигматитов и анатектических гранитов | Среднекарбонный — нижнепермский | Кварц-турмалиновая медно-золоторудная Железорудная метаморфогенная | Десятки | Небольшое Не установлено |
| Габбро-гранодиорит-гранитная и ранние малые интрузии формации альбитофиров — порфиров | Верхнекарбонный — нижнепермский | Скарновая железорудная Скарновая меднорудная и полиметаллическая Скарновая редкометалльная Кварц-турмалиновая и кварц-флюоритовая Кварцевожилльная медная и полиметаллическая | Сотни | Редкометалльной — не имеет. Меднорудной и полиметаллической — небольшое; известны мелкие и средние месторождения. Железорудной — незначительное |

| Форма проявления магматизма | Магматическая формация | Возраст | Рудные формации | Распространенность формации — количество рудопроявлений | Экономическое значение формации |
|-----------------------------|---|-------------------------------------|--|---|--|
| Плутоническая (интрузивная) | Поздние малые интрузии формации альбитофиров — порфиритов | Верхнекарбонный — нижнепермский (?) | <p>Медно-цинковая пирит-пирротиновая</p> <p>Колчеданная медно-цинковая (кристаллических руд)</p> <p>Колчеданная полиметаллическая</p> <p>Полиметаллическая</p> <p>Колчеданная медно-цинковая (колломорфных руд)</p> <p>Кварц-полиметаллическая и барит-полиметаллическая</p> | Десятки | Высокое; средние и крупные месторождения |
| | Гранитов «батолитового» типа | Пермский | <p>Кварцевожильная и грейзеновая редкометальные</p> <p>Железорудная регенерированных руд</p> | Десятки | Небольшое Не установлено |

ассоциируют со средними и крупными по размеру месторождениями колчеданных медно-цинковых и полиметаллических руд. Вместе с тем в составе последних есть и мелкие месторождения.

Практический опыт показывает, что на рудоносность магматической формации наряду с металлогенической специализацией исходных магм и степенью их дифференцированности большое влияние оказывают такие факторы, как тектоническая обстановка и глубинность становления интрузий, время и место отделения от них рудоносных растворов, литолого-стратиграфические, химические и термические особенности вмещающей среды.

Рудопроявления, связанные с вулканическими и вулканоплутоническими магматическими формациями

Эту группу рудопроявлений составляют минерализованные вторичные кварциты и низкотемпературные пропилиты, порожденные фумарольно-сульфатарной деятельностью. В измененных породах из рудных минералов отмечается рассеянный пирит. Наличие других сульфидов цветных металлов твердо не доказано, хотя содержание меди, свинца и цинка в них иногда достигает в сумме до 0,1—0,3%. Для подобного рода минерализации характерны широкие площадные ореолы, четкий стратиграфический контроль и отсутствие связи с разрывной тектоникой. Примером может служить минерализация лежащего бока Рулихинского месторождения, в котором ореолы ранних гидротермальных изменений и пиритизации развиты в толще эффузивно-пирокластических пород среднего девона, пиритизированные пропилиты в андезитах фаменского и визейского возраста, а также минерализованные обломки кварцитов в туфах и конгломератах девона и карбона. Геологические условия, в которых протекали постмагматические процессы в вулканических и вулканоплутонических формациях, способствовали скорее рассеиванию, чем концентрации цветных металлов. Именно по этой причине промышленные скопления подобных руд не образуются.

В Хаширо-Большереченском районе с кварц-кератофировой формацией девона связано образование вулканогенно-осадочной железорудной минерализации. По данным А. С. Калугина (1965), В. Е. Попова (1967) и Д. Г. Ажгирея (1966 г.), она представлена вкрапленностью гематита, рассеянной по всему разрезу эйфельских вулканогенно-осадочных пород. В горизонтах, разграничивающих различные по составу вулканогенные толщи, а также в местах фациальных переходов от кислых лав к туфогенно-осадочным породам развиваются относительно богатые гематитовые руды. Для этой формации характерны стратиграфический контроль оруденения, пластовая форма рудных тел, присутствие в рудах марганца. Примером может служить Хаширское железорудное месторождение, в зоне окисления которого присутствуют сажистые марганцевые руды. Экономическое значение вулканогенно-осадочной железорудной формации не установлено. Восточнее, в пределах Горного Алтая, известны крупные гематит-магнетитовые месторождения.

Рудопроявления и месторождения, связанные с плутоническими магматическими формациями

Рудопроявления и месторождения, связанные с *плагиигранит-порфировой формацией*, представлены рудными формациями пропиито-кварцитовой полиметаллической, вторичнокварцитовой (алюмокварцитовой), существенно свинцовой, кварцевожильной медной и полиметаллической (табл. 6). Они широко распространены в пределах Рудного Алтая. Это пропилиты и кварциты с полиметаллической минерализацией Заводинского рудного поля, Среднегорского, Орманского, Феклистовского, Хаширо-Большереченского участков. Сюда же относятся Бухтарминское медное, Сугатовское, Новониколаевское, Чудакское и многие другие мелкие меднопорфировые и медно-цинковые месторождения. Перспективы их в прошлом переоценивались, поскольку был неясен тип минерализации и оценка строилась на простой аналогии вещественного состава руд этих рудопроявлений с ленингорскими, зырянскими и другими рудами. Все эти рудопроявления и месторождения пространственно и структурно связаны с небольшими массивами порфировых интрузий гипабиссального и субэкструзивного облика. Связь эта столь тесная и устойчиво повторяющаяся на всех участках, что не подлежит сомнению ее прямой генетический характер.

Рудная минерализация пропиито-кварцитовой формации проявляется в виде очень мощных ореолов вкрапленников сульфидов железа, меди, цинка и свинца вокруг штоков и силлов кварц-полевошпатовых порфиров и в самих пропиитизированных интрузивах. Площади рудных ореолов в плане достигают нескольких квадратных километров, а в разрезе — сотен метров. Это убогое равномерно вкрапленное оруденение с резким количественным преобладанием пирита над другими сульфидами, общее количество которых не поднимается выше 1% от объема породы. Суммарное содержание цветных металлов колеблется в пределах 0,1—0,3%.

Аналогичный рассеянный характер проявления минерализации характерен и для существенно свинцовой формации, которая в отличие от пропиито-кварцитовой формируется при внедрении порфировых интрузий в карбонатные породы. В этом случае галенит становится ведущим рудным минералом, а остальные сульфиды — второстепенными.

Меднопорфировое и медно-цинковое оруденение также приурочено к апикальным и экзоконтактовым частям порфировых интрузий (рис. 17). Однако наряду с широкими ореолами вкрапленников пирита и халькопирита здесь развиваются сплошные прожилковые и штокверковые руды, приуроченные к зонам брекчирования и скалывания. Рудные тела быстро выклиниваются по простиранию и падению. В отличие от пропиито-кварцитовой минерализации здесь проявляется известная стадильность рудного процесса, характерно также резкое преобладание меди над цинком и свинцом, большее разнообразие рудных минералов и присутствие в составе

руд молибдена. За пределами порфировых интрузий, неподалеку от них, в трещинах образуются кварцевожилвные медные и полиметаллические рудопоявления, представленные в общем небольшими скоплениями сравнительно богатых руд (Чудакское, Хребты, Сугатовское и другие месторождения).

Установлено, что при изменении порфировых интрузий от фельзитов до гранит-порфиров меняется и характер минерализации. Фельзиты и фельзит-порфиры при автометаморфизме превращаются во вторичные кварциты, давая алюмокварцитовую минерализацию. Последняя местами развита также во вмещающих породах. По мере удаления от интрузивного контакта проявляется зависимость минерализации от состава исходной среды: по кислым породам развиваются кварциты, по средним и основным — низкотемпературные пропилиты. Кварцевые и кварц-полевошпатовые порфиры и вмещающие их полимиктовые породы подвергаются среднетемпературной пропилитизации, сопровождающейся полиметаллической минерализацией. В известняках гидротермальные изменения выражены в виде доломитизации, окварцевания и сульфидизации. Халькопирит отмечается преимущественно в верхних частях массивов — в полях развития вторичных кварцитов, галенит и сфалерит — в пропилитах, галенит — в доломитизированных известняках. Пирит развит повсеместно.

Автометасоматоз без заметного перерыва сменяется околорудным метасоматозом порфиров и пород кровли; при этом образуются рудопоявления кварцевожилвной медной и полиметаллической формации. В благоприятных структурно-тектонических условиях формируются небольшие медные и медно-цинковые месторождения, образованию которых предшествуют процессы околотрещинного выщелачивания пород.

Давать окончательную геологическую оценку перспективам пропилито-кварцитового и меднопорфирового типов оруденения преждевременно, поскольку они остаются пока слабо изученными. Однако необходимо иметь в виду, что даже наиболее крупные месторождения

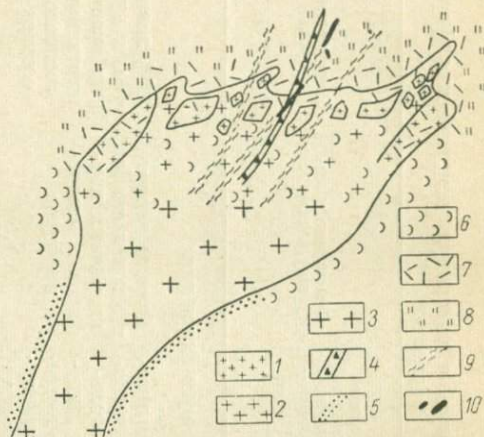


Рис. 17. Схема околоинтрузивного метаморфизма, связанного с плагиигранит-порфировой формацией

1 — фельзиты и фельзит-порфиры; 2 — кварцевые и кварц-полевошпатовые порфиры; 3 — кварц-полевошпатовые порфиры гранит-порфирового облика; 4 — эруптивные брекчии порфиров; 5 — контактные роговики; 6 — пропилиты; 7 — вторичные кварциты; 8 — низкотемпературные зеленокаменные изменения; 9 — зоны выщелачивания; 10 — меднопорфировые и серноколчеданные полиметаллические руды

Основные особенности оруденения, имеющего прямую и косвенную генетические формы связи с магматическими породами

| Типы месторождений и рудопроявлений | | Характерные минералы | | Отношение месторождений к структурам. Морфологические особенности | Отношение к интрузивным породам | Вмещающие породы | Примеры |
|--|--|---|--|--|--|---|--|
| Генетические | Формационные | Рудные | Жильные | | | | |
| Плагιοгранит-порфировая формация | | | | | | | |
| Гидротермальные среднетемпературные малых глубин | Процито-кварцитовый полиметаллический | Пирит, сфалерит, галенит, халькопирит | Кварц, альбит, калиевый полевой шпат, эпидот, хлорит, серицит | Мощные ореолы вкрапленников сульфидных минералов в интенсивно измененных породах | Ореолы вокруг штоков и силлов кварцевых порфиров и плагιοпорфиров | Эффузивы, туфы и туффиты преимущественно среднего состава | Заводинское рудное поле, Среднегорский и Феклистовский участки |
| | Вторично-кварцитовый (алюмокварцитовый) | Пирит, гематит, диаспор, алунит, андалузит, ширфиллит, каолинит | Кварц, мусковит, серицит, зунит | Мощные ореолы, подчиненные морфологии порфировых тел | Замещение апикальных частей фельзитов и фельзит-порфиров, частью вмещающих пород | Порфировидные породы и туфы | Кременюшинские и Орманские горы |
| | Существенно свинцовый | Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит | Кварц, доломит, анкерит, кальцит, серицит, барит | Мощные ореолы сульфидных вкрапленников и мелких прожилков | Ореолы (шлейфы) фронтальных частей порфиров и их эруптивных брекчий | Сами интрузии, породы экзоконтактов в известняках | Рудопроявления хр. Сарымсақты (Южный Алтай) |
| | Колчеданный медный и медно-полиметаллический | Пирит, халькопирит, сфалерит, галенит | Кварц, хлорит, серицит, карбонат, барит | В трещинных зонах. Линзы, штоки и штокверки прожилково-вкрап- | Замещение и цементация раздробленных и трещиноватых порфиров | Порфиры и вулканогенно-осадочные породы | Бухтарминское медное, Сугатовское, Новониколаевское |
| Габбро-диабазовая формация | | | | | | | |
| Гидротермальные высоко- и среднетемпературные средних глубин | Медно-пирротиновый | Пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит | Амфибол, хлорит, биотит, кварц | В зонах рассланцевания. Линзы и жилы | В габброидных интрузиях | Габброиды и сланцы | Пояса Маркакульский и Белорецкий |
| | Кварцево-жильный | Пирит, халькопирит, сфалерит | Кварц, биотит, хлорит | В зонах рассланцевания. Жилы и прожилки | То же | То же | То же |
| Габбро-плагιοгранитная формация | | | | | | | |
| Гидротермальные высоко- и среднетемпературные средних глубин | Медно-пирротиновый | Пирротин, халькопирит, магнетит, сфалерит, пирит | Кордиерит, антофиллит, кварц, хлорит, купферит, биотит, мусковит | В зонах рассланцевания. Пластообразные залежи, линзы, жилы | В полях развития габброидных интрузий | Сланцы и габброиды | Карчигинское, Вавилонское |
| | Кварцево-жильный медный | Пирротин, халькопирит, пирит, сфалерит | Кварц, хлорит, биотит, мусковит | В зонах рассланцевания. Жилы и прожилки | В габброидах и экзоконтактовых зонах | То же | Многие рудопроявления в Иртышской зоне |
| Формация мигматитов и анатектических гранитов | | | | | | | |
| Гидротермальные высоко- и среднетемпературные средних глубин | Кварц-турмалиновый медно-золоторудный | Золото, серебро, пирит, шеелит, халькопирит, сфалерит, галенит | Кварц, серицит, турмалин, анкерит | В зонах рассланцевания. Жилы и штокверки | В зонах выщелачивания над интрузивами | Сланцы | Полеваевское, Предгорненское, Авроринское |
| | Железорудный метаморфогенный | Гематит, магнетит | Кварц, хлорит, серицит, карбонат, эпидот, актинолит | В зонах рассланцевания. Линзы, жилы | В зонах отложения над интрузивами | Сланцы | Рудопроявления северозападной части Иртышской зоны смятия |

| Типы месторождений и рудопроявлений | | Характерные минералы | | Отношение месторождений к структурам. Морфологические особенности | Отношение к интрузивным породам | Вмещающие породы | Примеры |
|--|--------------------------------------|--|--|---|---|--|--|
| Генетические | Формационные | Рудные | Жильные | | | | |
| Формация гранитов «батолитового» типа | | | | | | | |
| Контактово-метасоматические и гидротермальные высокотемпературные средних глубин | Скарново-грейзеновый редкометалльный | Шеелит, молибденит, базовисмутит, пирит, халькопирит, пирит | Пироксен, везувиан, гранат, эпидот, мусковит, флюорит | В трещинных зонах. Линзы и неправильные тела | Апикальные части гранитов и околотрузивные роговики | Скарны и скарноиды | Египетское, Белорецкое |
| | Грейзеновый редкометалльный | Молибденит, висмутин, халькопирит, касситерит, шеелит, арсенопирит | Альбит, мусковит, микроклин, флюорит, кварц, турмалин | В трещинных зонах. Линзы и неправильные тела | Апикальные части гранитных тел | Грейзенизированные граниты и роговики | Черновинское, Новочерновинское |
| | Кварцево-жильный редкометалльный | Молибденит, вольфрамит, халькопирит | Кварц, альбит, флюорит, микроклин | Трещинные жилы | То же | То же | Холзунское, Коккульское |
| | Железорудный регенерированный | Магнетит, гематит, пирит, сфалерит | Пироксен, гранат, амфиболы, кварц, полевые шпаты, биотит, турмалин | В трещинных зонах. Жилы, гнезда, линзы, неправильные тела | В экзоконтактах гранитных интрузий | Ороговикованные и скарнированные вулканогенно-осадочные породы | Рудопроявления Большереченского и Тургусунского массивов |

Габбро-гранодиорит-гранитная формация и ранние малые интрузии формации альбитофиров — порфиритов

| | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|---|---|
| Контактово-метасоматические средних и малых глубин | Скарновый железорудный | Магнетит, гематит | Гранат, пироксен, биотит, эпидот, кварц, хлорит, актинолит | В трещинных зонах. Жилы, гнезда и линзы | В контактах с измененными гранодиоритами, плагиогранитами и гибридными диоритами | Скарнированные известняки и полимиктовые породы | Бухтарминское железорудное, Глинка, Родионов Лог |
| | Скарновый меднорудный и полиметаллический | Пирит, халькопирит, сфалерит, галенит | Гранат, эпидот, биотит, хлорит, пироксен, амфиболы, карбонаты, кварц, серицит, барит | В зонах разломов и межпластовых отслоений. Жилы, линзы, и гнезда | В контактах калишпатизированных и альбитизированных гранитоидов | То же | Орловское, Таловское, Верхубинское, Рулихинское, Шемонаихинское |
| | Скарновый редкометалльный | Шеелит, магнетит, халькопирит | Гранат, пироксен, эпидот, кварц, карбонаты | В трещинных зонах. Линзовидные жилы и гнезда | В контактах с гранитами | Скарноидные роговики по алевролитам | «Шаг вперед» |
| Гидротермальные средних и малых глубин | Кварц-турмалиновый и кварц-флюоритовый редкометалльный | Касситерит, шеелит, вольфрамит, пирит, халькопирит, магнетит, золото | Кварц, турмалин, флюорит, гранат, апатит, амфиболы | В локальных сколовых зонах. Жилы и штокерки | То же | Ороговикованные алевролиты | Первенец, Третьяки |
| | Кварцево-жильный медный, медноцинковый и полиметаллический | Пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда | Кварц, карбонаты, хлорит, серицит, барит | В трещинных зонах. Жилы | В полях широкого развития гранитоидов | В ороговикованных породах и гранитоидах | Рудопроявления Межовского, Пихтовского и Павловского массивов |

(Бухтарминское, Сугатовское, Чудакское) при современных бортовых содержаниях не могут рассматриваться в качестве объектов промышленного значения.

Рудопроявления и месторождения, связанные с магматическими формациями зон глубинных разломов — габбро-диабазовой, габбро-плагиогранитной, мигматитов и анатектических гранитов — также имеют сравнительно широкое развитие.

Габброидные интрузии зон смятия сопровождаются высокотемпературными медно-пирротиновыми и среднетемпературными кварцевожильными медными и полиметаллическими типами месторождений и рудопроявлений, а мигматиты и анатектические граниты — высокотемпературной кварц-турмалиновой медно-золоторудной и железорудной метаморфогенной формациями.

Медно-пирротиновые месторождения тяготеют к полосе развития габброидных интрузий. Рудные тела имеют форму плитообразных и жилевидных согласных залежей, которые фиксируют продольные зоны надвигов и пластических разрывов в изоклинально складчатых сланцах. Руды сопровождаются в общем маломощными ореолами высокотемпературного кордиерит-антофиллит-хлоритового (магнезиального) замещения пород. Типичные для других сульфидных месторождений среднетемпературные гидротермальные образования (кварциты, кварц-серицитовые и др.) на описываемых месторождениях отсутствуют. Сами руды характеризуются панидиоморфнозернистой структурой и состоят в основном из пирротина, пирита и халькопирита. Два более полно изученных месторождения этой группы (Вавилонское и Карчигинское) представляют собой средние по масштабам меднорудные объекты, в которых относительно высокое содержание меди сопровождается повышенным количеством кобальта и никеля.

Кварцевожильная медная формация представлена большим числом рудопроявлений. Для них характерна тесная связь с габброидными интрузиями и приуроченность кварцевых жил к зонам повышенного рассланцевания и сопряженным разрывам. Размеры жил невелики. Из рудных минералов в кварце присутствуют халькопирит и пирротин. Содержание меди убогое, редко до 1%. Промышленного интереса минерализация не представляет. Вместе с тем минерализованные кварцевые жилы в некоторых случаях могут рассматриваться в качестве индикаторов слепого оруденения медно-пирротинового типа.

Кварц-турмалиновая медно-золоторудная и железорудная формации, образующиеся в связи со становлением мигматитов и анатектических гранитов, развиты в пределах Иртышской зоны смятия. Золоторудные месторождения (Авроринское, Полеваевское, Предгорненское и др.) приурочены к узкой полосе рассланцованных пород, которые испытали прогрессивный метаморфизм в областях выклинивания гранитов (Иванкин, 1957). Месторождения представлены жилами и штокверками кварца с турмалином, анкеритом, баритом, халькопиритом, пиритом, сфалеритом и галенитом. Наи-

более ранней ассоциацией является кварц — турмалин, а более поздней — кварц и все остальные минералы, которым сопутствуют золото и серебро. Рудоносные жилы располагаются в виде кулис в кварц-серицитовых сланцах, местами их сопровождают скарны и скарноиды.

Железорудная минерализация наблюдается в той же тектонической зоне, сменяя золоторудную по простиранию. Это линзы и согласные тела густовкрапленных существенно гематитовых руд, тесно ассоциирующих с хлоритом, карбонатом, тальком, кварцем, местами эпидотом и актинолитом. В. С. Кузбным (1967) показано, что железорудная и золоторудная минерализации находятся в зональных отношениях. В верхней зоне выщелачивания, сменяющей по восстанию фронт гранитизации, развиваются сульфиды и золото, а на передовом фронте метасоматической колонки, в зоне отложения, — известково-магнезиальные силикаты и окисное железо. Экономическое значение золотого оруденения небольшое, а железорудного — не установлено.

Рудопроявления и месторождения, связанные с габбро-гранодиорит-гранитной формацией и ранними малыми интрузиями формации альбитофиров — порфиритов, на Рудном Алтае многочисленны и разнообразны. Здесь известны контактово-метасоматические (скарновые) месторождения, среди которых развиты магнетитовые (Глинка, Бухтарминское железорудное и др.), меднорудные и полиметаллические (Таловское, Орловское, Верхубинское, Шемонаихинское, Рулихинское и др.) и единичные редкометалльные (Шаг вперед), иногда высокотемпературные гидротермальные кварц-турмалиновые и кварц-флюоритовые редкометалльные (Сервенец, Третьяки), среднетемпературные гидротермальные кварцевожильные медные, медноцинковые и полиметаллические рудопроявления (Опенышевское и др.).

Руды скарновых месторождений тесно связаны с роговиково-скарновыми зонами и располагаются в полях развития плагиогранитов и адамеллитов. Морфологически они представлены неправильными залежами пластообразной, линзообразной, жилообразной и комбинированной форм с относительно высокой концентрацией рудных минералов. Количественные соотношения магнетита, гематита, пирита, халькопирита, сфалерита, галенита на различных месторождениях сильно меняются. В небольшом количестве в рудах присутствуют пирротин, блеклые руды, арсенопирит, гессит, золото, серебро и другие металлы. Важной особенностью скарновых месторождений, в отличие от других типов, является связь рудной минерализации с высокотемпературными минеральными ассоциациями, наличие в рудах магнетита, резкое преобладание меди над свинцом, присутствие кобальтоносного пирита.

Процесс формирования месторождений был несомненно стадийно-прерывистым, причем явления телескопирования и околотрузивной зональности выражены четко. Дайковые интрузии в одних случаях предшествуют рудному процессу, в других — одновременны

с ним. Вблизи интрузивов располагаются скарново-медные месторождения (например, Таловское), а на удалении более 1 км — полиметаллические (Шемонаихинское) (рис. 18). При этом заметно меняется и состав метаморфических образований: в зоне контакта скарны накладываются на роговики, а в удалении — на породы, практически не подвергавшиеся контактовому воздействию. В последнем случае вместо скарнов проявляются скарноидные образования,

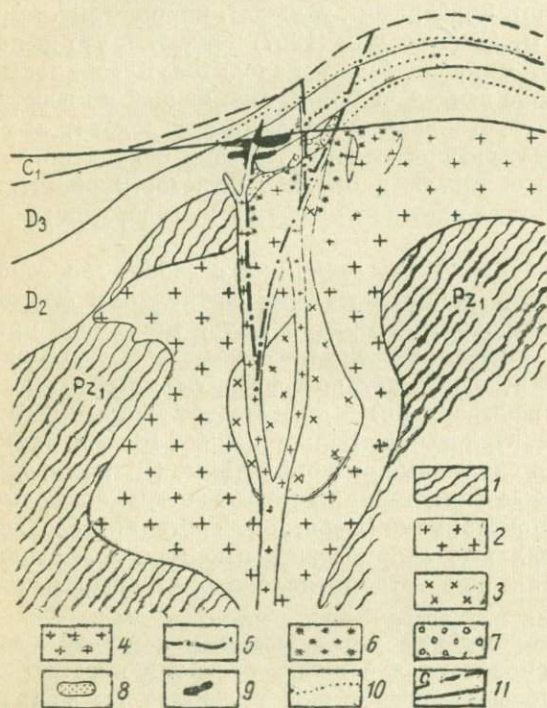


Рис. 18. Схема пространственного положения и околоинтрузивной зональности скарнового оруденения

1 — нижний палеозой; 2 — гранодиориты, плагииграниты; 3 — аплитовидные и среднезернистые граниты; 4 — плагиигранит-порфиры и порфириды; 5 — разломы, 6 — калиштитизированные породы; 7 — скарны; 8 — залежи медных руд; 9 — залежи медно-цинковых и полиметаллических руд; 10 — геоизотермы; 11 — поверхности эрозионного среза: а — верхнепалеозойского; б — современного

состоящие из эпидота, актинолита, хлорита. Скарново-магнетитовое и редкометальное оруденение с рудами цветных металлов, вероятно, не имеет прямых зональных отношений.

Скарновые сульфидные месторождения имеют промышленное значение. Руды их весьма богаты по содержанию металлов, но дают относительно небольшие по запасам скопления. Экономическое значение скарново-железородной формации окончательно не определено, однако ожидать крупных месторождений оснований нет.

Редкометальные рудопроявления тесно ассоциируют с микроклиновыми биотитовыми гранитами. Представлены они кварц-турмалиновыми касситеритсодержащими роговиками с пиритом и халькопиритом, а также и кварц-флюорит-шеелитовыми рудопроявлениями всегда небольших размеров. Среднетемпературные гидротермаль-

ные рудопроявления широко развиты в пределах всего Рудного Алтая и представлены мелкими кварцевыми и кварц-баритовыми жилами и зонами окварцевания с убогим медным, медно-цинковым и полиметаллическим оруденением в гранодиоритах, плагиогранитах и их экзоконтактовых ореолах. Промышленного значения они не имеют.

Месторождения, связанные с поздними малыми интрузиями формации альбитофиров — порфиров, представлены среднетемпературными гидротермальными образованиями малых и средних глубин и низкотемпературными месторождениями малых глубин и приповерхностными (табл. 7). Общей чертой всей этой группы месторождений, имеющих на Рудном Алтае самое большое экономическое значение, является отсутствие прямой связи руд с вскрытыми на современной поверхности крупными интрузиями и наличие пространственно-структурных связей со скоплениями хорошо дифференцированных малых интрузий — роями и поясами даек кислого и основного состава, которые, как и рудные зоны, всегда контролируются крупными структурными элементами, несущими признаки длительного и унаследованного геологического их развития. Время внедрения даек совпадает с процессом формирования рудных зон. Внедрение даек кислого состава происходило раньше интенсивного предрудного гидротермального изменения пород. Поздние порфиры внедрялись в начале отложения руд, но позже гидротермальных дорудных изменений пород.

Метасоматические процессы интенсивны. Они выражаются преимущественно в виде выщелачивания, то в виде отложения вещества, то в сложном наложении этих процессов друг на друга. Установлена четкая стадийность процесса формирования рудных зон, значительная дифференцированность рудных залежей по составу и многокомпонентность руд, в особенности поздней стадии.

К среднетемпературной группе относится большинство крупных месторождений медно-цинковых и полиметаллических руд Березовско-Белоусовского, Лениногорского, Зыряновского, Золотушинского рудных полей. Залегают все они в осадочно-вулканогенных породах среднего и частично верхнего девона. Типы рудоконтролирующих структур на полях различны и потому месторождения существенно разнятся по морфологии и внутреннему строению рудных залежей (Иванкин, Пуркин, 1957). В структурах сквозного типа, свойственных Иртышской зоне смятия, формируются протяженные лентовидные залежи руд. Длина их более 2—3 км, склонение 20—30°, на глубину прослеживаются более 1 км. Группы таких залежей и параллельные им дайки нередко образуют расходящиеся, также полого погружающиеся пучки. Корни пучков гидротермальных зон и малых интрузий лежат на глубине 2—4 км от современного эрозионного среза. В структурах «закрытого» типа, свойственных, например, Лениногорскому и Зыряновскому месторождениям, формируются пластообразные, линзообразные и комбинированные

Основные особенности гидротермального оруденения, имеющего с поздними малыми интрузиями формации альбитофиров — порфириров

парагенетическую форму связи с магматическими породами — магии альбитофиров — порфириров

| Типы месторождений и рудопроявлений | | Отношение месторождений к структурам. Морфологические особенности | Отношение к интрузивным породам |
|-------------------------------------|--|---|--|
| Генетические | Формационные | | |
| | Медно-цинковый пирит-пирротиновый | В региональной зоне смятия. Руда в узких зонах повторных срывов. Лентовидные тела | Ассоциируют с порфириновыми и гранит-порфириновыми интрузиями |
| | Колчеданный медно-цинковый (кристаллически-зернистые руды) | То же | Связаны с поясами даек альбитофиров, плагиогранит-порфиринов и порфириров. Преобладают дайки кислого состава |
| | Колчеданный полиметаллический | То же | То же, преобладают дайки порфириров |
| | Полиметаллический | Структуры, сопряженные с региональными разломами. Межпластовые и комбинированные залежи | Ассоциируют с роями даек порфириров |

Среднетемпературные средних и малых глубин

| Вмещающие породы | Минеральные ассоциации руд и измененных пород | Ореолы околорудного метаморфизма | Примеры месторождений |
|---|--|--|----------------------------|
| Сланцы, туффоиды и порфириды | Пирит — серицит — кварц — рутил. Пирит — сфалерит — халькопирит — кварц — хлорит. Пирротин — сфалерит — халькопирит — магнетит — арсенопирит — валлериит. Сфалерит — галенит — кварц — карбонат — мусковит — альбит. Гипс — магнетит | Мощные зоны кварц-серицитовых пород | Новоберезовское |
| То же | Хлорит — кварц — рутил. Пирит — хлорит — серицит — кварц — доломит. Пирит — халькопирит — сфалерит — пирротин. Сфалерит — блеклые руды — галенит — теллуриды — барит — мусковит | То же. Полосчатые руды. Характерны хлорит, доломит | Белюсовское, Иртышское |
| То же | Хлорит — кварц. Доломит — серицит — кварц — анкерит — кальцит — альбит. Пирит — арсенопирит — кварц — серицит. Халькопирит — сфалерит — теллуриды — галенит — блеклые руды — барит — кальцит — мусковит | Зоны пирит-кварц-серицитовых пород сочетаются с зонами магнетитового хлорит-доломитового замещения | Березовское |
| Вулканогенно-осадочные, но менее смятые толщи | То же, роль кварца, карбоната, барита, галенита возрастает, пирита мало | Мощные ореолы измененных пород с вкрапленностью сульфидов | Зыряновское, Лениногорское |

| Типы месторождений и рудопроявлений | | Отношение месторождений к структурам. Морфологические особенности | Отношение к интрузивным породам |
|--|---|---|--|
| Генетические | Формационные | | |
| Низкотемпературные малых глубин и приповерхностные | Колчеданный медно-цинковый | Разломы, сопряженные с региональными. Комбинированные залежи | Ассоциируют с интрузиями альбитофиоров |
| | Кварц-полиметаллический и барит-полиметаллический | Зоны разломов. Жилы | Связаны с дайками порфириров |

залежи руд, которые с глубиной также испытывают тенденцию к схождению и выклиниваются.

Важной особенностью описываемого типа месторождений является большая интенсивность метасоматического изменения пород (рудные зоны — это прежде всего большие объемы гидротермально измененных пород, в десятки и сотни раз превышающие объемы самих рудных залежей) и сложный состав руд, содержащих постоянно помимо железа, серы, меди, цинка, свинца еще более десятка рассеянных металлов.

Минералого-геохимические особенности процесса формирования руд на всех месторождениях общие, на что указывали В. П. Нехоршев (1951 г.), Б. И. Вейц (1953), А. К. Каюпов (1957 г.), Г. Н. Щерба (1957) и др. Вместе с тем минеральный и элементарный состав рудных залежей изменяется в широких пределах. По этому признаку месторождения могут быть разделены на следующие формационные типы: медно-цинковый пирит-пирротинный (Новоберезовское), колчеданный медно-цинковый (кристаллически-зернистые руды; Белоусовское), колчеданный полиметаллический (Березовское), полиметаллический (Зыряновское, Лениногорское). К низкотемпе-

| Вмещающие породы | Минеральные ассоциации руд и измененных пород | Ореолы околорудного метаморфизма | Примеры месторождений |
|----------------------------------|---|--|----------------------------|
| Эффузивно-пирокластические толщи | Хлорит — карбонат — пирит — кварц — альбит — серицит — каолин. Халькопирит — блеклые руды — сфалерит — кварц — марказит — мельниковит — пирит. Сфалерит — вюртцит — блеклые руды — халькопирит — галенит — кварц — барит — гипс. Пирит — марказит — мельниковит — кварц — барит. Кварц — гипс | Зоны околорудных изменений с вкрапленностью сульфидов небольшие по сравнению с массивом сплошных сульфидов | Николаевское |
| Вулкано-осадочные породы | Характерны кварц, серицит, альбит, карбонаты, барит, сфалерит, галенит, блеклые руды, серебро, золото, соединения теллура, селена. Пирита и халькопирита относительно мало | Локальные околотрецинные изменения | Заводинское, Змеиногорское |

ратурному гидротермальному типу отнесены месторождения, в которых широко развиты халцедоновидный кварц, кальцит, барит, марказит, вюртцит, теллуриды золота, серебра. Глубина формирования таких месторождений от 0,5 до 1—2 км (Иванкин, Кузубный, 1960). От среднетемпературных их отличает ярко выраженная прерывистость рудного процесса и большая роль разломов, трещин и брекчий как факторов рудолокализации. Поэтому для этих месторождений характерна штокообразная и жильная формы рудных тел. В составе низкотемпературной группы месторождений выделяется три формации: колчеданная медно-цинковая, кварцевая полиметаллическая и барит-полиметаллическая. Представителями этих формаций соответственно являются Николаевское, Заводинское и Змеиногорское месторождения.

Если, пользуясь суммой геологических и минералого-геохимических признаков, расположить все средне- и низкотемпературные месторождения по убывающей глубине и температуре их образования (см. рис. 19), то получим следующий ряд (сверху вниз): Змеиногорское, Заводинское, Николаевское — низкотемпературные и малоглубинные; Зыряновское, Березовское, Золотушинское — средне-

температурные и малоглубинные; Иртышское, Белоусовское — среднетемпературные и среднеглубинные; Новоберезовское — среднетемпературное, переходное к высокотемпературным, среднеглубинное.

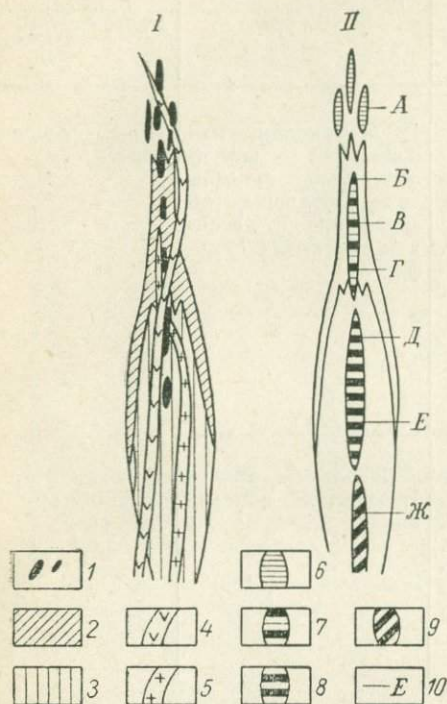


Рис. 19. Схема сквозьярусной зональности сульфидного оруденения: I — колонка метасоматоза предрудного этапа, II — колонка сульфидного оруденения позднего этапа

1 — зона отложения кварца, карбоната, барита; 2 — зона магnezиального замещения и пиритизации; 3 — зона выщелачивания и пиритизации пород; 4 — дайки основного состава; 5 — дайки кислого состава. Сульфидное оруденение: 6 — барит-полиметаллическое; 7 — серноколчеданное полиметаллическое; 8 — серноколчеданное; 9 — пирит-пирротиновое медно-цинковое; 10 — положение месторождений в колонке. Месторождения: А — Змеиногорское, Б — Зырянское, В — Березовское, Г — Золотушинское, Д — Белоусовское, Е — Иртышское, Ж — Новоберезовское

ние в отношении размещения типов руд и металлов в рудных телах, чем залежи руд нижней зоны.

Рудопроявления, связанные с формацией гранитов «батолитового» типа, представлены грейзеновыми, кварцевожильными и регенерированными рудопроявлениями. Грейзеновая редкометаллоносная,

Все эти месторождения сформировались в два основных этапа: в предрудный этап происходило мощное метасоматическое изменение вмещающих пород, а в рудный — отложение руд. Зональность выражается в закономерном размещении минеральных парагенезисов, свойственных как предрудному, так и рудному этапам (рис. 19). В колонке размещения метасоматических пород можно выделить две зоны. В верхней зоне процессы отложения резко преобладают над выщелачиванием. Поэтому здесь широко развиты хлоритовые и хлорит-доломитовые породы. Нижняя зона представлена мощными (до 200—300 м), весьма протяженными телами серицит-кварцевых пород, образовавшихся при выщелачивании различных по составу вмещающих пород. Растворы рудного этапа в нижней зоне сквозной колонки отложили медно-цинковые пирит-пирротиновые и медно-цинковые пиритные руды, а в верхней — полиметаллические руды, вначале с пиритом, а затем с кварцем и баритом. Таким образом, на стадии рудного этапа от нижней к верхней зоне колонки растет дифференцированность самих рудных залежей. Залежи верхней зоны имеют несравненно более сложное строение руд и металлов в рудных телах,

кварцевожильная молибденовая и вольфрамовая формации установлены в Саввушинском, Большереченском, Тургусунском, Бело-рецьком, Черневинском и других гранитных массивах Рудноалтайской и Белоубинско-Южноалтайской структурно-формационных зон. В Хамиро-Большереченском районе (Белоубинско-Южноалтайская зона), где граниты прорывают вулканогенные отложения эйфеля, которые заключают железорудную минерализацию девонского возраста, происходит формирование регенерированных руд, имеющих совмещенные признаки скарновых и гидротермальных месторождений. Так, в связи с биотитовыми гранитами Большереченского и Тургусунского массивов, прорывающими железорудные отложения холзунской свиты, формируются скарны и скарноиды с пироксеном, гранатом, амфиболом, гематитом и магнетитом. Железоносные скарны имеют форму мелких линз и неправильных тел. Промышленного значения они не имеют.

Гидротермальная регенерация железа происходит при щелочном метасоматическом изменении железосодержащих пород. При этом образуются линзы сплошных и зоны густовкрапленных гематит-магнетитовых руд с микроклином, альбитом, биотитом, кварцем, турмалином. Этот тип оруденения также изучен слабо, хотя заслуживает большего внимания, чем вышеописанный.

Выводы и некоторые вопросы методики. Из всего изложенного следует, что известные на Рудном Алтае эндогенные месторождения и рудопроявления представлены многими генетическими и формационными типами. Главная масса медных и полиметаллических рудопроявлений и месторождений связана с плагιοгранит-порфировой, габбро-плагιοгранитной и габбро-гранодиорит-гранитной формациями. Однако наиболее важные в экономическом отношении месторождения сульфидных руд сформировались в связи с поздними малыми интрузиями.

Неравноценная продуктивность комагматов, по-видимому, обусловлена двумя основными причинами: особенностями физико-химических условий дифференциации магмы, которые складываются при формировании конкретных магматических комплексов, и степенью вовлечения базальтоидной магмой в плавление сиалических масс, как своеобразного «разбавителя» исходного расплава-раствора. В частности, последнее характерно для гранитоидов габбро-гранодиорит-гранитной формации, которая, как уже было показано, сформировалась в орогенный этап из раскисленной за счет плавления сиала магмы. Для формации свойственна следующая закономерность: чем кислее по составу слагающие массив породы, тем менее он продуктивен на халькофильный ряд металлов и тем ярче начинают проявляться в нем признаки редкометалльного оруденения.

Практический опыт показывает, что принадлежность оруденения к магматическим формациям должна учитываться при экспертной оценке рудопроявлений, прогнозировании и направлении поисково-разведочных работ, поскольку потенциальные возможности того или иного рудного объекта, равно как и методика проведения на нем

геолого-геофизических работ, прежде всего определяются его генетической и формационной принадлежностью. Однако установление этой принадлежности на практике не простая задача, так как разнотипные рудные месторождения, как уже говорилось, имеют некоторые черты сходства. Поэтому при разработке классификации рудных месторождений необходимо учитывать целый комплекс характерных признаков.

В том случае, когда необходимые геолого-генетические сведения о рудопроявлении отсутствуют, его приходится относить к категории неопределенного происхождения, что уже само по себе исключает возможность достаточно обоснованной прогнозной оценки объекта. Вместе с тем для таких рудопроявлений представляется возможность конкретизировать даваемые рекомендации по дальнейшему их изучению и тем самым повысить экономическую эффективность геологических работ.

Таким образом, установление черт сходства или существенных отличий вовлекаемых в изучение новых рудных площадей и разведанных месторождений приобретает первостепенное практическое значение. Общегеологические особенности и критерии, с помощью которых можно вести сравнительную оценку различных месторождений, рассмотрены выше. В следующем разделе будет показано, что одним из надежных критериев определения генетической и формационной принадлежности месторождения могут служить измененные породы.

ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ КАК ПОИСКОВЫЙ И ОЦЕНОЧНЫЙ ПРИЗНАК МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ

Изменения пород, связанные с проявлением магматизма, наблюдаются в пределах всего палеозойского разреза. Значение их как поискового признака на руды исключительно велико. Опыт проведения поисково-разведочных работ показал, что на Рудном Алтае во всех случаях руды залегают в зонах гидротермально измененных пород и тесно с ними связаны. При поисках вначале обнаруживаются ореолы гидротермальных изменений той или иной интенсивности и состава, а уже потом проводятся поиски ассоциирующих с ними руд. Особенно большую роль измененные породы приобретают в слабо обнаженных районах, при поисках скрытых и погребенных месторождений. В сочетании с другими геологическими признаками они успешно используются для глубинной прогнозной оценки состава и качества оруденения.

Однако, как видно из классификации рудных формаций, далеко не все измененные породы сопровождаются промышленными рудами. Разные группы этих пород имеют свои специфические особенности в отношении минерального состава, характера связи со структурами, вмещающими и интрузивными породами. Каждая группа их сопровождается набором определенных рудных месторождений. В связи с этим появляется возможность использования измененных пород

в качестве поискового признака на руды определенных генетических типов и формаций (Курек, Шилин, 1940; Т. В. Кирова, 1956 г.; В. С. Кузубный, 1958 г.). Принятые отправные положения систематики измененных пород (см. табл. 9) близки или даже аналогичны тем, которые были использованы при систематизации формационных типов месторождений. Подобный подход представляется оправданным, поскольку метасоматические породы — продукты того же процесса, что и руды.

Поисковая роль измененных пород может быть успешно использована в практической работе только в том случае, когда эти породы расчленяются на естественные разновидности, которые относительно легко диагностируются и картируются в поле. Таким условиям удовлетворяют генетические типы измененных пород, которые, формируясь в определенных термодинамических и физико-химических условиях, приобретают свои минералогические, структурно-текстурные и морфологические особенности. Это контактовые, аутометаморфические, контактово-метасоматические и гидротермальные генетические типы измененных пород, сопровождающиеся в общем случае тем или иным оруденением.

Как уже говорилось, не все магматические формации сопровождаются однотипным набором перечисленных измененных пород, а также характером проявления последних, поскольку на процесс отделения раствора в большой степени влияют многие геологические факторы, особенно глубина формирования и тектонические условия становления магматических пород. В приповерхностных и субэкструзивных магматических комплексах дестилляция летучих компонентов начинается очень рано и потому здесь не удастся обнаружить сколько-нибудь четкие границы между позднемагматическими, аутометасоматическими и собственно гидротермальными изменениями. В массивах магматических пород гипабиссального облика различия между этими изменениями существенны. В частности, поздний гидротермальный этап отчетливо отделен от ранних аутометасоматических изменений. Магматические породы, сформировавшиеся в условиях средних глубин, также характеризуются прерывистостью постмагматического процесса. Поэтому пестрота генетических типов измененных пород для вулканических и вулкано-плутонических формаций не свойственна. Здесь преобладают аутометаморфические процессы. В более глубоких магматических фациях, напротив, эта пестрота становится характерным явлением. Таким образом, принятый признак расчленения измененных пород на генетические типы приобретает реальное значение.

Кроме того, особенности минерального состава, отношение к структурам, материнским магматическим породам и рудам в одноименных генетических типах гидротермальных пород различных магматических комплексов не одинаковы. Это позволяет выделять в пределах каждой генетической группы измененных пород более дробные подразделения — формационные типы, которые отражают закономерную совокупность минерало-парагенетических ассоциаций,

сформировавшихся в определенных геологических условиях. В составе контактового генетического типа измененных пород выделяются формации роговиков и скарноидов, автотоморфического — вторичных кварцитов, пропилитов, амфиболитов, апогранитов, контактово-метасоматического — скарнов, гидротермального — кварцитов выщелачивания и отложения, пропилитов, кордиерит-антофилитовых пород, грейзенов и кварцевых жил.

На Рудном Алтае каждый магматический комплекс сопровождается набором своих формационных типов измененных пород. Однако нередки случаи, когда одноименные разности измененных пород формируются в связи с различными магматическими комплексами. Тогда вопрос о принадлежности их к тем или иным магматическим образованиям решается путем привлечения дополнительных оценочных критериев: характера отношения измененных пород к тектоническим структурам и магматическим образованиям (табл. 8).

Измененные породы могут иметь различное поисковое значение:

1) прямое поисковое значение на руды. Измененные породы сами являются рудой, либо сопутствуют ей;

2) косвенное поисковое значение, отражающее высокую степень вероятности нахождения руд в связи с данным типом измененных пород, который не имеет непосредственной связи с рудным процессом, предшествует ему во времени и, как правило, относится к другому генетическому типу. Таковы интенсивные контактовые и автотомасоматические изменения, которые служат индикатором проявления столь же интенсивного гидротермального процесса;

3) поискового значения не имеют. Это тот случай, когда измененные породы заметной концентрацией рудных компонентов не сопровождаются и представляют собой продукт одноактного петрологического процесса. Обычно это сухие контактовые роговики, образовавшиеся в связи со становлением ранних фаз гранитоидных интрузий, или автотоморфически измененные образования, лишенные признаков перерастания в гидротермалиты;

4) измененные породы могут выполнять роль благоприятной среды для наложенного оруденения. Таковы кварциты, пропилиты, кварцкарбонат-хлоритовые породы, образовавшиеся до отложения руд по таким породам, как известково-глинистые алевролиты и туффиты, туфы и лавы кислых пород, развитых в среднем девоне, туфы и лавы среднего и смешанного состава, широко распространенные в верхнем девоне. Именно эти стратиграфические подразделения заключают подавляющее большинство промышленных месторождений Рудного Алтая.

Кроме отмеченных типов измененных пород на Рудном Алтае известны метаморфические образования, связанные с региональным метаморфизмом и расщеплением пород в зонах смятия (Иванкин, 1957; Хорева, 1963). Продукты регионального метаморфизма развиты в ядрах Алейского, Синюшинского, Курчум-Кальджирского антиклинориев, сложенных нижнепалеозойскими отложениями складчатого фундамента. Последние превращены в кварц-серицитовые,

серицит-хлоритовые, актинолитовые и другие породы фации зеленых сланцев, а также в более высокотемпературные образования — биотит-плагноклазовые, гранат-биотит-плагноклаз-кордиеритовые, биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты.

В Иртышской и Северо-Восточной зонах смятия широко распространены кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-хлорит-карбонатные и другие динамометаморфические сланцы зеленокаменной фации, развитые в основном по породам карбонатно-терригенной и кварц-кератофировой формаций. В отличие от продуктов регионального метаморфизма они характеризуются сланцеватым сложением и структурно-генетической связью с зонами ламинарного течения и перекристаллизации пород.

Эти метаморфические образования оруденением не сопровождаются. Однако они, как и всякие другие типы пород (осадочные, вулканические), нередко вмещают наложенное оруденение. Так, на Карчигинском месторождении метаморфические породы амфиболитовой фации подвергаются кордиерит-антофиллитовому гидротермальному замещению с последующим наложением медно-пирротинового оруденения, а динамосланцы Прииртышского рудного района — кислотному выщелачиванию с образованием кварцитов, которое завершается отложением серноколчеданных медных и медно-цинковых руд.

Ниже приводится описание измененных пород, сопутствующих становлению магматических формаций и сопровождающихся тем или иным оруденением, а также оценка их поискового значения.

Роговики наиболее характерны для контактовых зон гранитоидов габбро-гранодиорит-гранитной формации и формации гранитов «батолитового» типа. Они образуют сравнительно широкие ореолы (иногда до 1—2 км), формирующиеся в условиях малых и средних глубин. Минеральные ассоциации роговиков зависят от состава исходных пород и положения их по отношению к активным контактам гранитоидов. Так, по известковистым и магнезиально-железистым породам образуются известково-силикатные скарноидные роговики с гранатом, пироксеном, волластонитом, эпидотом, актинолитом, хлоритом и кварцем (Орловское скарновое месторождение). По кремнисто-глинистым и кислым эффузивно-пирокластическим образованиям формируются слюдястые, кварц-биотитовые, кварц-полевошпаткордиеритовые, кварц-серицит-хлоритовые и другие разности (Таловское месторождение). Фельзиты и кремнистые алевролиты превращаются в кварциты — роговики. В размещении роговиков проявляется зональность. Вблизи контактов интрузивов развиты более высокотемпературные роговики, а по мере удаления от массивов они постепенно сменяются более низкотемпературными разностями (Межовский, Шемонаихинский и другие массивы). Рудные минералы в роговиковых зонах распределяются в общем равномерно и представлены редкими вкрапленниками магнетита, пирита, халькопирита и сфалерита. Практического интереса минерализация не имеет. Поэтому в табл. 8 этот тип измененных пород не рассматривается.

| Магматическая формация | Форма связи пород с интрузиями | Генетические типы измененных пород | Главные формационные типы измененных пород | Характер | |
|--|--------------------------------|--|--|---|--|
| | | | | Жильные | |
| Кварц-кератофировая | Прямая генетическая | Автометаморфический | Вторичные кварциты | Кварц, серицит, альбит, хлорит, каолин | |
| | | Автометаморфический | Зеленокаменные породы (пропилиты) | Хлорит, эпидот, карбонат, диккит | |
| | | Автометаморфический, переходящий в гидротермальный | Вторичные кварциты и пропилиты | Кварц, альбит, хлорит, серицит, карбонат | |
| | | Контактный | Роговики | Кварц, полевой шпат, эпидот, хлорит, серицит | |
| | | Автометаморфический | Вторичные кварциты | Кварц, серицит, зуннит | |
| | | | Пропилиты | Кварц, альбит, калиевый полевой шпат, эпидот, хлорит, серицит | |
| Андезитодацитовая и андезитобазальтовая | | | | | |
| Трахилпарито-дацитов и субвулканических гранитов — гранодиоритов | | | | | |
| Плагιοгранит-порфировая | | | | | |

типов измененных пород Рудного Алтая

| ные минералы | Отношение измененных пород к структурам и магматическим образованиям. Морфологические особенности | Поисковое значение измененных пород |
|---------------------------------------|---|---|
| | | |
| Пирит | Характерен стратиграфический контроль. Пластообразные и неправильные тела | Прямого поискового значения не имеют. Благоприятны как среда для наложенных рудообразующих процессов |
| Пирит, гематит, магнетит | То же | Прямого поискового значения не имеют |
| Пирит | Стратиграфический контроль и апикальные части интрузивов. Неправильные тела и линейные зоны | Поискового значения не имеют |
| Пирит, магнетит | Узкие околосинтрузивные зоны у гипабиссальных фаций | То же |
| Пирит, гематит, диаспор, пирофиллит | Мощные ореолы в апикальных частях порфировых интрузий субвулканической фации | Прямое поисковое значение на глиноземистое сырье |
| Пирит, сфалерит, галенит, халькопирит | Мощные ореолы вблизи порфировых интрузий гипабиссальной фации | Прямое поисковое значение на руды пропилито-кварцовой полиметаллической формации и косвенное на руды меднопорфировой и полиметаллической формации |

| Магматическая формация | Форма связи поруд с интрузи- виями | Генетические типы изменен- ных пород | Главные форма- ционные типы изме- ненных пород | Характер | | | |
|---|--|--|--|--|---|---|--|
| | | | | Жильные | | | |
| Плаггиогранит- порфировая | | Гидротер- мальный | Кварциты: а) выщелачи- вания б) отложения | Кварц, серицит, рутил | Кварц, серицит, барит, хлорит, кар- бонат | | |
| | | | | | | | |
| Габбро-диабазовая и габбро-плаггиогранитная | | Контактовый | Адинолы | Кварц, альбит, эпидот | | | |
| | | | | Автометаморфический | Амфиболиты | Кварц, альбит, эпидот, актинолит, хлорит, карбонат | |
| | | | | Гидротермальный | Кордиерит-антофиллитовые породы | Кордиерит, антофиллит, кварц, биотит, хлорит | |
| | | | | Контактовый | Роговики и скарноиды | Кварц, биотит, полевой шпат, кордиерит, эпидот, волластонит, гранат, пироксен | |
| | | | | Автометаморфический | Лейкократовые апограниты, альбититы, автоскарны | Кварц, альбит, калиевый полевой шпат, эпидот, хлорит, карбонат, гранат, пироксен, актинолит | |
| Габбро-гранодиорит-гранитная | | Контактово-метасоматический | Скарны | Гранат, пироксен, волластонит, амфиболы, эпидот, кварц | | | |
| | | | | | | | |

Прямая генетическая

| ные минералы | Отношение измененных пород к структурам и магматическим образованиям. Морфологические особенности | Поисковое значение измененных пород |
|---|---|--|
| | | |
| Пирит Пирит, халькопирит, блеклая руда | Лентообразные тела, жилы, штокверки, приуроченные к разломам | Прямое поисковое значение на руды меднопорфировой и кварцевожильной медной и полиметаллической формаций |
| Пирротин, халькопирит | Узкие околоинтрузивные ореолы | Поискового значения не имеют |
| То же | В зонах смятия, развиваются по самим интрузиям | Косвенное поисковое значение на руды медно-пирротиновой формации |
| Пирротин, халькопирит, магнетит, сфалерит, пирит, галенит | Пластообразные залежи, линзы, жилы в зонах расщепления | Прямое поисковое значение на руды медно-пирротиновой формации |
| Магнетит, пирит, редко халькопирит, сфалерит | Широкие околоинтрузивные ореолы | Прямого поискового значения не имеют |
| Магнетит, гематит | Ореолы в апикальных частях интрузий | Косвенное поисковое значение на руды скарновых месторождений |
| Магнетит, пирит, халькопирит, сфалерит, пирротин, шеелит | Жилы, линзы, неправильные тела вдоль разломов среди роговиков в ассоциации с дайками | Прямое поисковое значение на руды железорудной, меднорудной, полиметаллической и редкометаллической формаций |

| Магматическая формация | Форма связи пород с интрузи- ями | Генетические типы изменен- ных пород | Главные форма- ционные типы изме- ненных пород | Характер | |
|---|--|--|--|--|--|
| | | | | Жильные | |
| | Прямая гене- тическая | Гидротер- мальный | Пропилиты, кварциты и квар- цевые жилы | Эпидот, актинолит, кварц, хлорит, сери- цит, карбонат, бар- рит, турмалин, флюо- рит, апатит | |
| Гранитов «батолито- вого типа» | Прямая и косвенная генетическая | Контактный | Роговики и скар- ноиды | Кварц, биотит, по- левые шпаты, пирок- сен, эпидот, гранат | |
| | | Автометамор- фический | Лейкократовые апограниты | Кварц, полевые шпаты, мусковит | |
| | | Контактово- метасомати- ческий и гид- ротермаль- ный | Скарны | Пироксен, амфибо- лы, эпидот, гранат, кварц, полевые шпа- ты, мусковит, биотит | |
| | | | Грейзены | Альбит, микро- клин, кварц, флюо- рит, турмалин | |
| | | Кварцевые жилы | Кварц, альбит, мусковит, флюорит | | |
| Мигматитов и анатекти- ческих гра- нитов | Косвенная генети- ческая | Гидротер- мальный | Кварциты | Кварц, серицит, турмалин, анкерит | |
| | | | Кварц-хлорит- карбонатные породы | Кварц, хлорит, се- рицит, карбонат, эпи- дот, актинолит | |

| ные минералы | Отношение измененных пород к структурам и магматическим образо- ваниям. Морфологические особенности | Поисковое значение измененных пород |
|---|---|--|
| | | |
| Пирит, сфалерит, халькопирит, кассите- рит, шеелит, вольфра- мит, золото | Линзы, жилы, непра- вильные тела вдоль раз- ломов в ассоциации с дайками | Прямое поисковое значение на кварцево- жильные медные, мед- но-цинковые, полиме- таллические и редкоме- талльные формации |
| Гематит, магнетит, пирротин, сфалерит | Широкие околоинтрузи- вные ореолы | Прямого поискового значения не имеют |
| Гематит | Ореолы в апикальных частях интрузий | То же |
| Магнетит, гематит, пирит | В экзоконтактах гра- нитных интрузий | Прямое поисковое значение на железоруд- ные и редкометалльные формации |
| Молибденит, висму- тин, халькопирит, кас- ситерит, шеелит | В трещинных зонах апикальных частей ин- трузий | Прямое поисковое значение на грейзено- вую и кварцевожильную редкометалльные форма- ции |
| Молибденит, вольфра- мит, халькопирит | Трещины в гранитах | То же |
| Золото, серебро, пи- рит, халькопирит, сфа- лерит, галенит | В зонах расщепле- ния над слепыми интрузи- ями. Ленты, жилы, линзы | Прямое поисковое значение на медно-зо- лоторудную формацию |
| Гематит, магнетит | То же, в зоне отло- жения | Прямое поисковое значение на метамор- фогенную железорудную формацию |

| Магматическая формація | Форма связи пород с интрузи- зиями | Генетические типы изменен- ных пород | Главные форма- ционные типы измененных пород | Характер | |
|--|--|--|--|---|----------|
| | | | | Жильные | |
| Малых интрузий альбитофи- ров — порфи- ритов | Парагенетическая | Гидротер- мальный | Кварциты: а) выщелачи- вания б) отложения | Кварц, рутил | серицит, |
| | | | | Кварц, барит, кар- бонат, серицит, аль- бит, опал, гипс | |

При контактовом изменении ранее минерализованных пород происходит частичное перераспределение рудных компонентов, при котором последние становятся составной частью высокотемпературных минеральных ассоциаций роговиков. Так образуются кварц-биотитовые роговики с вкрапленным магнетитом в контактах гранитов с гематитизированными эффузивами. По мере удаления от контакта к этим минералам добавляются калиевый полевой шпат и альбит, а на значительном расстоянии от него, где начинают доминировать среднетемпературные минеральные ассоциации, гематит испытывает лишь частичную перекристаллизацию. Промышленного значения такая железорудная минерализация в роговиках на изученной территории также не имеет. Явления регенерации и переотложения металлов в контактовых зонах пока изучены очень слабо.

Роговики, связанные с порфировыми интрузивами, проявляются только в гипабиссальных фациях. Для них характерны относительно узкие ореолы (5—10 м) и преобладание в породах средне- и низкотемпературных минеральных ассоциаций: кварц — калиевый полевой шпат — эпидот — хлорит, кварц — хлорит, кварц — серицит и др. Из рудных распространен пирит. Отличительной особенностью роговиковых зон, сопровождающих интрузии габбро-диабазов, является адиоловый состав и наличие в них редкой вкрапленности пирротина, халькопирита, магнетита и гематита.

Автометаморфически измененные породы наиболее развиты в образованиях ранних вулканических и плагио-гранит-порфировой формаций. Породы кварц-кератофировой формации подверглись общей альбитизации и серицитизации, а в отдельных

| ные минералы | Отношение измененных пород к структурам и магматическим образова- ниям. Морфологические особенности | Поисковое значение измененных пород |
|--|--|--|
| | | |
| Пирит | В зонах смятия и раз- ломах в ассоциации с дайками. Лентовидные и межпластовые тела, комбинированные зале- жи | Прямое поисковое значение на месторож- дения медно-цинковых и полиметаллических формаций |
| Пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, бле- лая руда, пирротин, марказит, теллуриды, золото, серебро | | |

участках — окварцеванию и пиритизации. Иногда процессы раннего кислотного выщелачивания приводят к образованию пиритизированных вторичных кварцитов, которые, слагая пластовидные тела и залежи неправильной формы, образуются при выщелачивании кислых пород в приповерхностных условиях. Пространственное размещение этих ранних вторичных кварцитов не зависит от интрузивных пород и тектонических нарушений в отложениях девона и карбона.

Отличительной особенностью автометаморфизма пород андезито-дацитовой и андезито-базальтовой формаций является пропиловый тип изменений с преобладанием в составе вторичных новообразований хлорита, альбита, эпидота, карбоната, местами диккита. Из рудных им сопутствуют редкие вкрапленники пирита, гематита и магнетита. Постмагматическая деятельность этого комплекса имеет обычно щелочной характер и не сопровождается выщелачиванием пород.

Автометаморфические процессы в породах вулкано-плутониче-ской формации трахилипарито-дацитов и субвулканических грани-тов — гранодиоритов изучены недостаточно. Установлено, что эффу-зивные породы сопровождаются серицитизацией, альбитизацией, хлоритизацией; местами отмечаются признаки раннего кислотного выщелачивания пород с образованием вторичных кварцитов с вкрап-ленностью пирита. В интрузивных породах изменения выражены сла-бее и проявлены в умеренной альбитизации и сосюритизации пла-гиоклазов, хлоритизации темноцветных минералов. Слабо выражена и постмагматическая деятельность, которая, имея щелочной харак-тер, приводит к образованию среднетемпературных пропилов с пиритом.

Интрузивы плагиогранит-порфировой формации характеризуются интенсивными автометасоматическими изменениями, приводящими к образованию вторичных кварцитов, пропилитов, калишпат-эпидотовых и других пород. Вблизи гранит-порфировых штоков происходит умеренное калишпат-эпидотовое и калишпат-хлоритовое замещение. Ему сопутствуют вкрапленники пирита, магнетита и гематита. По восстанию, в условиях, переходных к субэкструзивным фациям, формируются пропилиты (ранний щелочной этап). При пропилитовом замещении порфировых пород последние сохраняют массивный облик, подвергаются равномерной эпидотизации, калишпатизации и хлоритизации с одновременным образованием рассеянной вкрапленности сульфидов цветных металлов.

Пропилитовое замещение туфов, туффитов и туфогенно-осадочных алевролитов приводит к образованию пород альбит-эпидот-хлоритового, хлорит-эпидот-калишпатового, кварц-эпидот-калишпатового и хлорит-кварц-эпидотового состава. В этих породах помимо пирита постоянно присутствуют сфалерит, халькопирит и галенит. В субэкструзивных фациях порфиры подвергаются общему интенсивному изменению с образованием минерализованных вторичных кварцитов. Эти изменения отвечают раннему кислотному выщелачиванию. Массивы кварцитов тяготеют к апикальным частям порфировых интрузий, причем окварцевание распространяется как на интрузивные, так и на вмещающие породы. Если порфировые интрузивы залегают в кислых породах, таких как кремнистые алевролиты, липариты и туфы, то формируются большие ореолы интенсивного окварцевания пород — до 10 км² по площади. В полимиктовых породах окварцевание носит более локальный характер, приурочиваясь к самым интрузивам и узким околоинтрузивным зонам. В этом случае одновременно с кварцитами образуются кварц-хлорит-серицитовые породы (низкотемпературные пропилиты).

По минеральному составу среди вторичных кварцитов выделяются кварцевые, серицитовые, андалузитовые, пирофиллитовые, алунитовые, зунитовые, диаспоровые и каолинитовые. Наиболее распространенными являются серицит-кварцевые разности. В полях развития вторичных кварцитов и пропилитов нередко развиваются кварцевые жилы с сульфидами и гематитом, а также мелкие залежи меднопорфировых и полиметаллических руд.

Среди характерных особенностей автометаморфических преобразований порфиров могут быть отмечены следующие: четкая зависимость изменений от состава исходных пород, большие размеры выходов измененных пород, сопоставимые с выходами самих интрузивов, отсутствие четкого структурного контроля в локализации измененных пород, постепенное перерастание автометаморфических процессов в гидротермальные, весьма рассеянный характер рудной минерализации в измененных породах, наличие в кварцитах высокоглиноземистых минералов.

Пропилито-кварцевые породы представляют практический интерес на поиски в них глиноземного сырья, а также серноколчеданных

медных и полиметаллических руд. Рассеянная рудная минерализация в кварцитах и пропилитах может представлять, по-видимому, практическое значение в благоприятных структурно-литологических условиях, обеспечивающих быструю нейтрализацию растворов и высадку из них металлов. К таким условиям предположительно можно отнести карбонатный характер вмещающих пород, крутое залегание рудоносных порфировых интрузий, подчиненных подвижным тектоническим зонам, наличие экранирующих структур.

Автометаморфические изменения в породах габбро-диабазовой и габбро-плагиогранитной формаций проявляются более локально и, как правило, не выходят за пределы интрузивных тел. Интенсивность изменений, отвечающих ранней щелочной стадии, значительна. В зонах смятия габбро-диабазовые интрузии превращаются в амфиболиты, кварц-эпидот-хлоритовые и альбит-эпидот-хлоритовые породы. За пределами зон смятия первичный облик пород в основном сохраняется. Автометаморфические изменения здесь выражаются в альбитизации и сосюритизации плагиоклазов, амфиболитизации и хлоритизации темноцветных компонентов. В породах появляются пятна и гнезда эпидота, актинолита, хлорита, кварца и карбоната. Рудная минерализация представлена редкими вкрапленниками пирита, пирротина, халькопирита, гематита и магнетита. Реже встречаются линзовидные стяжения сульфидов.

Автометаморфические изменения в гранитоидах габбро-гранодиорит-гранитной формации и формации гранитов «батолитового» типа проявляются сравнительно слабо. Они выражаются обычно в альбитизации и сосюритизации полевых шпатов и хлоритизации темноцветных минералов. Интенсивный автометаморфизм, приводящий почти к полному изменению первичного состава пород, характерен лишь для апикальных частей сложных массивов, залегающих в подвижных тектонических зонах. В этих случаях диориты, гранодиориты, плагиограниты и граниты подвергаются альбитизации, калишпатизации и эпидотизации с превращением их в альбититы, лейкократовые граниты и кварц-калишпат-эпидотовые породы. Темноцветные минералы (биотит, роговая обманка) и магнетит разлагаются нацело, а входящие в их состав железо, кальций и магний переходят в раствор и накапливаются в верхних частях подвижных зон с образованием автоскарнов. В апикальных частях некоторых массивов габбро-гранодиорит-гранитной формации, например Межовского в районе с. Шемонаихи, а также на месторождении Родюнов Лог, происходит значительное перераспределение железа и оснований. Зоны интенсивного автометаморфизма обедняются этими элементами, а области отложения обогащаются ими с образованием в гранитах скариновых минералов — граната, пироксена, эпидота, актинолита, магнетита и гематита. Строение магнитного поля над такими интрузивами резко усложняется: зоны максимального выщелачивания и щелочного замещения приобретают отрицательные значения, а области базификации (автоскарнирования) становятся аномально положительными. Такие участки в апикальных частях

гранитоидных интрузий представляют интерес для поисков мелких месторождений железа. Следует подчеркнуть, что скарново-сульфидные месторождения также обычно локализируются в экзоконтактах измененных гранитоидов. Поэтому интенсивное аутометаморфическое изменение гранитоидов может рассматриваться также в качестве поискового признака на скарновые месторождения медной, медноцинковой и полиметаллической формаций.

Аутометаморфизм поздних малых интрузий на современном эрозионном срезе проявился относительно слабо. В кислых породах появляются серицит, альбит, пирит, в средних и основных — эпидот, клиноцоизит, хлорит, карбонаты, пирит, редко халькопирит и сфалерит.

Скарны на Рудном Алтае наиболее широко развиты в связи с гранитоидами, в меньшей мере в связи с другими интрузивными образованиями (см. рис. 18). Генетически они всегда являются продуктами раннего щелочного этапа. Скарны в контактах гранитоидных интрузивов приурочены к трещинным зонам и почти всегда залегают среди роговиков (Таловское, Орловское, Глинковское и другие месторождения), образуя невыдержанные жилы, небольшие линзы, неправильные тела. Они обычно замещают полимиктовые породы. Таковы высокотемпературные гранатовые, гранат-пироксеновые, пироксен-волластонитовые и амфиболовые скарны Таловского и Орловского месторождений. Важной особенностью этих скарнов является тесная связь их с массивами аутометаморфически измененных гранитоидов (калишпатизация, альбитизация), а также с зонами их гибридизации. С другой стороны, сами залежи скарнов обычно сопровождаются средне- и низкотемпературными гидротермальными изменениями при отложении в них сульфидных руд (Иванкин, Кузубный, Ведерников, 1963). В поисковой практике скарны могут использоваться в качестве прямого признака месторождений железа, цветных и, возможно, редких металлов.

Скарны, связанные с габброидными и порфировыми интрузиями, наблюдаются редко. Обычно это очень мелкие линзообразные тела, приуроченные к трещинам в экзоконтактных зонах интрузивов. Для них характерны среднетемпературные минеральные ассоциации, переходящие к типичным гидротермальным — амфибол, эпидот, хлорит и др. Высокотемпературные безводные силикаты, такие как гранат, пироксен и волластонит, встречаются очень редко. Скарноидные породы сопровождаются отложением магнетита, гематита и сульфидов цветных металлов. Редкометалльная минерализация не характерна.

Для контактовых зон слюдяных гранитов, прорывающих железоносные вулканогенно-осадочные отложения эйфельского яруса, скарны менее характерны. В этом случае граниты наряду с метаморфическим преобразованием гематита в магнетит в роговиках ассимилируют часть железа боковых пород и в постмагматическую стадию «сбрасывают» его в виде шпир, гнезд и прожилков кварц-альбит-калишпат-гематит-магнетитового состава. Во вмещающих породах

формируются скарны, состоящие из пироксена, граната, амфибола, эпидота, магнетита и гематита. По мере развития процесса, со сменой ранней щелочной стадии на кислотную, образуются полевошпат-мусковит-турмалиновые грейзены и калишпат-биотит-кварц-турмалин-магнетитовые метасоматиты, а затем кварц-серицит-мусковит-гематитовые их разности и кварцевые жилы с редкометальным оруденением (Д. Г. Ажгирей, 1966 г.; В. А. Лукин, 1969 г.).

Гидротермальные породы образуются в условиях высоких, средних и низких температур, а также на разных глубинах и потому очень разнообразны (Курек и др., 1954; Хисамутдинов, 1956; Иванкин и др., 1960 и др.).

Высокотемпературные гидротермалиты, сопровождающие интрузивы габбро-плагиогранитной формации, представлены кордиерит-антофиллитовыми породами с биотитом и хлоритом. Они слагают узкие полосы среди кварц-актинолитовых, слюдистых кристаллических и филлитовидных графитизированных сланцев, обнажающихся в пределах глубоко эродированных структур. Образовались эти метасоматиты при магнезиальном замещении вмещающих пород в условиях средних глубин. В зонах магнезиального замещения заключены медно-пирротиновые руды. При поисках надо иметь в виду, что зоны магнезиального замещения внешне (визуально) не отличаются резко от вмещающих регионально метаморфизованных пород и к тому же имеют небольшую мощность. Поэтому петрографическое изучение пород в данном случае приобретает особенно важное значение.

Типичными представителями среднетемпературных гидротермальных пород являются эпидозиты, эпидот-актинолитовые, кварц-эпидот-хлоритовые, кварц-актинолит-хлоритовые, кварц-серицитовые, кварц-карбонат-хлоритовые породы, кварциты, кварцевые и кварц-баритовые жилы. Все эти породы на Рудном Алтае очень широко распространены. Эпидозиты, эпидот-актинолитовые, кварц-эпидот-хлоритовые, кварц-актинолит-хлоритовые и другие близкие к ним по составу породы характерны для гранитоидов габбро-гранодиорит-гранитной формации. Они формируются преимущественно в условиях гипабиссальных и малых глубин и пространственно тесно связаны с описанными роговиками и скарнами. В генетическом отношении породы представляют собой промежуточные образования между собственно скарнами и более низкотемпературными гидротермалитами. Они отвечают началу позднего постмагматического этапа, щелочной характер которого затем сменяется кислотным. В конце этого этапа образуются кварциты, кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые породы и кварц-баритовые жилы, которые нередко накладываются на эпидот-актинолитовые породы.

Для описываемых измененных пород характерна пространственная связь с полями развития даек кислых и средних пород. Структурно метасоматические породы тяготеют к разломам, межслоевым срывам, зонам повышенной трещиноватости и рассланцевания. Форма тел линзообразная, жильная или штокверковая. В размещении минеральных ассоциаций намечается зональность. Вдоль главного канала

движения минерализующей струи обычно образуются кварц-эпидот-актинолитовые породы, которые далее переходят в зоны кварц-эпидот-хлоритового и далее хлорит-пренит-карбонатного замещения. Наблюдается также зависимость гидротермальных образований от состава исходных пород.

Зоны среднетемпературного железо-магнезиального замещения сопровождаются накоплением сульфидов железа, меди, цинка и свинца. Они могут служить поисковым критерием на мелкие и средние месторождения этих металлов при благоприятных структурно-тектонических условиях.

Эпидозиты и кварц-эпидот-актинолитовые породы, связанные с другими интрузивными комплексами, имеют более ограниченное развитие. Они по существу представляют собой продукты скарного этапа минералообразования, протекающего здесь в условиях средних температур с высокой активностью воды и углекислоты.

Кварциты, кварц-серицитовые породы, а также кварцевые и кварц-баритовые жилы на Рудном Алтае также являются гетерогенными образованиями, имеющими различное отношение к магматизму и рудогенезису (Курек, Шилин, 1940; Щерба, 1957; Иванкин, Иншин, Кузбный, 1961 и др.). Окварцевание пород происходит путем околотрещинного выщелачивания и отложения компонентов. Оно характерно для гипабиссальных и приповерхностных постмагматических процессов, сопровождающих становление порфировых, гранитоидных и поздних малых интрузий, а также мигматитов и анатектических гранитов. Во всех случаях окварцевание пород протекает при средних и низких температурах и поэтому кварциты различных комплексов имеют много общих черт. Однако у них имеются и существенные различия. Кварциты и кварц-серицитовые породы комплексов отличаются по масштабу, морфологии и рудоносности.

Околотрещинные кварциты, кварц-серицитовые породы и кварцевые жилы, связанные с интрузиями плагиогранит-порфировой формации, нередко залегают в полях вторичных кварцитов. В морфологическом отношении они образуют зоны окварцевания, штокверки и кварцевые жилы, связанные обычно с разломами, зонами скальвания и интенсивного растрескивания пород. Кварциты представляют собой продукты местного околотрещинного выщелачивания вмещающих пород различного состава. По времени образования они относятся к завершающему этапу постмагматической деятельности порфировых интрузивов. Последние к этому времени уже подвергались раннему аутометасоматозу и дроблению. Образование кварцитов сопровождается выносом оснований из пород и переотложением кремнезема и рутила в направлении инфильтрации растворов. В незначительных количествах в околотрещинных кварцитах и кварцевых жилах присутствуют серицит, карбонаты, пирит и хлорит, указывающие на нейтрализацию растворов в конце этапа. Обильному отложению минералов предшествуют дробление пород и приоткрытие трещин. В таких условиях вместе с нерудными отлагаются сульфиды железа, меди, цинка и свинца. В отличие от вторичных кварцитов

«общего выщелачивания» околотрещинные кварциты сопровождаются более концентрированным отложением сульфидов, образующих сравнительно узкие зоны вкрапленников, рудные штокверки, мелкие штоки и жилы. Поэтому они представляют интерес для поисков месторождений медно-порфировой и серноколчеданной полиметаллической формаций.

Околотрещинные кварциты в экзоконтактах интрузий габбро-гранодиорит-гранитной формации образуют линзы, жилы и штоки, приуроченные к разломам и трещинным зонам в ороговикованных или скарнированных породах. Это преимущественно среднетемпературные образования. Вначале при выщелачивании трещиноватых пород образуются зоны роговиковидного кварца, то плотного и массивного, то пористо-брекчиевидного. Известны случаи, когда окварцеванию подвергаются скарны разного состава. При обновлении разломов кварциты дробятся, превращаясь иногда в настоящие брекчии. После этого выщелачивание обычно сменяется отложением жильного кварца, которому сопутствуют эпидот, карбонат, хлорит, серицит, барит, а иногда флогопит, флюорит и мусковит. Одновременно отлагаются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды, которые образуют небольшие залежи вкрапленных, вкрапленно-прожилковых, реже сплошных медных, медно-цинковых и полиметаллических руд.

Околотрещинные кварциты, связанные со становлением мигматитов и анатектических гранитов в зонах смятия, по существу представляют собой передовой фронт воздействия гранитизирующих растворов на вмещающие породы. Это типичные кварциты выщелачивания, состоящие в основном из кварца и серицита. Они наблюдаются в виде узких и протяженных полос в зонах рассланцевания пород над слепыми выступами гранитоидов. В апикальных частях гранитоидов образуется следующая метасоматическая колонка (Кузубный, 1967): 1) зона гранитизации и общего порфириобластеза пород; 2) зона гидротермального кварц-серицитового замещения (выщелачивания) с отложением золотоносных кварц-турмалиновых и кварцево-медных жил; 3) зона отложения (базификации) магнезиально-железистых силикатов, кварца и железных руд. Общая протяженность метасоматической колонки по вертикали от верхней части гранитного тела до зоны отложения более 2 км, а длина по простиранию при пологих погружениях структур может превышать 30 км.

Кварциты, кварцевые и кварц-баритовые жилы позднего этапа относятся к обширной группе гидротермальных пород, не имеющих, в отличие от описанных выше, прямой генетической связи с крупными интрузивами (см. рис. 19). Но они обнаруживают тесную пространственно-структурную связь с малыми интрузиями кислого и среднего состава, образовавшимися в условиях небольших глубин. Формируясь после завершения главных тектонических процессов, эти гидротермальные породы четко контролируются крупными структурами сквозного типа — разломами, зонами смятия, которые нередко комбинируются с пологими и закрытыми структурами.

Существенно кварцевые породы занимают определенное место в процессе формирования полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Главная масса их образуется до отложения руд и значительно меньше в процессе накопления полиметаллических руд, преимущественно в конце его. Первые по своему генезису являются кварцитами выщелачивания, вторые — кварцитами отложения.

Предрудное выщелачивание пород в зонах циркуляции растворов начинается с обычного гидролиза, когда сложные по составу туффитовые и туфовые породы подвергаются изменениям зеленокаменного типа без существенного выноса компонентов. Затем эпидот, хлорит, полевые шпаты и карбонаты разлагаются, основания переходят в раствор и выносятся. При этом обычно формируются существенно биминеральные серицит-кварцевые породы с рассеянным пиритом. В зонах более интенсивной циркуляции растворов становится неустойчивым и серицит, и поэтому здесь наблюдаются скопления кварца с реликтами серицита. Несколько позже отлагается жильный кварц с карбонатами, хлоритом, альбитом, баритом и пиритом. Подобные зоны серицит-кварцевых пород с линзами и полосами кварцитов, местами обогащенных рутилом, характерны для многих полиметаллических месторождений, залегающих в зонах смятия. Как правило, в них преобладают серицитовые кварциты. На Бразихинском участке мощные зоны предрудного выщелачивания сформировались в толще пород порфиритового состава. В центральных частях зон процессы выщелачивания привели к полному разложению серицита и образованию пористых алюмокварцитов. Последние помимо кварца содержат андалузит и дистен, а также пирофиллит (в трещинах). Боковые части зоны представлены серицит-кварцевыми породами с хлоритом и гематитом.

В крутопадающих сквозных протяженных структурах (Иртышское месторождение) процессы выщелачивания пород в глубоких частях сопровождаются процессами магнезиально-железистого и карбонатного замещения пород во фронтальных частях зон изменений. Это приводит к возникновению продольной зональности в размещении кварцевых, кварц-серицитовых, хлоритовых и карбонат-хлоритовых метасоматитов, имеющей большое значение для прогнозирования оруденения (Воробьев, 1963). В пологих закрытых структурах процессы предрудного выщелачивания в общем менее интенсивны. Поэтому здесь особенно широко развиты серицит-хлорит-кварцевые породы с рассеянным пиритом, реликтами карбонатов и других минералов. Если в зонах гидротермальных изменений оказываются пласты кремнистых алевролитовых пород, кислые эффузивы и их туфы, то образуются мощные пластовидные тела микрокварцитов. Характерные примеры имеются на Лениногорском и других месторождениях.

Сульфиды, входящие в состав полиметаллических руд, кристаллизуются из растворов, насыщенных кремнекислотой. Последняя в виде кварца выпадает на протяжении всего рудного этапа, в осо-

бенности в конце процесса формирования рудных залежей. Совместно с кварцем кристаллизуются карбонаты, барит, пирит, хлорит, мусковит. Поздний кварц вместе с указанными минералами образует жилы и линзы преимущественно в верхних частях полиметаллических залежей, а также дает сравнительно небольшие по размерам зоны метасоматических замещений. Зоны накопления позднего кварца нередко обогащены золотом и серебром (как, например, на Лениногорском, Путинцевском и некоторых месторождениях Змеиногорской группы).

Как видно из приведенного описания различных типов кварцитов, образование их на Рудном Алтае происходит двумя путями — путем выщелачивания из силикатных пород всех оснований и перегруппировки кремнекислоты и путем отложения кремнекислоты непосредственно из растворов на путях их циркуляции. При формировании кварцитов выщелачивания не происходит накопления сульфидов цветных металлов. Поэтому нет пропорциональной зависимости между масштабом окварцевания на том или ином участке и его рудоносностью. Скорее наоборот: огромные поля гидротермальных кварцитов, связанных, например, с порфировыми интрузиями, как правило, в условиях Рудного Алтая не содержат промышленных скоплений руд, поскольку такие поля формировались при общем выщелачивании пород. В связи с этим далеко не всякие поля кварцитов должны детально разбуриваться с целью поисков рудных сульфидных залежей, точно так же как многочисленные металлометрические аномалии в полях кварцитов не всегда должны расцениваться в качестве прямого указания на возможность присутствия промышленных руд.

Напротив, все кварциты отложения и кварц-баритовые породы сопровождаются накоплением сульфидов цветных металлов и потому нередко сами являются промышленными рудами. Зоны, в которых формируются такие породы, представляют значительный интерес в поисковом отношении. Особо перспективными на руды цветных металлов являются хорошо проработанные зоны серицит-кварцевых, кварц-карбонатных и кварц-баритовых пород.

Кварц-карбонат-хлоритовые породы обычно тесно связаны с вышеописанными зонами кварцитов и кварц-серицитовых пород и нередко сменяют их по восстанию. Намечающаяся зональность гидротермальных изменений по восстанию сквозных структур также должна учитываться в поисковой практике. Важно это потому, что в верхах зон гидротермальных пород процессы выщелачивания сменяются магнетитно-карбонатным замещением. В этом случае не развиваются столь наглядные и легко выявляемые «зоны выбеливания пород», а возникают внешне маловыразительные полосы кварц-карбонат-хлоритового состава, которые трудно отличить от близких по составу динамометаморфических сланцев в региональных зонах смятия.

Продукты низкотемпературного гидротермального метаморфизма представлены кварц-хлоритовыми, кварц-альбит-хлорит-пиритовыми,

карбонатными, каолиновыми, опаловыми и барит-гипсовыми породами. Сюда же относятся пренит-цеолитовые, кальцит-цеолитовые, халцедоновые, карбонатные и хлорит-карбонатные прожилки. В заключительные стадии минерализации подобные образования формируются в зонах измененных пород разного возраста и состава. Однако для некоторых рудных формаций низкотемпературные гидротермальные изменения являются характерными. Так, на приповерхностных сернокислотных месторождениях получают большое развитие каолинизация и опализация пород, гипогенные прожилковые барит, гипс и карбонаты. Кварц-полиметаллическая формация проявляется широким развитием жильного колломорфного кварца, которому нередко сопутствует барит.

Выводы и некоторые вопросы методики. Многолетний опыт изучения Рудного Алтая показал, что умение различать типы гидротермальных изменений в горнорудных районах становится важнейшим условием успешного направления поисковых работ. При выделении генетических типов измененных пород должны учитываться не только петрографо-минералогические особенности, но также ряд общегеологических признаков, таких как отношение к интрузиям и тектоническим структурам, связь с вмещающей средой, тип сопутствующей минерализации, характер последовательной смены минеральных парагенезисов во времени. Только такой подход может дать геологу конкретные критерии для оценки тех или иных объектов по гидротермально измененным породам и использовать их в качестве поискового признака на месторождения определенных генетических типов и формаций, которые, как было показано, различаются по масштабам и экономической значимости оруденения. Кроме того, имея различный характер связи с магматизмом и тектоникой, различные по происхождению гидротермально измененные породы совершенно по-разному проявляются в геологических структурах и потому предопределяют применение различной методики при производстве поисковых и разведочных работ.

Наиболее перспективными при поисках крупных и средних промышленных месторождений цветных металлов на Рудном Алтае следует считать гидротермально измененные породы зон средне- и низкотемпературного выщелачивания и магнезиально-карбонатного замещения. Интересны в поисковом отношении также скарны и среднетемпературные эпидот-актинолитовые зоны, с которыми ассоциируют железорудные, медные, медно-цинковые и полиметаллические месторождения.

Несмотря на менее полную изученность вторичных кварцитов и прожилитов, можно считать, что они не сопровождаются значительными накоплениями богатых сульфидных руд. В этих породах преобладает рассеянная сульфидная минерализация. Концентрированное отложение руд можно ожидать только в особо благоприятных структурно-литологических условиях. Несравненно менее благоприятными для поисков руд являются зоны роговиков и различные автотаморфически измененные породы.

При использовании измененных пород как поискового признака месторождений различных формационных типов следует учитывать тот факт, что в связи с пространственным совмещением разновозрастных магматических образований происходит также территориальное совмещение и наложение друг на друга разнотипных метасоматитов. В пределах всего Рудного Алтая, особенно в местах длительной тектоно-магматической активности, каковыми являются Иртышская и другие структурно-формационные зоны, отмечается наложение роговиков, скарнов и кварцитов на автотаморфически измененные породы ранних вулканогенных формаций. В рудных районах (Прииртышский, Зырянский, Бухтарминский) нередки случаи развития контактово-метасоматических пород по вторичным кварцитам и пропилитам, а на рудных полях — образование зон кварц-серицитового выщелачивания по роговикам, динамометаморфическим сланцам, калишпат-эпидот-хлоритовым породам и сульфидсодержащим пропилитам. При повторном наложении метаморфических процессов на минерализованные породы такие рудные компоненты, как медь, цинк, свинец, серебро, золото и железо, из зоны кварцитов выщелачивания переотлагаются в зону отложения и образуют, таким образом, регенерированные ореолы рассеяния, а в некоторых случаях, возможно, и месторождения. Первые характерны для цветных металлов, а вторые для железа. Однако это не значит, что зоны кварцитов выщелачивания поискового значения на руды цветных металлов не имеют. Формируясь в предрудный этап изменений породы, они приобретают более широкое площадное распространение, чем продукты рудной стадии минерализации, и в силу проявления структурной унаследованности путей циркуляции рудоносных растворов становятся местом локализации руд. Поэтому при поисках слепых месторождений, особенно на площадях с относительно слабой геологической изученностью, кварциты выщелачивания могут служить надежным признаком поиска рудолокализующих структур.

В заключение подчеркнем, что в начальные стадии поисковых работ, когда некоторые важные генетические особенности измененных пород еще не выяснены, приходится руководствоваться следующими благоприятными признаками: 1) наличие в измененных породах сульфидов железа, цинка, меди и особенно свинца и редких компонентов; 2) развитие прожилковых форм выделения рудных минералов в ассоциации с хлоритом, карбонатом, особенно кварцем и баритом; 3) стадийность процесса формирования измененных пород и зон минерализации в целом; 4) наличие признаков отложения минерального вещества в выщелоченных породах.

Полученные выводы, естественно, не могут быть распространены механически на любые другие рудные регионы. Но они если не полностью, то в значительной мере применимы в регионах, сходных с Рудным Алтаем по общим геолого-металлогеническим особенностям, таких, например, как Урал (Магнитогорско-Тагильский синклиний), Салаир, Чингиз, колчедановые провинции Кавказа

и др. Собственно методическая часть исследования, вероятно, может быть учтена с пользой и при изучении любых других рудных территорий.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОМЫШЛЕННЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ ПОВЕДЕНИЯ НА ГЛУБИНУ

Резервами увеличения запасов руд часто являются глубокие зоны и фланги рудных полей, эффективность разведки которых во многом зависит от выбранного направления и методов. Однако методы перспективной оценки глубоких горизонтов до сих пор не разработаны в достаточной степени и несовершенны. На практике чаще всего пользуются аналогиями, распространяя выявленные закономерности строения верхних частей месторождений на глубокие зоны. Но такая аналогия во многих случаях неправомерна. Кроме того, метод аналогии не позволяет предвидеть и вскрывать причины быстрого выклинивания на глубину промышленных руд в одних случаях и значительную вертикальную протяженность их в других. Сложность и ответственность задачи по определению глубины выклинивания промышленных рудных месторождений заставляет искать такие пути ее решения, которые могли бы свести к минимуму возможность ошибки и помогли бы существенно удешевить разведку. Одним из таких путей несомненно является объемное морфометрическое изучение полно оконтуренных и детально исследованных магматогенных рудных полей и перенесение полученных закономерностей на месторождения такого же генетического типа, которые предстоит оценить и доразведать. Принципиальный подход и методика морфогенетического изучения рудных полей и месторождений опубликованы в ряде работ (Иванкин, 1965, 1966; Иванкин, Тарантов, 1966 и др.), а итоги практического применения этой методики наиболее полно освещаются П. Ф. Иванкиным (1970 г.).

Метод морфогенетического изучения рудных полей зародился на Рудном Алтае в процессе прогнозных работ. В последние годы он уточнялся и совершенствовался в других регионах. С учетом полученного опыта его применения в Забайкалье (А. И. Кулагашев и др.), Сибири (В. А. Булытников, К. Р. Рабинович, Ю. Д. Зубков и др.), Приморье и в Хабаровском крае (Н. Л. Петренко, П. Г. Ведерников и др.) можно отметить следующие основные черты метода. Морфогенетический анализ рудных полей является по существу продолжением геолого-структурных, геохимических, петрологических и других исследований, проводимых на рудных месторождениях, и в полной мере опирается на их результаты. Само изучение морфологии рудного поля начинается с выявления закономерностей пространственного размещения и взаимоотношения рудных тел, парагенных магматических интрузий и измененных пород, образующих некое единое целое. На узловых (многокорневых) рудных полях выясняются взаимосвязи пространственно обособленных рудных узлов

(участков, месторождений), составляющих данное рудное поле. Для каждого поля (узла) определяется форма, размеры и естественные границы на верхних, средних и нижних горизонтах, достигнутых горными выработками или разведочными скважинами. Выясняются закономерности изменения формы рудного поля и параметров его трехмерной фигуры с глубиной, а также количественные и качественные зависимости между горизонтальными и вертикальными размерами рудного поля. В результате получается обобщенное представление о рудном поле как о едином составном геологическом теле, обладающем определенной формой и типом симметрии (двусторонние симметричные, односторонние и пр.). По сумме признаков определяется морфологический и генетический тип поля.

При изучении внутреннего строения рудных полей в первую очередь анализируются закономерности локализации рудных тел и жильных интрузий в пределах всей фигуры поля. Выявляются рудоконтролирующие структуры, их элементы залегания, взаимоотношения в пространстве, условия максимальной и минимальной концентрации руд, позиция рудных столбов и пр. Устанавливаются типичные пространственные и временные отношения рудных тел между собой, дайками, стратиграфо-литологическими и структурными элементами; выявляется морфология рудных тел, характер ветвления и выклинивания тел на разных уровнях и в разных условиях; выясняются направленные изменения интенсивности и качества минерализации, стадии и этапы ее в пределах всей фигуры рудного поля, в особенности в направлении от корневой к фронтальным частям поля. По совокупности структурно-морфологических и минералого-геохимических данных определяется положение корней рудного поля, направление движения рудных растворов и последовательность формирования рудно-магматической системы в целом. При выявлении ключевых закономерностей зональности рудного поля в первую очередь анализируются особенности вертикальной асимметрии поля, которая проявляется в закономерном изменении с глубиной формы и размеров его фигуры, степени насыщенности рудными телами и жильными интрузиями, общего количества руд и содержания полезных компонентов, интенсивности проявления околорудных изменений, а также характера взаимоотношений магматических и рудных тел. Вслед за этим сопоставляется зональность отдельных элементов поля: рудных тел, даек, зон околорудных изменений. Очень важным является сопоставление между собой структурно-морфологической и геохимической зональности. Связь той и другой обычно позволяет выделить в пределах глубины до 1 км три-четыре зоны, различающиеся обычно качеством, количеством и морфологией руд. Изучаемое рудное поле в итоге должно быть охарактеризовано набором черт, которые в совокупности дают четкое объемное представление о его форме, внутреннем строении и зональности. Полученные геометрические и геохимические количественные параметры позволяют создать достаточно обоснованную модель рудного поля, пригодную для прогнозных суждений, совершенствования методики

разведки и решения различных геофизических и геохимических задач.

В настоящем разделе будут рассмотрены наиболее характерные промышленные рудные поля полиметаллического пояса с упором на описание трехмерных геометрических фигур полей и закономерностей поведения оруденения на глубину до 1 км и более. Следует иметь при этом в виду, что экономически наиболее важные медные и полиметаллические месторождения Алтая были сформированы магматогенными растворами в интервале глубин от 0,5—1 до 4—6 км и относятся к рудным полям корневого типа. Как уже указывалось, они представляют собой колонны (пучки) малых интрузий и гидротермальных струй, наложенные на вмещающие вулканогенно-осадочные толщи пород.

Рассмотрим фигуры рудных полей для условий: 1) когда хорошо расслоенная почти горизонтальная рудовмещающая толща лежит на тектонически нарушенном фундаменте (Лениногорское); 2) аналогичная толща пород образует сжатую горст-антиклиналь, нарушенную продольными разломами (Зыряновское); 3) аналогичные породы залегают в форме пологой моноклинали с послынными срывами (Золотушинское); 4) когда они расчленены секущими разломами разных направлений, образующими мощные рудолокализирующие тектонические каркасы (Николаевское). Специфические условия рудоотложения в зонах смятия будут охарактеризованы на примере Березовско-Белоусовского поля.

Лениногорское рудное поле представляет собой блок хорошо расслоенных, в равной мере пористых пологоскладчатых пород девона, ограниченный ветвями регионального разлома и контактами крупных интрузивов. Для ограничивающих зон типичны линейные складки и рудоносные структуры березовского (иртышского) типа. Для толщи пологолежащего девона мощностью более 1—1,5 км свойственны локальные брахискладчатые структуры и межслоевые срывы. Подстилающий эту толщу фундамент, представленный метаморфическими сланцами нижнего палеозоя, сложно расчленен на блоки разломами разных направлений и местами значительно перемещен. Некоторые из этих разломов пересекают также девонские отложения, сопровождаемая в них зонами мелкой трещиноватости. По данным Н. Н. Курека, П. П. Бурова (1934), Г. Н. Щербы (1957), В. В. Попова (1968), А. А. Малыгина и других, рудные тела располагаются в пределах нарушенных трещинами купольных структур в серицит-кварцевых породах и кварцитах под экранирующим «критическим горизонтом» плотных алевролитов. Они имеют линзообразные или сложные комбинированные формы. Большинство рудных залежей имеют блюдцеобразную форму с круговыми и эллиптическими горизонтальными сечениями. 17 таких «рудных линз» сгруппированы на площади округлой формы со средним диаметром около 2,5 км. Исследованиями К. Ф. Ермолаева (1957) и практикой работ доказано, что эти рудные тела, получившие название «месторождений» (Риддерское, Сокольное и др.), фактически между собой свя-

заны и образуют одно сложное по форме и внутреннему строению образование. Анализ материалов рудничной геологии (Ф. Г. Толчинская, Б. Л. Чепрасов и др.) показывает, что с глубиной меняется как морфология рудных тел и тип руд, так и общая интенсивность оруденения. В пределах глубины в 1 км можно наметить три этажа рудного поля с условными границами между ними.

Верхний этаж мощностью 50—100 м располагается сразу ниже «критического горизонта» и заключает главную массу богатых сплошных руд, преимущественно свинцово-цинковых (соотношение $Cu : Pb : Zn = 0,1 : 1 : 1,6$). Руды здесь отлагались в основном путем выполнения полостей отслоения на контактах пород разной компетентности в купольных структурах. В вершинах куполов локализовались сплошные массы кварц-баритовых пород с «плавающими» обломками боковых пород и местами рвущими контактами.

Средний этаж мощностью 50—120 м включает главную массу прожилковых и вкрапленных руд. Широко распространены бедные вкрапленные руды. Границы рудных тел условны. Обогащенные участки представляют собой сложные переплетения («клубки») тонких кварцево-сульфидных прожилков в хрупких дробленных породах, образующих систему послынных штокверковых зон. Местами прожилки объединяются в крутопадающие рудные зоны, сменяющиеся по падению крупными жилами. Для руд в среднем характерно отношение $Cu : Pb : Zn = 0,3 : 1 : 1,7$, свидетельствующее о возрастании относительной роли меди и цинка.

Нижний этаж вертикальной протяженностью 200—300 м не содержит межпластовых руд. Купольные структуры не выражены. Руды здесь представлены кварцево-сульфидными сравнительно мощными и устойчивыми по падению жилами и сопутствующими им прожилками, образующими локальные сгущения. Соотношение $Cu : Pb : Zn = 0,6 : 1 : 2,8$ (медно-цинковый горизонт). Крупные жилы и их группировки на глубоких горизонтах могут рассматриваться как рудоподводящие каналы. Вверх по восстанию они разветвляются и сменяются прожилковыми штокверками, развитыми в пластах хрупких кварцитов и затухающими в пластических породах. В целом снизу вверх имеет место расширение рудных контуров вследствие разветвления крутопадающих трещинных жил и возрастания экранирования минерализации горизонтами алевролитов. Поэтому горизонтальные сечения всего рудного поля на разных уровнях сильно разнятся при общем уменьшении рудных контуров с глубиной. На протяжении 300 м по вертикали сверху вниз, по данным геометризации К. Ф. Ермолаева, горизонтальное сечение рудного поля уменьшается в 50—60 раз. При этом почти непрерывное пологое пластовидное тело верхнего этажа, создавшее славу Лениногорскому рудному полю, ниже разделяется на многочисленные крутопадающие рудные колонны (более 20), которые далее с глубиной сужаются и соединяются и поэтому количество их уменьшается в 5—6 раз уже на 12-м горизонте.

Таким образом, взятое в целом Лениногорское рудное поле представляет собой как бы огромный сужающийся на глубину штокверк, в первом приближении конической или многограннопирамидальной формы, увенчанный пластовидными рудными залежами и разделенный на разных уровнях пластами относительно слабо минерализованных пород. На ранних этапах разведки рудного поля, когда осваивались в основном верхние его горизонты, сформировалось представление о пластовом типе месторождения, получившее, как известно, широкое распространение и вошедшее в учебники. При разведке нижних горизонтов поля скважинами эти представления вначале были перенесены и на глубину. Однако контуры рудных тел, построенные путем интерполяции между рудными скважинами, полностью или частично не стали подтверждаться при подземных горных работах. В настоящее время становится очевидным, что на рудном поле имеет место четко выраженная структурная (и вещественная) зональность рудоотложения и действительная морфология его отнюдь не пластовая. Объемный анализ рудного поля до глубины 1 км в сущности коренным образом изменяет представление о его морфогенезе.

Зырянское рудное поле детально исследовано в последнее десятилетие (П. Г. Нечуатов, А. К. Каюпов, М. Г. Хисамудинов, Е. А. Никитин и др.). Зырянское месторождение относится к группе среднетемпературных гидротермальных образований, связанных с комплексом малых интрузий. Приурочено оно к узкой, сильно осложненной разломами поперечной горст-антиклинали, развившейся на западном крыле меридионального антиклинорного поднятия (Синюшинско-Ревнюшинского). Рудоносная структура сложена осадочно-вулканогенными породами среднего девона, подстилаемыми додевонскими сланцами. На восточном фланге она сопряжена с региональной зоной смятия, идущей вдоль главного поднятия; в западном направлении структура погружается и на глубине, вероятно, сопрягается с глубинным разломом, выполненным интрузивами габбро-плагиогранитового состава. Крылья и свод рудовмещающей складки, имеющей длину около 5 км и ширину менее 1 км, нарушены продольными разломами и зонами расланцевания пород.

Дизъюнктивы ступенчато смещают фундамент, а выше по разрезу, в толще складчатого девона, они группируются на крыльях антиклинали, приводя к общему поднятию (типа диапирового) ядра по отношению к крыльям. В нарушенных крыльях заключены мощные силлы интрузивных порфиров, а в сводовой части под экранирующей песчано-глинистой толщей — седловидные залежи вкрапленных полиметаллических руд. В зонах продольных нарушений залегают поздние дайки порфиритов и плитовидные тела богатых, нередко сплошных сульфидных руд. В западном направлении все разломы, залежи интрузивных пород и рудные зоны сближаются, частью соединяются, а в восточном — веерообразно расходятся и разветвляются (рис. 20). Явление сближения и соединения даек, а также рудных зон наблюдается и в поперечных разрезах по восстанию на всем протяжении

рудного поля. Эта структура у разведчиков получила название шатровой.

Если проанализировать все последовательно расположенные поперечные разрезы через рудное поле и вынести данные на сводную продольную проекцию, то получим картину, схематически переданную на рис. 20, б. Все рудные зоны (и многие дайки порфиритов)

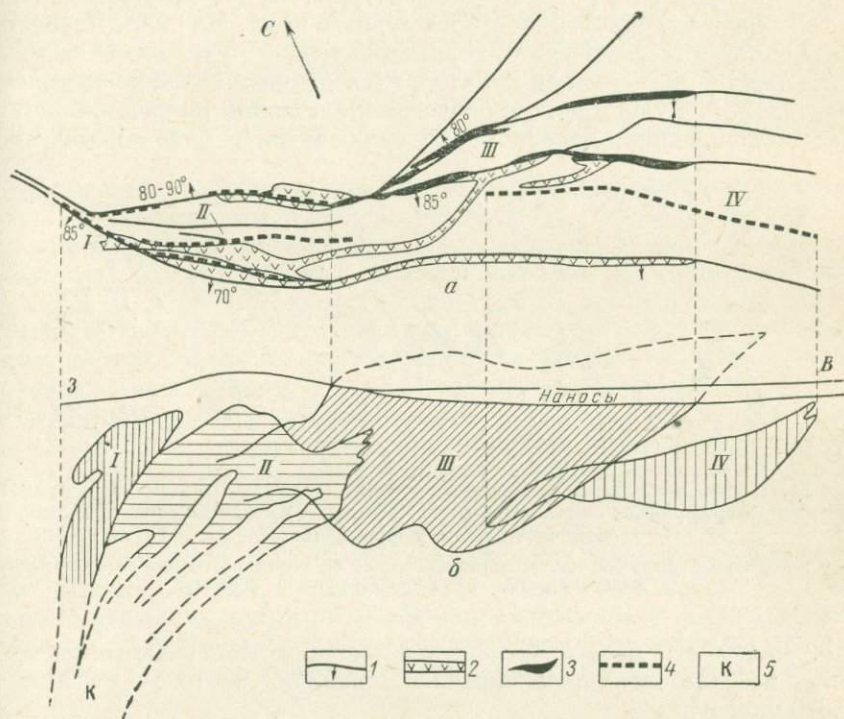


Рис. 20. План (а) и сводная продольная вертикальная проекция (б) Зыриновского рудного поля

1 — главные рудоконтролирующие разломы; 2 — дайки порфиритов; 3 — выходы рудных залежей на эрозионный срез; 4 — проекции рудных залежей по восставию на эрозионный срез. Контуры рудных залежей на продольной проекции: I — Заводской, II — Маслянской, IV — Юго-Восточной; III — контуры Северной, Внутренней и Южной промзон на продольной проекции; 5 — предполагаемая корневая часть рудного поля

погружаются полого в западном направлении. Угол погружения не крутой в восточной и центральной частях рудного поля, близкий или равный по величине углу погружения оси горст-антиклинали. На западном фланге он становится крутым на участке, где по простиранию сближаются и соединяются в один узел рудоконтролирующие разломы. На этом участке месторождение на коротком расстоянии по простиранию уходит на глубину, недоступную для обычной буровой разведки. Мощная толща безрудных флишеидных отложений на уровне эрозионного среза прорывается здесь лишь отдельными

дайками порфиров. Основная же их масса вместе с рудными телами уходит по склонению на большую глубину. Мощность и ширина рудных зон (а также ореолов окolorудных изменений) при погружении их сильно уменьшаются, одновременно происходит их распальцевание. Относительное количество даек порфиров при этом возрастает.

Проследивая изменение рудного контура в поперечных сечениях по простиранию всей рудоносной структуры, мы получаем представление об общей фигуре Зыряновского рудного поля. На рис. 21 представлена система таких сечений, характеризующих рудное поле от крайней западной прикорневой его части (Заводская залежь) до восточной фронтальной. Рудное поле в первом приближении по форме напоминает искривленное, неравномерно сплюснутое с боков коническое

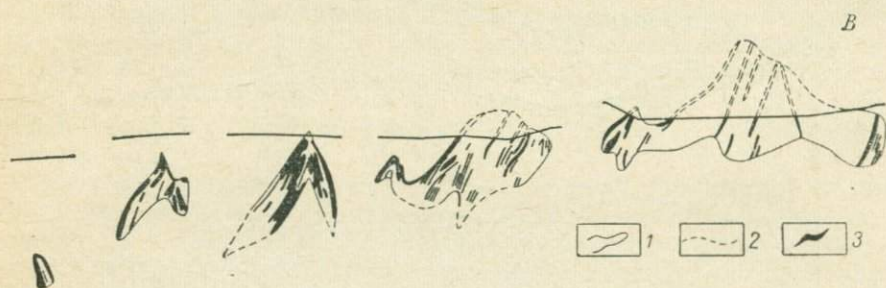


Рис. 21. Последовательные поперечные сечения фигуры Зыряновского рудного поля, иллюстрирующие закономерные ее изменения при движении от прикорневой части поля к фронтальной

1 — установленный внешний контур минерализации; 2 — предполагаемый внешний контур минерализации; 3 — главные рудные залежи

тело. Длина его превышает 3 км, а площади поперечного сечения растут на этом интервале быстро с запада на восток — от 20 тыс. до 650 тыс. м².

На больших глубинах рудный контур вытягивается больше по вертикали, а на меньших глубинах, т. е. на восточном фланге, он сильно расширяется по горизонтали. Весь этот минерализованный блок неправильной конической формы суженной своей частью погружается в западном направлении под углом около 15—30°. Чем западнее, тем угол погружения больше, одновременно тем меньше площадь поперечного сечения рудного поля. Когда угол погружения рудных зон по склонению превышает 50—60°, поперечное сечение рудного поля становится относительно малым, соответственно количественно меняется соотношение между рудами и интрузивными порфиритами. Последние, увеличиваясь в мощности, как бы вытесняют руду на самых глубоких сечениях рудной зоны.

Поздние магмы и минерализующие растворы проникали в горст-антиклинальную структуру Зыряновского рудного поля по сравнительно узкому каналу на западе рудного поля. На глубине около 1—1,5 км от современного эрозионного среза они стали растекаться

в виде системы веерообразно расходящихся струй, двигаясь при этом как по межпластовым швам в ядре антиклинали (преимущественно вдоль ее оси), так и по зонам крутопадающих разломов. Ширина каждой струи рудоносных растворов, судя по морфологии рудных зон, была во много раз меньше ее длины, измеряемой в направлении течения растворов. Восточный фланг месторождения (Юго-Восточная залежь) является наиболее удаленным от корневых частей поля, западный (Заводская залежь) — ближайшим к нему. Верхние зоны месторождения, отличающиеся особенно интенсивным гидротермальным изменением пород, были обогащены золотом и баритом. Самые глубокие руды — это небольшие по мощности компактные тела, имеющие резкие контакты с относительно слабо измененными породами.

Золотушинское рудное поле располагается в пределах западного крыла Успенской мульды, сложенной осадочно-вулканогенными породами среднего и верхнего девона. Суммарная мощность слоистого разреза кислых и основных эффузивов, их туфов и туффитов, а также кремнисто-глинистых алевролитов более 1400 м. Эта толща имеет некрутое моноклиальное падение к востоку и характеризуется очень неоднородным внутренним строением: местными угловыми несогласиями между массивными порфирами, туфами и алевролитами; послойным смятием пород, в особенности туфов и туффитов на контактах с порфирами, которые сами подвергаются лишь растрескиванию; присутствием среди вулканического агломерата сложных по форме субэкструзивных залежей порфиров как согласных, так и секущих. Предрудные тектонические движения помимо послойного дробления и смятия пород привели к возникновению крутопадающих секущих взбросо-сдвигов. Последние определяют размещение интрузий порфиров и порфиритов. Структурными элементами, контролировавшими движение минерализующих растворов в моноклиально падающей толще, служили межпластовые швы, прослои пористых туфов и трещины.

Изучение взаимоотношений гидротермальных зон и рудных тел со структурными элементами на протяжении нескольких километров в границах рудного поля выявляет картину, переданную на рис. 22. В плане рудолокализирующие контакты и рудные зоны расходятся по простиранию в северном и сближаются в южном направлениях. В южной части поля они сливаются в одну сравнительно маломощную зону, которая в месте сочленения с разломом вмещает крутопадающий шток интрузивных порфиров. На продольной проекции все рудные залежи и участки интенсивного изменения пород размещаются в пределах сравнительно узкого контура, полого погружающегося к югу и уходящего, по-видимому, на значительную глубину в месте залегания штока. К югу и на глубину в рудах возрастает роль меди и типичные полиметаллические залежи сменяются на юге существенно медными. Меняется при этом и морфология руд: межпластовые залежи сплошных и вкрапленных руд, окруженные мощными ореолами гидротермальных пород, на юге сменяются

преимущественно трещинными жилами, залегающими на глубине круто. Корневая часть системы расходящихся по восстанию гидротермальных зон располагается в южной части поля, где-то в месте сочленения зоны с интрузивными штоками.

В целом рудное поле имеет форму клиновидного блока длиной более 1 км, обращенного суженным концом к югу. В этом же направлении блок полого погружается, причем межпластовые мощные руды,

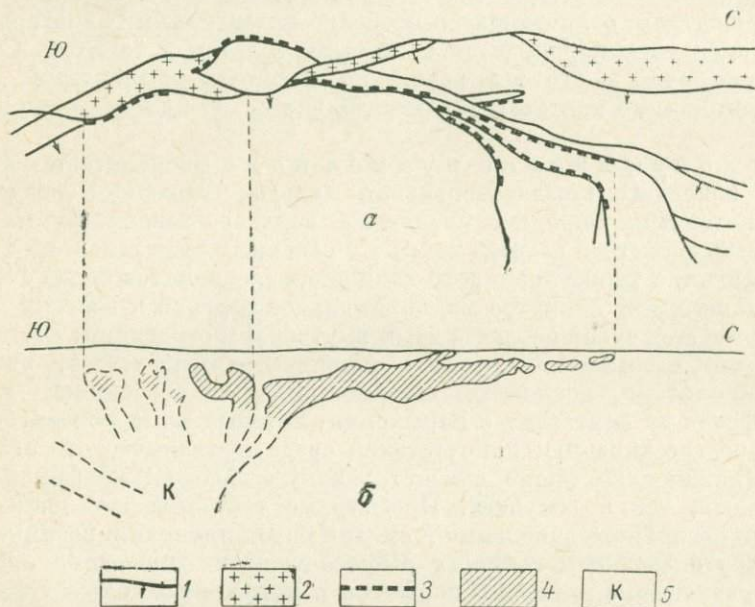


Рис. 22. План (а) и сводная продольная проекция (б) Золотушинского рудного поля

1 — простирание и направление падения рудовмещающих контактов пород; 2 — выходы на эрозионный срез интрузивных порфиров; 3 — проекции скрытых рудных тел по восстанию на эрозионный срез; 4 — вертикальные проекции рудных тел; 5 — предполагаемая корневая часть рудного поля

развитые в расширенной его части, сменяются преимущественно трещинными рудами на глубине. Эрозионным срезом вскрыта расширенная часть блока; руды затронуты эрозией здесь лишь в малой степени. По восстанию к северу оруденение затухает постепенно и никакими структурными элементами не ограничивается. В поперечных разрезах руды выклиниваются по восстанию и падению. При отстройке продольных проекций выявляется общее покое склонение рудной зоны на юг. Угол склонения порядка 10—20°.

Николаевское рудное поле заключено в полого-залегающих породах девона, нарушенных разломами разных направлений. Основой всего тектонического каркаса является крупный взбросо-сдвиг Карьерный, который нарушает нижнепалеозойский

фундамент и смещает более чем на 1700 м отложения девона. По разломам не ранее позднегерцинского времени с глубин проникали интрузии порфиров и порфиритов и рудоносные растворы, которые вызвали окварцевание, серицит-хлоритовое замещение пород и отложили руды — вначале серные колчеданы, затем медные, медно-цинковые и свинцово-цинковые преимущественно в виде сплошных метакolloидных и кристаллически-зернистых масс (Иванкин, 1957).

Руды концентрируются в пределах каркаса в благоприятных для замещения пирокластических породах и тектонических брекчиях. Важнейшими факторами рудоотложения явились: узлы мелких разломов висячем боку главного разлома, тектонически осложненные контакты пород разной компетентности, пористости и состава — осадочных, пирокластических и интрузивных, благоприятные для замещения породы. Глубина формирования Николаевского месторождения, вероятно, не более 600—800 м.

С поверхности поле было представлено¹ пятью обособленными рудными участками, известными со середины XIX столетия под названием месторождений Полуденного, Покровского, Крещенского и др. Они заключены в пределах контура треугольной формы площадью около 0,5 км². На глубине более 200 м жильные и штоковидные сульфидные тела этих месторождений соединяются, образуя одну сплошную крупную залежь, и площадь рудного поля уменьшается в 10 раз и более. Форма всего минерализованного блока пород напоминает полого наклоненную вдоль главного разлома пирамиду, составленную как бы из нескольких трехгранных пирамид. Пологие грани этой фигуры отвечают поверхностям слоистости вулканогенно-осадочных пород, крутые — рудоконтролирующим разломам. Вершина пирамидального блока (корневая часть поля) располагается на глубине более 500 м в зоне главного рудоподводящего разлома. Ограничивающие рудоносный блок структурные поверхности расходятся вверх по восстанию под углом 40—50°. Крайние верхние рудные апофизы вдоль разломов выходят на уровень эрозионного среза, в то время как основная масса руд висячем боку разлома скрыта на глубине под толщей слоистых туфов и эффузивов.

Исследование показало, что в этой структуре каркасного типа рудоносные растворы проникали в сторону от главного канала их движения на разные расстояния: минимальные в нижних частях рудного поля и максимальные — в верхних. По мере проникновения потока растворов из корневой части поля вверх по восстанию структуры происходило его расширение. Угол расширения потока в среднем равен 50°, ближе к корневой части поля он более острый — около 30°, по мере приближения к фронтальной части поля увеличивается до 60 и даже до 90°. Наряду с расширением рудоносной структуры возрастает и количество руд, приходящееся на поперечное сечение рудного поля. Затем оруденение по восстанию резко прекращается. В верхней наиболее расширенной части рудного поля получают

¹ В настоящее время оно вскрыто карьером.

широкое развитие сплошные колломорфные руды (Иванкин, Тарантов, 1966).

Приведем некоторые количественные данные. Поток минерализующих растворов начал расходиться под углом 30° на глубине около 600 м, считая от современного эрозионного среза. На протяжении около 1000—1200 м по восстанию поля крайние струи потока отклонились в бок от главного канала на величину 300—350 м. Распадение потока на отдельные струи началось, по-видимому, сразу же выше корневой части, причем вначале растворы не отходили в сторону от главного канала более 40—50 м. Главное расширение потока произошло на глубине менее 400 м, где наблюдается наибольшее количество сплошных руд. Малые интрузии с глубиной сближаются и сходятся в один узел подобно рудным телам. Таким образом, рудное поле представляет собой узел закономерно связанных в пространстве магматических и рудных тел с определенной общностью в морфологии и ориентировке тех и других.

На Березовско-Белоусовском рудном поле площадью около 100 км² известно более 10 обособленных сульфидных залежей, которые образуют пять месторождений. Располагаясь в пределах Иртышской зоны смятия, поле характеризуется интенсивным метаморфизмом слагающих его девонских и каменноугольных пород и специфическими условиями рудоотложения. Боковыми границами поля служат пояса разломов, вмещающие многочисленные плоские штоки порфиринов, плагиогранит-порфиринов, альбитофиринов, фельзитов, лампрофиринов. Тектонический план рудного поля может быть представлен как совокупность плоских, линзовидных и клиновидных блоков менее метаморфизованных пород (сохраняющих местами слоистое сложение), согласно облекаемых почти вертикальными зонами динамометаморфических сланцев, срывов и разломов. Пласты и слои пород полностью разлинзованы в зонах повышенного рассланцевания. В блоках между такими зонами они собраны в крутые сжатые складки. На контактах разнородных по составу толщ в блоках отмечаются межпластовые срывы и зоны пологого кливажа. Основная масса гидротермальных пород, малых интрузий и все сульфидные залежи приурочены к поясам разломов и зонам рассланцевания пород, ширина которых вместе с сопряженными структурами достигает 600—700 м. В пространстве малые интрузии и рудные тела, залегая согласно со сланцеватостью пород, образуют систему параллельных кулисно расположенных плоских тел, уходящих по склону на глубину более 1 км.

Особенностью рудного поля является резкая вытянутость малых интрузий и сульфидных залежей в одном направлении — по склону. В 1951 г. было установлено, что максимальное удлинение этих тел (более 4—5 км при мощности 10—20 м) совпадает с вектором сдвига в плоскости Иртышского глубинного разлома, т. е. со склониением линейной ориентировки сланцев и бороздками скольжения на поверхностях сланцеватости пород. Магматические расплавы и сульфидные флюиды при движении по восстанию в динамически

активной зоне смятия, имеющей почти вертикальное падение, выби-
рали некруто наклоненные к горизонту пути, наследуя направление
линейной тектонической ориентировки в сланцах (Иванкин, 1957).

Различные комбинации крутопадающих разломов, зон межслое-
вого кливажа в неполностью разлинзованных блоках пород и линей-
ной ориентировки создали два главных типа рудоносной структуры —
березовский и белоусовский. Особенностью первого типа является
приуроченность руд к сквозным узким зонам повышенного рассланце-
вания пород. Плоскости вторичной анизотропии господствуют над
первичной слоистостью или пересекают ее под любым углом. Ленто-
видные рудные тела с полосчато-линзовым внутренним строением
морфологически подчинены сланцеватости пород и нередко являются
секущими по отношению к разлинзованным слоям.

В структурах белоусовского типа рудные тела подчиняются,
с одной стороны, контактам складчатых пород, с другой — узким
зонам межслоевого кливажа и продольных несогласных срывов
в ядрах и на крыльях антиклиналей. Рудные тела в поперечных раз-
резах в основном согласны со складчатыми структурами, хотя и со-
провождаются секущими апофизами. По простираанию они тянутся
в виде узких многокилометровых лент, склонение которых подчинено
ундуляции осей складок и линейной ориентировке сланцев. Для
структур белоусовского типа свойственно ярусное расположение
руд, так как зоны продольных срывов в нарушенной складке возник-
ли на разных стратиграфических уровнях.

В пределах рудного поля общей длиной 40 км наблюдается отчет-
ливое групповое (роевое) размещение малых интрузий и сульфидных
залежей. Явление это было замечено давно, однако подойти к понима-
нию его удалось лишь в начале 60-х годов, когда накопился громадный
объем фактических материалов и структуры могли быть проана-
лизированы на глубину до 1 км по всей длине поля. Теперь устано-
влено, что рудоносные зоны и малые интрузии образуют веерообраз-
ные пучки, вытянутые по простираанию Иртышской зоны и наклонен-
ные к горизонту под разными углами, меняющимися от 0—10 до
35—40°. На эрозионном срезе рудные зоны одного пучка отстоят
друг от друга на расстоянии до 1—2 км и более. С глубиной они
сближаются, а соединение их (корни пучка) следует ожидать на глу-
бинах около 3—4 км. В пределах рудного поля присутствует по
меньшей мере три рудно-магматических пучка с обособленными кор-
нями, отстоящими друг от друга на расстоянии 5—10 км и более
(рис. 23).

Березовско-Новоберезовский пучок возник в месте сопряжения
главных разломов. Малые интрузии и рудные зоны как бы обтекают
шток гранодиоритов и по склонению уходят на глубину под этот
шток. Корневые части пучка располагаются на глубине 2—3 км
к северо-западу от выхода сульфидных залежей на эрозионный срез,
под штоком. Длина рудных зон по склонению (угол которого равен
30—40°), вероятно, составит для каждого месторождения не менее
4—6 км. Пространственные соотношения рудных зон и морфология

всего пучка хорошо видны на блок-диаграммах (Иванкин, Иншин, Кузубный, 1961).

Белоусовско-Глубочанский пучок имеет еще большую длину по простиранию. Объясняется это весьма пологим ($0-15^\circ$) погружением структур в этой части рудного поля и ундуляцией линейных ориентировок. Обработанные рудные залежи Белоусовского месторождения имели следующие размеры: длина около 3000 м, ширина в плоскости падения 50—170 м, мощность от 1—2 до 10—15 м. Шесть подобных лентовидных тел, отстающих друг от друга в поперечном сечении примерно на одинаковом расстоянии в 150—300 м, намечают в пространстве искривленную коническую фигуру, полого наклоненную

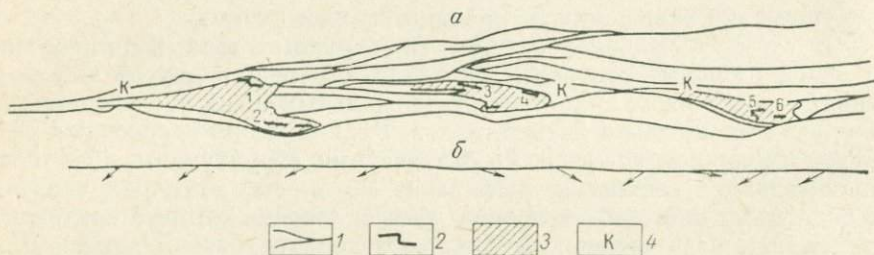


Рис. 23. Морфология и характер узлового строения Березовско-Белоусовского рудного поля: *a* — план, *b* — схема погружения структур по простиранию

1 — разломы и зоны повышенного расланцевания пород; 2 — выходы рудных залежей на эрозийный срез и под чехлом рыхлых отложений; 3 — участки, отвечающие горизонтальным проекциям главных рудно-магматических пучков; 4 — участки, под которыми на глубине 2—4 км предполагаются корни пучков

Месторождения (цифры на схеме): 1 — Новоберезовское, 2 — Березовское, 3 — Иртышское, 4 — Карьерное, 5 — Белоусовское, 6 — Глубочанское

к горизонту в плоскости зоны смятия. Лишь в верхних сечениях этой фигуры рудные залежи (собственно Белоусовского месторождения) заключены в зонах межслоевых срывов на крыльях и в ядре нарушенной складки. На глубине залежи морфологически подчиняются крутопадающим зонам повышенного расланцевания березовского типа. Залежи седловидного типа (тип Бендиго) в данном случае возникли при продольной инъекции высококонцентрированных подвижных рудных растворов по межслоевым срывам и этот тип рудолокализации принципиально ничем не отличается от формирования таких же лентовидных залежей в вертикальных зонах смятия.

Дальняя миграция рудных растворов в виде узких струй обусловила специфическую зональность месторождения (Иванкин, Иншин, Кузубный, 1961). Наиболее глубинные фации руд (медно-пирротиновые, цинково-пирротиновые) представлены в нижних частях Березовской и Новоберезовской зон; фронтальным частям зон свойственны многокомпонентные серноколчеданные полиметаллические руды с кварцем и баритом, причем по восстанию залежей относительное количество свинца возрастает, а меди падает.

Приведенный краткий обзор показывает, что при различных прогнозных построениях и разработке методических вопросов необходимо учитывать следующие морфогенетические закономерности.

1. Экономически наиболее важные медные и полиметаллические рудные поля — это своеобразные колонны рудных залежей, малых интрузий и гидротермальных пород то плоской (в зонах смятия), то пирамидально-конической или комбинированной формы. Резко суженные основания колонн — корни рудных полей — располагаются на глубинах от 0,5—1 до 2—3 км. Оптимальная протяженность колонн (по восстанию) от 1—2 до 3—4 км и, вероятно, может достигать 5—6 км. Наклоны колонн к горизонту (склонение в плоскости директивных структур) различны: от 10—30° (односторонние асимметричные колонны в зонах региональных сдвигов) до 80—90° (симметричные колонны типа Тишинского месторождения). Преобладают колонны с пологими и средними углами наклона к горизонту.

2. Величина площади рудного поля на эрозионном срезе зависит от морфологического типа колонн (или группы колонн), ее (их) наклона к горизонту и уровня эрозионного среза по отношению к фронтальной части колонны. Наиболее расширенные и разветвленные части колонн — фронтальные и прифронтальные, наиболее суженные и компактные — прикорневые и корневые. Главная масса промышленных руд локализуется в прифронтальной и промежуточной зонах. С глубиной, по склонению колонны, количество руд в поперечном сечении всегда уменьшается от прифронтальной части к прикорневой, причем на сравнительно мелкокорневых полях (типа Николаевского) уменьшение очень быстрое (при углублении на 200—300 м в десятки раз), на глубококорневых — более постепенное. При этом меняются корреляция металлов и фациальные типы руд.

3. В прифронтальных частях колонн рудные залежи и малые интрузии обычно конформны; здесь отчетливо проявлены тенденции структурного экранирования оруденения, морфологически часто подчиняющегося напластованию пород, складчатым структурам и другим элементам послойной анизотропии толщи. С глубиной нарастают дисконформные отношения. В прикорневых и корневых зонах колонны склоняются круто и в общем являются секущими по отношению к складчатым толщам и их фундаменту.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

При поисковых работах, прогнозировании месторождений и изучении особенностей промышленных рудных полей Рудного Алтая и закономерностей их поведения на глубину широко используются данные изучения естественных и искусственно наведенных геофизических и геохимических полей. Естественные поля включают лито-геохимическое поле рассеяния элементов, магнитное, гравитационное, электрическое и тепловое поля, искусственно наведенные — поля постоянного и переменного электрического тока, электромагнитное, вызванной поляризации, а также упругих сейсмических колебаний.

Литогеохимическое поле рассеяния элементов. По данным литогеохимической съемки рыхлых отложений Рудный Алтай характеризуется исключительно широкой распространенностью ореолов рассеяния свинца с содержаниями от 5 до $100 \cdot 10^{-3}\%$, меди — от 2 до $50 \cdot 10^{-3}\%$, цинка — до $10 \cdot 10^{-3}\%$ при фоне по свинцу $2-3 \cdot 10^{-3}\%$, меди $1-2 \cdot 10^{-3}\%$, цинку $5 \cdot 10^{-3}\%$. Пространственное размещение ореолов в основном имеет узловый характер; максимумы ореольных концентраций приходится на рудные районы.

Количество геохимических ореолов в сотни раз превосходит количество известных месторождений и рудопроявлений. Объясняется это тем, что подавляющее большинство ореолов отвечает не имеющей промышленной ценности рассеянной сульфидной минерализации. Задача прогнозирования сводится практически к выделению перспективных ореолов, отвечающих промышленным рудным формациям. Поскольку состав элементов-индикаторов всех рудных формаций сходен, возникает необходимость разработки дополнительных критериев разбраковки ореолов. Главные признаки перспективных ореолов, которые необходимо учитывать при прогнозировании, следующие: 1) диффузионно-инфильтрационная природа; 2) связь с определенными структурами; 3) вертикальная зональность; 4) приуроченность максимальных ореольных значений элементов-индикаторов к рудным зонам.

Первичные ореолы рассеяния Рудного Алтая делятся на два типа — диффузионные и диффузионно-инфильтрационные. Диффузионные ореолы обязаны своим происхождением равномерному диффузионному просачиванию рудоносных растворов во вмещающие

породы, диффузионно-инфильтрационные — свободной инфильтрации рудоносных растворов и минерализованных подземных вод по зонам разломов, трещиноватости, поверхностям межслоевых срывов, несогласий и т. п. (Россман, 1961). Диффузионные ореолы равномерно окружают рудные тела, непрерывны в пространстве, не зависят от структуры, а зависят от литологического состава рудовмещающих толщ, определяющих их диффузионную проницаемость. Диффузионно-инфильтрационные ореолы, как правило, прерывисты в пространстве, вытянуты вдоль каналов инфильтрации рудоносных растворов; морфология их определяется структурой рудовмещающих толщ и месторождений.

Ореолами диффузионного типа отмечаются рудопроявления, связанные с вулканическими и вулканоплутоническими формациями, а также с плагиогранит-порфировой формацией, так как рудоносные растворы в условиях малых глубин обычно не образовывали узких компактных струй, а проникали во вмещающие пористые породы широким фронтом, быстро рассеиваясь в них. Сами рудопроявления имеют характер минерализованных ореолов в плане до нескольких квадратных километров, а в разрезах — до сотен метров. Геохимические поля рассеяния и ореолы, отвечающие рудопроявлениям этого типа, занимают огромные площади размерами до нескольких сотен квадратных километров. Характерной особенностью этих ореолов является отсутствие четкого структурного контроля, соответствие величин концентраций металлов в рудах и ореолах, большие площади ореолов и равномерные концентрации в них металлов, отчетливая зависимость вариаций вещественного состава ореолов от литологического состава толщ. Так как оруденение этого типа не дает промышленных концентраций металлов, то отвечающие ему диффузионные ореолы необходимо отбраковывать.

Для рудопроявлений и месторождений, связанных с магматическими формациями зон глубинных разломов — габбро-гранодиорит-гранитной, поздних малых интрузий альбитофиров — порфиритов, — главное значение приобретают диффузионно-инфильтрационные ореолы.

Размеры диффузионно-инфильтрационных ореолов определяются десятками, сотнями и тысячами метров. Поисковое значение их велико. Размер ореола зависит от типа рудоконтролирующей структуры. В пологоскладчатых структурах, осложненных крутопадающими разломами, диффузионно-инфильтрационные ореолы не образуют в надрудной толще сплошного «обволакивающего» чехла, а проникают в нее отдельными «столбами». Наибольший размер в пологоскладчатых структурах имеет вертикальная составляющая в надрудной толще (от 400 до 1000 м). В линейных крутопадающих структурах типа зон смятия первичные геохимические ореолы в надрудной толще обычно отсутствуют, локализуясь в рудовмещающей зоне, имеющей характер «сквозной» структуры. Исключение составляют случаи осложнения надрудной толщи дизъюнктивными нарушениями, оперяющими надрудную зону (Иртышское месторождение).

Ореолы тогда располагаются и в надрудной толще и характеризуются линейной формой. В поперечном разрезе ореолы в линейных крутопадающих структурах образуют несколько струй, увязываясь по морфологии, фоновым и нижнефоновым содержаниям с зонами неодинакового гидротермального выщелачивания пород. Ореолы вытянуты по простиранию рудовмещающих зон и обычно не выходят за их пределы. Ореолы для месторождений, залегающих в линейных рудовмещающих структурах, наибольший размер имеют по простиранию этих структур (для Иртышского месторождения порядка 4300 м). Размер ореолов в плане превышает размеры горизонтальной проекции рудных залежей в 5—10 раз. Характерными признаками ореолов диффузионно-инфильтрационного типа являются их четкая структурная приуроченность, отсутствие соответствия размеров ореолов размерам проекций рудных тел, несоответствие концентраций металлов в рудах и ореолах, неравномерные концентрации элементов, слабая зависимость состава ореолов от литологического состава толщ, разный элементный состав ореолов в надрудной, рудной и подрудной толщах.

Экономическая значимость месторождений, отмечаемых диффузионно-инфильтрационными ореолами рассеяния, не одинакова. Поэтому важным является установление химического состава ореолов, связанных с тем или иным типом рудных формаций. Для ореолов, сопровождающих габброидную формацию, преобладающей является медь, габбро-гранодиорит-гранитную — медь, свинец, цинк, гранитную — редкие металлы. Ореолы скарновых месторождений габбро-гранодиорит-гранитной формации значительно отличаются от ореолов рассеяния месторождений, связанных с формацией поздних малых интрузий. В надрудной толще скарновых месторождений все элементы-индикаторы, в особенности As, Bi, Mo, Ag, Sn и W, характеризуются повышенными содержаниями. На месторождениях, связанных с поздними малыми интрузиями, ореольные показатели всех элементов-индикаторов наиболее высоки в рудной зоне.

Характерной особенностью ореолов крупных сульфидных месторождений, парагенетически связанных с поздними малыми интрузиями, является отчетливо выраженная вертикальная зональность ореолов. Установлено три группы элементов. Первая группа элементов — Zn, Cu, As, Bi, Hg, F, Mo слагает наиболее удаленные от рудного тела части ореола, вторая группа — Ba, иногда Mo и Ag — средние части ореола, третья группа — Pb, Sb, Au — внутренние, наиболее приближенные к рудному телу части ореола. Для элементов внешней группы характерно возрастание, а для внутренней группы — снижение отношения коэффициентов минерализации по мере удаления от рудной залежи. Ореолы рассеяния надрудной толщи в отличие от ореолов подрудной толщи содержат As, Sb, иногда W. При проверке перспективных диффузионно-инфильтрационных геохимических ореолов бурением следует учитывать данные о морфологии и зональности ореолов и связи их с геологическими структурами и рудными телами.

Магнитное поле. Магнитное поле Рудного Алтая имеет мозаичный характер: положительные аномалии сложно сочетаются с меньшими по размерам отрицательными. На этом фоне резко выделяется полоса положительных магнитных аномалий интенсивностью от 200 до 800—1000 гамм, отвечающая осевой части Рудноалтайской зоны и восточному борту Иртышского глубинного разлома. Вдоль границ Рудноалтайской зоны интенсивность аномального поля резко снижается.

Природа магнитных аномалий раскрывается при изучении физических свойств горных пород. Осадочные и вулканогенно-осадочные образования практически немагнитны ($\chi = 1-17 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, вектор остаточного намагничения $J_r = 1,3-10,8 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС). Немагнитны эффузивы и туфы кислого состава и часть средне-верхнедевонских субинтрузий ($\chi = 13-18 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС; $J_r = 5-10 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС). Эффузивы среднего и основного состава и часть субинтрузий девона относятся к слабوماгнитным и магнитным разностям (соответственно $\chi = 36-2000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, $J_r = 98-3100 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС; $\chi = 160-1900 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, $J_r = 480-590 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС). Из интрузивных образований высокой намагнитченностью обладают интрузии габбро-гранодиорит-гранитной формации ($\chi = 180-3400 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС; $J_r = 60-1360 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС), а также дайки, относимые к формации поздних малых интрузий альбитофиров — порфиринов ($\chi = 10-1500 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС; $J_r = 10-2200 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС). Сульфидные полиметаллические руды средне- и низкотемпературных гидротермальных месторождений относятся к немагнитным образованиям ($\chi = 1-10 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС). Сульфидные медно-пирротиновые руды обладают повышенной намагнитченностью ($\chi = 50-300 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС), магнетитсодержащие руды скарновых месторождений — высокой намагнитченностью ($\chi = 300-800 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС).

При термоконтактовом метаморфизме, динамометаморфизме, низкотемпературном гидротермальном метаморфизме происходят резкие изменения магнитных свойств горных пород. При термоконтактовом метаморфизме образуется магнетит в экзоконтактовых зонах интрузий, за счет чего повышается намагнитченность этих зон. При низкотемпературном динамометаморфизме акцессорный магнетит растворяется и расходует на новообразования хлорита и эпидота. Образование низкотемпературных метасоматитов, таких как кварциты, серицит-кварцевые породы с рассеянной вкрапленностью пирита, также сопровождается разложением неустойчивых в этих условиях ферромагнитных минералов.

Среди намагнитченных разностей пород количественно преобладают породы габбро-гранодиорит-гранитной формации. Области их распространения, включая части интрузий, не выходящие на эрозионный срез, отмечаются интенсивными положительными магнитными аномалиями. Уступающие им по намагнитченности вулканогенные толщи, как правило, слабо выявляются в магнитных полях, и лишь на значительных удалениях от интрузивных массивов. Исключение

составляет область широкого развития вулканогенных пород в восточном борту Иртышского глубинного разлома, которой отвечает наиболее интенсивная положительная «глубинная» магнитная аномалия. В полном объеме интрузивные тела габбро-гранодиорит-гранитной формации магниторазведкой не картируются; чаще картируются отдельные фазы, фации интрузивных массивов, интервалы их контактов, части ореолов термального метаморфизма. Это объясняется тем, что первичная структура магнитного поля существенно меняется в результате автотаморфизма интрузий и термального метаморфизма вмещающих пород. Ореолы ороговикованных пород картируются также частично, так как сильными магнитными свойствами обладают лишь роговики высоких ступеней метаморфизма, составляющие небольшую часть общего объема ороговикованных пород.

Опыт изучения магниторазведкой Иртышской и Северо-Восточной зон смятия показывает некоторую ограниченность этого метода при картировании динамометаморфизованных толщ. В областях развития зеленокаменных и филлитовых сланцев метаморфизм достигает такой интенсивности, при которой магнитные свойства пород резко понижаются. Поэтому зоны смятия картируются отрицательными магнитными полями.

Большое влияние на магнитные свойства горных пород оказывает гидротермальный метаморфизм. В этом случае метод магниторазведки дает дополнительные критерии для установления парагенетических связей изучаемых рудопроявлений и месторождений с определенными магматическими формациями, что имеет большое значение для их прогнозной оценки. Все промышленные сульфидные полиметаллические месторождения, связанные с формацией поздних малых интрузий, отмечаются отрицательными магнитными аномалиями интенсивностью —100, —200 гамм, видимо, вследствие образования больших объемов низкотемпературных метасоматитов. В зонах смятия отрицательные аномалии несколько теряются на общем отрицательном магнитном фоне, тогда как над месторождениями за пределами зон смятия выделяются четко на фоне интенсивных положительных и «пестрых» знакопеременных магнитных полей. Непосредственно сами поздние малые интрузии альбитофиров и порфиритов, находящиеся в отдаленной парагенетической связи с наиболее перспективными месторождениями полиметаллов, хорошо выделяются локальными положительными аномалиями. Картирование с помощью метода магниторазведки пространственного размещения ореолов поздних даек позволяют уточнять представление о рудно-магматических системах и целенаправленно размещать объемы поисковых и поисково-оценочных работ. Наиболее четко поздние малые интрузии картируются в зонах смятия на фоне отрицательных аномальных полей. ❄

Слабыми положительными магнитными аномалиями линейной формы отмечается также железорудная минерализация в зонах становления мигматитов и анатектических гранитов. Линейными поло-

жительными магнитными аномалиями в пределах зон смятия и глубинных разломов отмечаются также зоны высокотемпературного кордиерит-антофиллит-хлоритового (магнезиально-железистого) замещения, контролирующие медно-пирротиновые месторождения. Поскольку зоны магнезиально-железистого замещения визуальнo почти не отличаются от вмещающих регионально метаморфизованных пород и имеют небольшую мощность, поисковое значение магнитных аномалий здесь велико.

Контактово-метасоматические (скарновые) месторождения, залегающие в широких ореолах роговиков, картируются сложными интенсивными положительными и знакопеременными магнитными полями; рудные тела скарновых месторождений либо чисто магнетитовые, либо магнетитсодержащие, отмечаются интенсивными локальными положительными магнитными аномалиями до нескольких тысяч гамм на фоне более широких аномалий от ореолов роговиков. Магнитные поля термального метаморфизма располагаются обычно в экзоконтактовых или надинтрузивных зонах интрузий габбро-гранодиорит-гранитного состава и повторяют их форму.

Таким образом, при прогнозной оценке рудопроявлений и месторождений необходимо учитывать характер магнитного поля, отвечающего рудоконтролирующим структурам. Если магнитное поле в целом отрицательное и осложнено локальными положительными аномалиями, отмечающими поздние малые интрузии, то исследуемый объект может принадлежать к наиболее перспективному типу промышленных месторождений. Протяженные положительные магнитные аномалии в зонах высокотемпературного магнезиально-железистого замещения также могут служить индикаторами промышленного оруденения и дальнейшая задача состоит в изучении внутреннего строения этих зон и поисков в их пределах месторождений другими геофизическими и геохимическими методами. Рудопроявления или месторождения, расположенные в положительных или интенсивных знакопеременных полях, как правило, имеют ограниченные размеры.

В некоторых случаях, когда имеет место четкий стратиграфический контроль оруденения, но стратиграфическое расчленение обычными геологическими методами затруднено (в районах развития мощных, лишенных органических остатков вулканогенных толщ), привлекаются палеомагнитные исследования, основанные на изучении магнитного поля прошлых геологических эпох, закрепленного в векторах естественной остаточной намагниченности.

В пределах Рудного Алтая палеомагнитными исследованиями, проведенными в опытном порядке (В. А. Игнатов, П. С. Ревякин, 1966—1969 гг.), установлено, что осадочные и изверженные породы, не претерпевшие интенсивных вторичных изменений, обладают первичной намагниченностью в интервале от $1 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС до $1000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС и более. Для одновозрастных пород наблюдается постоянное направление векторов остаточной намагниченности. В разрезе среднедевонских и ниже-среднекарбоновых образований выделено шесть зон прямой и обратной намагниченности, которые по

полярности остаточной намагниченности пород и координатам палеомагнитных полюсов коррелируются с разрезами Русской и Сибирской платформ. Ход северного палеомагнитного полюса относительно современной системы координат совпадает с перемещением северного палеомагнитного полюса по Б. Буху. Проведена корреляция для одного из рудоконтролирующих горизонтов (каменевской свиты) осадочных образований и немых вулканических толщ. Разброс в определении положения северного полюса по осадочным и вулканогенным толщам не превышает $\pm 5,5\%$; распределение вектора остаточного намагничивания одновершинное.

В дальнейшем в условиях Рудного Алтая с помощью палеомагнитного метода, вероятно, станет возможным датирование отложений средне-верхнепалеозойского разреза и стратиграфическая корреляция немых толщ. Решение этих задач поможет более детальному расчленению и корреляции рудоконтролирующих стратиграфических подразделений.

Гравитационное поле. Для изучения структур рудных полей и месторождений используются в основном локальные гравитационные аномалии, представляющие аномальное гравитационное поле, исправленное за влияние глубинных структур земной коры и верхней мантии. Среди локальных гравитационных аномалий Рудного Алтая количественно преобладают положительные аномалии.

Плотность пород Рудного Алтая зависит от их петрографического состава и в меньшей мере от возраста. Плотность осадочных образований среднего палеозоя $2,73-2,76$ г/см³, верхнего палеозоя $2,69$ г/см³, магматических пород от $2,60$ до $2,90$ г/см³ в зависимости от их основности. Средневзвешенная плотность среднепалеозойского разреза $2,74-2,76$ г/см³. Повышенной плотностью характеризуются метаморфические образования нижнего палеозоя в ядре Алейского антиклинория ($2,78-2,80$ г/см³); те же образования в ядрах Ревнюшинского и Синюшинского антиклинориев обладают плотностями, соизмеримыми с плотностями среднепалеозойского разреза ($2,76$ г/см³). Плотность руд колеблется от $3,6$ до $4,6$ г/см³ и находится в прямой зависимости от процентного содержания сульфидов; наиболее вероятное среднее значение плотности $4,1$ г/см³.

Анализ характера аномального гравитационного поля и особенностей плотностного разреза Рудного Алтая показывает, что наиболее крупные локальные гравитационные аномалии отражают блоковую структуру нижнепалеозойского основания, локальные аномалии более высоких порядков обусловлены магматическими образованиями. Так, антиклинории Алейский и другие отмечаются положительными аномалиями первого порядка, а синклинории — отрицательными. В отложениях среднего палеозоя герциевские пликвативные структуры гравитационными аномалиями не фиксируются, за исключением тех случаев, когда они относятся к складчато-глыбовому типу и отражают блоковые перемещения нижнепалеозойского основания. Отрицательными аномалиями высоких порядков характеризуются интрузии кислого состава и наложенные верхнепалеозойские мульды,

положительными аномалиями — интрузии основного состава и в некоторых случаях рудные тела. Детальной гравиметрической съемкой в пределах Николаевского и Орловского месторождений рудные тела отмечались положительной аномалией. Рудные тела других месторождений (Золотушинского, Камышинского и др.), уступающих по масштабам Николаевскому, в гравитационном поле не отразились.

Таким образом, детальную гравиметрическую съемку целесообразно применять главным образом для изучения структуры рудных узлов и рудных полей. Хорошо трассируются дизъюнктивные нарушения, в том числе скрытые, влияющие на пространственное распределение и локализацию оруденения. Поскольку пликвативные структуры в гравитационном поле отражения не находят, гравиразведку при изучении структур рудных полей целесообразно комплексировать с сейсморазведкой.

Естественное электрическое поле (ЕЭП). Общая картина распределения естественного электрического поля в пределах Рудного Алтая не изучена, поскольку метод применялся в основном для изучения отдельных месторождений и редких маршрутных региональных наблюдений. По данным региональных исследований рудноалтайские зоны смятия отметились аномалиями до -100 , -200 мв, осевая часть Рудного Алтая — нормальным полем, гранитные массивы Холзунско-Южноалтайской зоны — аномалиями до $+300$, $+500$ мв. Локальными аномалиями ЕЭП отмечаются многие сульфидные полиметаллические месторождения Рудного Алтая.

Интенсивность аномалий ЕЭП зависит от свободного доступа кислорода к рудам. Высокая концентрация кислорода обуславливает интенсивные окислительные процессы в верхних частях рудного тела. Высокий уровень грунтовых вод, скрывающих верхнюю часть рудного тела, может замедлить окислительные процессы и снизить интенсивность аномалии ЕЭП. Поэтому в условиях расчлененного рельефа Лениногорского, Зыряновского, Южноалтайского районов при незначительной мощности рыхлых отложений и глубоком уровне грунтовых вод над сульфидными полиметаллическими месторождениями наблюдаются аномалии интенсивностью до -150 , -350 мв. В условиях слаборасчлененного рельефа Прииртышского района при высоком уровне грунтовых вод аномалий не наблюдается. Близкими по характеру к рудным аномалиям являются аномалии над графитизированными сланцами и углистыми алевролитами, отличаясь лишь более высокими интенсивностями (до -600 , -800 мв) и размерами.

Характерной особенностью аномалий ЕЭП над средне-низкотемпературными гидротермальными сульфидными месторождениями полиметаллов является их постоянство во времени. В объемном выражении (Ю. А. Калашников, 1968 г.) аномалии представляют сложные двухполюсные системы, отрицательные полюса которых располагаются в верхних, головных частях месторождений, положительные — в корневых частях. Область распространения отрица-

тельных полей по объему, как правило, во много раз меньше, чем положительных. Полюса систем разнесены друг от друга на значительные расстояния, определяемые размерами рудных тел по падению и склонению. Части рудных тел, лежащие в отрицательном поле, в два-три раза меньше соответствующих частей рудных тел, лежащих в положительном поле, для поперечных разрезов, и в четыре-шесть раз меньше для продольных разрезов. Углы наклона осей дипольных систем для продольных и поперечных разрезов хорошо совпадают с падением и склонением рудных залежей.

Установленные закономерности объемной структуры естественного электрического поля позволяют решать ряд актуальных геологических задач на разных этапах поисков и разведки. На этапе поисков выявляются отрицательные и сопряженные с ними положительные аномалии, устанавливается их «рудная» природа, рассчитывается глубина залегания рудного тела, угол падения.

На этапе поисково-оценочных работ, в процессе предварительной оценки месторождений детальное изучение ЕЭП на поверхности и схематическое изучение распределения поля по единичным скважинам позволяет установить отдельные элементы дипольной системы. По наблюдениям в одной-двух скважинах устанавливаются размеры отрицательной части диполя, а затем умножением величины этого параметра на соответствующий коэффициент — приблизительные размеры всего диполя, близко соответствующие размерам рудного тела.

На этапе разведки месторождений уже по значительному количеству скважин устанавливаются отрицательная и положительная части диполя, рассчитываются глубины выклинивания рудного тела в направлениях падения и склонения по направлению падения оси диполя, устанавливаются углы падения и склонения рудного тела, изучается морфология диполей и условия схождения их на глубину. Поскольку объемы естественных электрических полей в сотни раз превосходят объемы соответствующих рудных тел, то изучение объемной структуры естественных электрических полей обеспечивает большую глубинность изучения рудно-магматических систем.

Естественное тепловое поле. Работы по изучению естественного теплового поля Рудного Алтая начаты сравнительно недавно, поэтому региональные закономерности теплового поля изучены слабо. Установлено, например, что Синюшинский антиклинорий характеризуется повышенным тепловым режимом, по сравнению с Алейским антиклинорием, что объясняется большей мощностью гранитного слоя в пределах Синюшинского антиклинория. В зонах глубинных разломов на глубинах 300 м от поверхности температура составляет порядка 16°C , что на $4-5^{\circ}$ выше, чем в других районах Рудного Алтая. Температурные поля сульфидных месторождений, как правило, являются аномальными по сравнению с нормальным тепловым полем Рудного Алтая.

Особенности естественного теплового поля Рудного Алтая во многом определяются значениями геотермического градиента и геотер-

мической ступени горных пород и руд. Максимальными значениями геотермического градиента ($1,6-3,3$ °C/100 м) характеризуются четвертичные отложения (геотермическая ступень для них равна $31-60$ м/1° C), наименьшими — известняки ($0,33-1,6$ °C/100 м) и окремненные туффоиды ($0,66-1,35$ °C/100 м), которым соответствуют значения геотермической ступени $62-300$ м/1° C и $73-150$ м/1° C. Сульфидные руды характеризуются теплопроводностью в десятки раз выше, чем вмещающие горные породы, поэтому создаются условия для образования в головных частях месторождений локальных тепловых полей. Тепловой режим месторождений зависит от того, насколько глубоко расположены их корневые части и в какой степени сохранились те ветви рудно-магматического пучка, по которым поднимались к месту отложения рудоносные растворы, так как эти части месторождения остаются естественными проводниками тепла по сравнению с вмещающими породами.

Дифференциация значений температур в зависимости от расположения рудных залежей относительно корневых частей месторождений подробно изучена на примере Зырянского месторождения. Заводская залежь, расположенная в корневой части месторождения, отмечается более высокой температурой, чем самая удаленная от корней Юго-Восточная залежь. Разница в значениях температур для глубины 700 м достигает по этим залежам $4,5$ °C. Остальные рудные зоны характеризуются промежуточными значениями температур. Из анализа объемной структуры теплового поля Зырянского месторождения следует, что корни месторождения расположены в его западной части и представляют собой совокупность рудоподводящих каналов, являющихся естественными тепловодами, выполняющими роль проводников тепла от остаточного магматического очага к верхним частям месторождения. Таким образом, рудно-магматический пучок представляет собой нестационарную тепловую систему, функционирующую за счет дополнительного притока тепла от остаточного магматического очага. Максимум тепловой аномалии соответствует, как правило, корневой части месторождения.

Поле вызванной поляризации (ВП). Изучение полей вызванной поляризации, представляющих вторичные электрические поля, образованные при пропускании импульсов постоянного электрического тока, начато сравнительно недавно, главным образом на рудных полях и месторождениях. Региональные особенности полей не изучены. Аномалии поля ВП позволяют выявить скопления электропроводящих минералов, поэтому метод ВП применяется при поисках и разведке сплошных и вкрапленных рудных тел. В отличие от электроразведочных аномалий проводимости аномалии ВП не возникают над обводненными зонами трещиноватости и дробления горных пород, над рыхлыми отложениями, участками сложного рельефа местности и неоднородного удельного сопротивления пород. Нормальный фон поляризуемости горных пород составляет $1-2\%$. Повышенной поляризуемостью характеризуются прежде всего минерализованные породы с содержаниями рудных минералов более 1% .

Хорошо поляризуются сульфиды (спирит, пирротин, халькопирит), магнетит и титаномагнетит, слабее — галенит, а сфалерит относится к неполяризующимся минералам. Поляризуемость минерализованных пород и руд находится в прямой зависимости от содержания поляризующихся минералов, текстурных особенностей руд и состава вмещающих горных пород. Высокой поляризуемостью обладает углистое вещество и графит, поэтому даже незначительная примесь их в горных породах обуславливает аномалии ВП, превосходящие по интенсивности аномалии от рудных объектов. Высоко- и средне-температурные гидротермальные образования, связанные с габбро-плаггиогранитной формацией (зоны магнезиального и магнезиально-железистого замещения в слюдяных кристаллических сланцах), отмечаются интенсивными (до 4—6%) положительными линейными аномалиями ВП (Южный Алтай). Поскольку зоны магнезиального и магнезиально-железистого замещения визуалью почти не отличаются от вмещающих регионально метаморфизованных пород и имеют небольшую мощность, поисковое значение аномалий ВП особенно велико.

Связанные с зонами магнезиально-железистого замещения медно-пирротиновые месторождения и рудопроявления также отчетливо проявляются в поле ВП. Например, Карчигинское медно-пирротиновое месторождение фиксируется двумя параллельными аномальными зонами, отвечающими рудным телам (Маркушин, 1968 г.). Интенсивность рудных аномалий равна 10—15% при фоне минерализованных вмещающих пород 4—5%. Избыточная поляризуемость рудной зоны по данным ВЭЗ — ВП 10%. Методом ВП расширены перспективы месторождения: на юго-восточном фланге рудной зоны выявлено слепое рудное тело. Значительно сложнее обстоит дело в тех случаях, когда вмещающими породами зон магнезиально-железистого замещения являются метаморфизованные флишеидные отложения. Аномалии вызванной поляризации в этих случаях обусловлены как толщами графитизированных пород, так и рудной минерализацией.

Электрические поля ВП над кварцитами и кварц-серицитовыми породами характеризуются повышенной интенсивностью, изрезанностью, кажущимся возрастанием поляризуемости пород с глубиной. Причина этого явления не изучена. Возможно, что электрические поля над кварцитами определяются особыми электрическими свойствами силикатных образований в естественном залегании, а интенсивность аномалий — рассеянной сульфидной минерализацией. Над кварцитами выщелачивания, бедными сульфидными цветными металлов, интенсивности аномалий невысокие — до 5—7%, над кварцитами отложения с богатыми содержаниями сульфидов высокие — до 10—15%.

Большинство промышленно ценных средне- и низкотемпературных гидротермальных полиметаллических месторождений сопровождается обширными ореолами кварцитов выщелачивания, отмечаемыми широкими аномалиями ВП интенсивностью ниже 10%.

Кварциты отложения и рудные тела в кварц-серицитовых ореолах занимают локализованные объемы, иногда на значительных глубинах, и поэтому фиксируются аномалиями ВП выше 10% только в благоприятных случаях (достаточно большой объем минерализованных кварцитов и руд, их неглубокое залегание, благоприятный качественный состав руд и др.). Наиболее благоприятны для поисков методом ВП рудные тела, залегающие в сквозных зонах и выходящие на эрозионный срез, наименее благоприятны — приуроченные к пликативным структурам закрытого типа.

Таким образом, аномалии вызванной поляризации, как правило, большие по площади и низкие по интенсивности отвечают значительным объемам слабоминерализованных пород и поэтому только по аномалиям ВП не всегда могут быть установлены места заложения проверочных скважин. Этот метод в большинстве случаев дает возможность лишь оконтурить перспективные площади, а поиски рудных тел в их пределах осуществляются другими геофизическими и геохимическими методами. Сравнительно лучшие результаты дает метод ВП по изучению зон магнезиально-железистого замещения и поисках в их пределах месторождений медно-пирротиновых руд. Аномалии ВП в этих зонах четко локализованы, коррелируются с магнитными аномалиями и пригодны для задания по ним проверочных скважин.

Волновое поле упругих колебаний. Изучение искусственно возбуждаемого волнового поля упругих колебаний проводилось в небольших объемах методом сейсморазведки отраженных волн (В. Н. Тростников и др.). Применялись системы пространственных наблюдений, рассчитанные на исключение боковых отражений и получение карт изохрон основных отражающих горизонтов.

В первых вступлениях регистрируются прямые волны, распространяющиеся в толще рыхлых отложений с кажущимися скоростями 1600—2000 м/сек. С расстояний 100—300 м от пунктов взрывов регистрируются преломленные волны с высокими кажущимися скоростями, соответствующими граничным скоростям от 4500 до 5500 м/сек, отвечающим верхней части отложений палеозоя. Они мешают получению отражений до времени 0,5—0,8 сек. В последующих вступлениях регистрируются отраженные волны продольного типа от средне- и нижнепалеозойских отложений.

Кривые изменений скорости распространений волн с глубиной, полученные по данным сейсмокаротажа скважин, в комплексе с сеймоскопией керна, показывают, что градиент скорости в верхней части разреза резко возрастает на глубинах от 50 до 100 м, а на больших глубинах значение скорости почти постоянное, порядка 5000 м/сек, характерное для всего среднепалеозойского разреза. На этом основании сейсмические разрезы строятся с помощью лучевых диаграмм при постоянной средней скорости 5000 м/сек.

При обработке сейсморазведочных данных выявляются и прослеживаются ряд опорных сейсмических горизонтов. Большинство из них приурочено к низам среднедевонских отложений; отдельные

Геофизические и геохимические

| Основные типы эндогенного оруднения | Литогеохимическое поле рассеяния | Магнитное поле |
|--|--|--|
| 1. Гидротермальные средне- и низкотемпературные сульфидные полиметаллические месторождения, парагенетически связанные с формацией поздних малых интрузий альбитофиоров — порфиритов (основной тип промышленных месторождений) | Ореолы диффузионно-инфильтрационные; отчетливая структурная приуроченность; форма определяется характером рудовмещающих структур; размеры не соответствуют размерам проекций рудных тел; размеры ореолов превышают размеры рудных тел в 5 раз и более; основные элементы-индикаторы — медь, цинк, свинец; отчетливая вертикальная зональность; ореольные показатели всех элементов-индикаторов наиболее высокие в рудной зоне; несоответствие концентраций элементов в рудах и ореолах | Слабоотрицательные магнитные поля интенсивностью от 0 до 100 гамм; на их фоне локальные положительные аномалии, отвечающие поздним малым интрузиям |
| 2. Гидротермальные высоко- и среднетемпературные сульфидные медные и полиметаллические месторождения, ассоциирующие с габбро-плагиогранитной формацией в зонах магнетитового и магнетитово-железистого замещения (средние и мелкие промышленные месторождения) | То же. Основной элемент-индикатор — медь; ореолы линейные в зонах разломов и смятия | Линейные положительные магнитные аномалии интенсивностью до 700—1000 гамм, коррелирующиеся с линейными аномалиями ВП |
| 3. Контактво-метасоматические (скарновые) сульфидные полиметаллические месторождения, ассоциирующие с габбро-гранодиорит-гранитной формацией (мелкие непромышленные месторождения) | Ореолы диффузионные и диффузионно-инфильтрационные в экзоконтактных частях интрузий; структурная приуроченность четкая лишь для внутренних зон; форма определяется контактом материнской интрузии, позднемагматическими дизъюнктивными нарушениями, вскрытыми остаточные магматические очаги, а также диффузионными свойствами вмещающих пород; зональность выражена слабо или отсутствует; концентрации элементов-индикаторов наибольшие в надрудной толще; ореольные показатели в надрудной толще выше, чем в рудной | Сложные интенсивные положительные и знакопеременные магнитные поля; рудные тела отмечаются интенсивными локальными положительными аномалиями до +1500 гамм |

критерии прогнозирования

| Гравитационное поле | Естественное электрическое поле | Естественное тепловое поле | Поле вызванной поляризации | Электромагнитное поле (МПП) |
|---|---|--|--|--|
| Положительные гравитационные аномалии интенсивностью в первые миллигаллы, отвечающие рудным телам | Отрицательные аномалии интенсивностью —150 мв, —350 мв; в объемном выражении диполь с расстоянием между полюсами от 500 до 1000 м и более | Тепловые аномалии интенсивностью в 4—5° С; максимум тепловой аномалии в корневой части месторождения | Широкие аномалии ВП слабой интенсивности, отвечающие гидротермально измененным породам; на их фоне интенсивные локальные максимумы, отвечающие рудным телам | Аномалии МПП на времени 2 мсек и более |
| Рудные тела аномалиями не отмечаются | То же. Расстояние между полюсами диполя от 250 до 700 м и более | Данных не имеется. Возможно наложение тепловых аномалий от месторождений и зон глубинных разломов | Интенсивные линейные аномалии ВП до 10—15%, коррелирующиеся с линейными магнитными аномалиями | Аномалии МПП на времени 2 мсек] |
| Отмечаются эндоконтактные и слепые части интрузий; рудные тела аномалиями не отмечаются | Аномалии обычно отсутствуют | Данных не имеется | Повышенная интенсивность поля ВП; локальные аномалии, отмечающие рассеянную сульфидную и магнетитовую минерализацию; аномалии ВП коррелируются с магнитными аномалиями | Аномалии МПП отсутствуют |

| Основные типы эндогенного оруденения | Литогеохимическое поле рассеяния | Магнитное поле |
|---|--|--|
| 4. Средне- и низкотемпературные гидротермальные сульфидные полиметаллические рудопрооявления, связанные с плаггиогранит-порфировой формацией (промышленные месторождения отсутствуют) | Ореолы диффузионные в эвазоконтактных частях порфировых интрузий; отсутствует структурный контроль; форма определяется диффузионными свойствами вмещающих пород; зональность выражена слабо; величины концентраций металлов в рудах и ореолах соответствуют; размеры ореолов соответствуют размерам проекций рудопрооявлений | Мозаичные, преимущественно отрицательные магнитные поля от 0 до —50 гамм |

горизонты устанавливаются по кровле и внутри метаморфической толщи нижнего палеозоя.

Методом сейсморазведки картируются в основном пликативные рудолокализирующие структуры. Применение этого метода эффективно в модификации отраженных волн для изучения пликативных глубоких рудолокализирующих и рудоконтролирующих структур. Целесообразно также комплексирование этого метода с детальной гравиразведкой, направленной на изучение рудоконтролирующих дисъюнктивных нарушений.

Электромагнитные поля. Искусственно наводились и изучались методами «переходных» процессов (МПП) и радиоволнового просвечивания в пределах отдельных месторождений.

Методом «переходных» процессов изучается нестационарное электромагнитное поле, возникающее при выключении постоянного тока, протекающего по замкнутому контуру над тем или иным геологическим объектом. Характер затухания поля вихревых токов во времени представляет переходную или временную характеристику объекта, зависящую от формы, размера и проводимости объекта. Установлено, что все сульфидные полиметаллические месторождения Рудного Алтая по длительности переходного процесса делятся на три группы: с длительностью 10—15 мсек; 5—6 мсек; до 3 мсек. К первой и второй группам относятся крупные и средние промышленные сульфидные полиметаллические месторождения сплошных и прожилково-вкрапленных руд, к третьей — незначительные рудопрооявления и месторождения вкрапленных руд. Проводящие рыхлые отложения вызывают переходные процессы от 2—3 до 5—8 мсек, вмещающие породы — до 2 мсек.

В открытых районах перспективные участки на промышленное оруденение выделяются по аномальным значениям на времени

| Гравитационное поле | Естественное электрическое поле | Естественное тепловое поле | Поле вызванной поляризации | Электромагнитное поле (МПП) |
|--|---|----------------------------|---|-----------------------------|
| Рудопрооявления в гравитационном поле отражения не находят | Сложные, меняющиеся во времени естественные электрические поля над минерализованными кварцитами | Данных не имеется | Повышенная интенсивность поля ВП над минерализованными кварцитами; изрезанность аномалий; возрастание кажущейся поляризуемости пород с глубиной по ВЭЗ — ВП; аномалии ВП не коррелируются с магнитными аномалиями | Аномалии МПП отсутствуют |

2 мсек и более. В закрытых районах при малой мощности наносов и их высоком электрическом сопротивлении хорошо проводящие рудные объекты выделяются по графикам на поздних временах. Рыхлые отложения с высокой продольной проводимостью создают длительные переходные процессы, неотделимые от сигналов «рудного» типа. Самостоятельное применение метода «переходных» процессов может обеспечить выявление лишь уникальных по размерам сульфидных полиметаллических месторождений, сложных преимущественно сплошными, хорошо проводящими рудами.

Метод радиоволнового просвечивания основан на изучении коэффициентов затухания электромагнитных волн, распространяющихся в просвечиваемом объеме горных пород между передающими и приемными устройствами, помещенными в скважинах или в скважине и на поверхности. Метод предназначен для поисков и разведки хорошо проводящих рудных тел, залегающих в породах с относительно высоким удельным электрическим сопротивлением.

В условиях Рудного Алтая удельное электрическое сопротивление руд, как правило, на один-два порядка ниже удельного электрического сопротивления вмещающих горных пород, что благоприятно для применения метода радиопросвечивания. Установлено, что дальность радиопросвечивания в условиях высокоомной вмещающей среды (2000—5000 ом) достигает 300 м, в условиях низкоомной среды (300—1000 ом) — 100—120 м. Толщи графитизированных углистых алевролитов, обладающие низкими удельными электрическими сопротивлениями, экранируют радиоволны и создают ряд «теней» и «полутеней», таких же как и от рудных тел. Поэтому наличие в разрезе низкоомных углистых алевролитов осложняет постановку метода.

Применение метода радиопросвечивания целесообразно на стадии поисково-оценочных и разведочных работ для уточнения контуров

изучаемых рудных тел и поисков новых в межскважинном и около-скважинном пространстве.

Таким образом, использование в практике крупномасштабных поисков и прогнозирования литогеохимических и геофизических съемок расширяет круг поисковых признаков и в известной мере помогает устанавливать промышленное по масштабам оруденение на больших глубинах с меньшими затратами дорогостоящих объемов поисковых и буровых работ.

Все геофизические поля по характеру поисковой информации делятся на три группы. Первая группа — волновые, палеомное, среднемасштабное гравитационное поля — дает информацию по глубинному строению месторождений, независимо от их формальной и генетической принадлежности. Вторая группа — электромагнитные (МПП), локальное гравитационное поля — содержат информацию только о крупных по размерам рудных телах, тогда и признаки средних и мелких рудных тел проявлены в этих полях слабо. Третья группа — поля вызванной поляризации, естественное электрическое, литогеохимическое и другие — характеризуются повышенной чувствительностью к непромышленной рудной минерализации, ассоциирующей с эффузивными и плагиогранит-порфировой формациями. Число аномалий в целом в сотни раз превосходит число перспективных рудных объектов. Поэтому актуальной является задача классификации и разбраковки аномалий по их связи с проявлениями определенных рудных формаций на основе специфических геофизических и геохимических признаков. Задача эта еще далека от окончательного решения. Специальными исследованиями установлено, что возможности решения этой задачи, исходя из средств каждого метода в отдельности, ограничены. Наиболее перспективный путь ее решения лежит в основе комплексного использования признаков, содержащихся в геохимических и геофизических полях.

Важнейшие геофизические и геохимические критерии главных типов сульфидных полиметаллических месторождений и рудопроявлений Рудного Алтая, полученные на современном уровне разработанности геофизических и геохимических методов, приведены в табл. 9.

ЛЕГЕНДА К КАРТАМ ПРОГНОЗА НА МЕДЬ, ПОЛИМЕТАЛЛЫ, ЖЕЛЕЗО И ЗОЛОТО

Карта прогноза, являющаяся итогом металлогенического анализа всего горнорудного района, может считаться выполнившей свое назначение только в том случае, если она даст обоснованную и конкретную оценку перспектив рудоносности каждой площади и структуры. В основу такой оценки должен быть положен весь имеющийся фактический материал и результаты его обобщения, сведенные на отдельных специализированных картах, в текстовых приложениях к ним и объяснительных записках.

Легенда к картам прогнозов должна отображать:

- 1) различную степень и полноту изученности территории;
- 2) комплексный характер оруденения в целом для района и специфику оруденения на тех или иных его площадях;
- 3) многообразие рудных формаций и степень их перспективности;
- 4) разную перспективность структур и площадей и вероятную глубину обнаружения месторождений.

Составить крупномасштабную карту прогноза в целом для крупного региона, отвечающую указанным требованиям, — задача очень сложная и в большинстве случаев невыполнимая. Поэтому карты прогноза должны составляться в разных масштабах: для всей территории региона можно рекомендовать в масштабе 1 : 200 000, для хорошо изученных рудных районов 1 : 50 000, для детально разбуренных рудных полей 1 : 25 000 и 1 : 10 000. Эта различная степень детальности составления карт прогноза была учтена при разработке легенд. Легенды к картам прогноза каждого масштаба прежде всего должны учитывать разную степень и полноту изученности отдельных участков территории. Поэтому можно рекомендовать разделить всю территорию на три группы:

1) площади детально изученные с поверхности и на глубину, материалы по которым обобщены при многочисленных тематических исследованиях, а геологические карты поверхности составлены в масштабах 1 : 25 000—1 : 10 000 и крупнее;

2) площади, изученные детально с поверхности и относительно плохо на глубину, имеющие кондиционные карты масштаба 1 : 50 000 и крупнее и отдельные профили глубоких скважин;

3) сравнительно слабо изученные площади, на которых отсутствуют кондиционные геологические карты масштаба 1 : 50 000, а буровые работы не проводились.

Оценка перспектив первой и второй группы площадей раскрывается на прогнозных картах-врезках, а последней на картах масштаба 1 : 200 000. Поэтому при разработке легенды к прогнозным картам-врезкам появляется необходимость дополнительного более подробного

расчленения площадей первой группы по степени их изученности. Например, в пределах рудного поля общей площадью 100 км² можно выделить три группы площадей.

1. Площади детально изученные и разбуренные до глубин 300—400 м, а на отдельных участках до глубин 600—800 м. Для них должны быть детальные геологические карты масштаба 1 : 10 000 и крупнее и система опорных профилей скважин глубиной 300—400 м такой густоты, которая гарантирует отсутствие пропущенных рудных тел промышленного масштаба, а рудные структуры, вмещающие промышленные месторождения, прослежены в отдельных участках до глубины 600—800 м и более. Материал обобщен и достаточно полно проанализирован при структурно-геологических и фациально-литологических исследованиях. Проведены многочисленные тематические исследования месторождений и зон, позволившие решить основные вопросы рудогенезиса.

2. Площади детально изученные либо непосредственно с поверхности, либо путем мелкометражного бурения (сетка преимущественно 400 × 100 м) и имеющие редкие профили скважин глубиной 200—300 м. Единая геологическая карта масштаба 1 : 10 000 примерно соответствует кондиции. Тематические исследования менее детальны и решают отдельные вопросы.

3. Площади, относительно слабо изученные с поверхности и на глубину. Геологические карты масштабов 1 : 25 000—1 : 10 000 схематичны. Профили картировочных скважин отстоят друг от друга обычно реже, чем на 400 м, и сочетаются с отдельными глубокими поисковыми скважинами. Вопросы петрографии, литологии, тектоники, магматизма и метаморфизма тематически изучены слабо, главным образом по визуальной аналогии с данными исследований на площадях первых категорий.

Такая градация площадей, заложенная в легенду карт прогноза, позволит дать дифференцированную оценку перспектив, исходя из имеющихся в соответствии со степенью изученности геологических и металлогенических предпосылок.

Легендой к карте прогноза предусмотрено также расчленение площадей с учетом характера ожидаемого в их пределах оруденения. Несмотря на комплексный полиметаллический состав оруденения для большинства районов Рудного Алтая, в его пределах выделяются площади преимущественного проявления медного, железорудного, золоторудного и другого оруденения, имеющего промышленный интерес. Поэтому легендой предусмотрено выделение перспективных площадей, в пределах которых возможно открытие месторождений: полиметаллов (свинца, меди и цинка) с сопутствующим золотом и другими металлами, медных и медно-пирротиновых, железорудных, глиноземного сырья (андалузит-кианитовых), редкометальных. Это позволит на карте прогноза передать металлогеническую специфику различных площадей и дать рекомендации для геологосъемочных и поисково-разведочных работ на те или иные полезные ископаемые.

Поскольку месторождения меди и полиметаллов разных рудных формаций имеют далеко не одинаковое промышленное значение, то легенда к картам прогноза предусматривает также выделение площадей, перспективных для обнаружения месторождений того или иного рудного комплекса или рудной формации. В частности, были выделены площади, перспективные для обнаружения месторождений, ассоциированных с поздними малыми интрузиями (формация малых интрузий альбитофиров — порфириров), с гранитоидами зменногорского комплекса (габбро-гранодиорит-гранитная формация) и с комплексом порфировых интрузий (плагιοгранит-порфировая формация). Выделение таких площадей дается только для перспективных районов, если степень их изученности позволяет предвидеть, с какими типами рудных комплексов и формаций меди и полиметаллов геолог-поисковик будет иметь дело.

В отношении перспектив на медь и полиметаллы разработанная для Рудного Алтая легенда карт прогноза позволила дифференцировать территорию на следующие четыре главные группы площадей:

I. Площади, перспективные для обнаружения промышленных месторождений.

II. Площади, перспективы которых для обнаружения промышленных месторождений оцениваются неопределенно.

III. Площади, вероятно, бесперспективные для обнаружения промышленных месторождений.

IV. Площади, бесперспективные для обнаружения промышленных месторождений.

Первая и четвертая группы площадей получают вполне уверенную и однозначную оценку при современной изученности соответственно как «перспективные» и «бесперспективные». Две промежуточные группы выделяются для тех случаев, когда в силу тех или иных причин перспективные площади не могут быть однозначно определены. Перспективы этих площадей либо не выяснены, либо оцениваются скорее отрицательно, чем положительно, но без достаточной степени уверенности в такой оценке. Такая группировка позволяет четко ограничить площади, для которых возможно дать однозначную оценку, от прочих площадей и дифференцировать по относительной степени перспективности площади, не относящиеся ни к первой, ни к четвертой группам. Это вызывается не только стремлением придать легенде гибкость и удобство, но также и тем, чтобы сделать последующие рекомендации по изучению этих площадей максимально конкретными. Большинство выделенных групп имеют внутренние подразделения, так что фактически легенда оказывается не четырех-, а многобальной.

Площади первой группы (перспективные площади) в зависимости от степени их изученности разделены на детально изученные с поверхности и на глубину, изученные детально с поверхности и относительно плохо на глубину и сравнительно слабо изученные. Кроме того, как уже указывалось, выделяются площади,

перспективные для обнаружения месторождений, ассоциированных с тем или иным интрузивным комплексом (три подразделения). Оценка перспектив площадей, детально изученных с поверхности и на глубину, к которым относятся главные рудные поля, дается на картах-врезках. При этом оценка перспектив различных участков рудных полей в свою очередь учитывает степень их изученности.

Не подлежит сомнению, что в пределах рудных полей наиболее вероятно встретить руды в местах погружения известных рудных зон по склонению на значительных глубинах. Иными словами степень перспективности глубинных частей известных рудных зон, как правило, наиболее высока, но обнаружение и разведка руд на глубинах более 600—800 м в настоящее время экономически не всегда, по-видимому, целесообразны. С другой стороны, на рудных полях часто не исключено нахождение неглубоко залегающих рудных залежей, обнаружение и разведка которых с экономической точки зрения более целесообразны, однако вероятность выявления таких залежей в конкретных прогнозируемых участках меньшая, чем руд в глубоких частях известных рудных зон. Поэтому подразделение структур рудных полей по степени перспективности рудоносности, учитывающее оба приведенных обстоятельства, не может рассматриваться в отрыве от глубины залегания прогнозируемых рудных тел и методики их поисков. С учетом полноты изученности разных участков рудного поля, а также разной вероятности обнаружения рудных залежей на тех или иных глубинах, в условиях, например, Березовско-Белоусовского рудного поля, легендой к прогнозным картам-врезкам предусматривается выделение следующих степеней перспективности участков.

I степень перспективности: а) глубинные части известных рудных зон с весьма вероятными рудами на глубинах от 500—600 до 1000—2000 м; б) геологические структуры и площади, в пределах которых вероятно присутствие новых рудных залежей, на малых и средних глубинах (до 300—500 м) и на глубинах более 300—500 м.

II степень перспективности: а) геологические структуры и площади, в пределах которых возможны (не исключены) новые скрытые и погребенные рудные залежи на глубинах до 300—500 м и на глубинах более 300—500 м.

Оценка перспективных площадей, изученных детально с поверхности и плохо на глубину и сравнительно слабо изученных, располагающихся обычно за пределами известных рудных полей и районов, дается без разделения их по степеням перспективности. Не выделяются степени перспективности и для площадей I группы, где возможно обнаружение месторождений меди и полиметаллов, ассоциированных с формацией плагиогранит-порфировых интрузий и с гранитоидами змеиногорского комплекса. Это вызвано, с одной стороны, сравнительно недостаточной изученностью этих площадей и с другой — желанием избежать субъективных оценок, слабо подкрепленных фактическим материалом.

Площади второй группы (перспективы оцениваются неопределенно) подразделяются на две подгруппы: 1) площади геологически слабо изученные и плохо опоискованные и 2) площади опоискованные или заснятые в масштабе 1 : 50 000, но требующие выделения специальных вопросов для оценки перспектив. При выделении таких площадей отмечаются не только причины неопределенной оценки перспектив, но указываются и конкретные геологические вопросы, решение которых позволит дать определенную оценку им. Во многих случаях такие вопросы могут быть решены тематическими исследованиями без проведения дорогостоящих горных и буровых работ. Площади этой группы выделяются как на карте прогноза масштаба 1 : 200 000, так и на прогнозных картах-врезках.

К третьей группе (вероятно, бесперспективные) отнесены площади, которые по сумме имеющихся геологических сведений могут предварительно оцениваться как бесперспективные. Однако этих геологических сведений еще не хватает для уверенной и однозначной отрицательной оценки перспектив и поэтому легенда в данном случае отражает элемент сомнения, неуверенности. При описании таких площадей, выделенных на картах прогноза различного масштаба, указывается, какие геологические явления следует дополнительно проверить или изучить и какие работы провести для получения однозначной оценки перспектив площади.

К четвертой группе (бесперспективные площади) отнесены площади, отрицательная оценка перспектив которых не вызывает никаких сомнений. Таким образом, сочетание карт прогноза различного масштаба, составленных по взаимно увязанным легендам, дополняющим и раскрывающим друг друга, обеспечивает не только однозначную оценку перспектив на медь и полиметаллы каждой площади и структуры (на различных глубинных горизонтах), но и позволяет дать конкретные рекомендации по направлению геологическим, геологоразведочным работ и тематических исследований, а также очередность и методику их проведения на ближайшие 10—20 лет.

Месторождения железных руд, золота, высокоглиноземистого сырья, редких металлов не характерны для полиметаллического пояса Алтая и их промышленная ценность невелика. Однако геолого-металлогенический анализ позволил выделить ряд площадей, перспективных для поисков месторождений этих видов полезных ископаемых. Легендой к карте прогноза эти площади отнесены к первой группе площадей (перспективные площади), но дальнейшее деление их по степени перспективности не производится. Легендой также предусмотрено выделение площадей, рекомендуемых для проведения поисков и съемок в масштабах 1 : 50 000—1 : 10 000. Указываются контуры для постановки различных специальных работ и места проходки со специальной целью глубоких скважин. Примеры легенд для карт масштабов 1 : 200 000, 1 : 50 000 и 1 : 25 000 см. в приложениях 1, 2 и 3.

ПУТИ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ МЕТОДИКИ ПОИСКОВЫХ И РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ В ОСВОЕННЫХ ГОРНОРУДНЫХ РАЙОНАХ

Непрерывно возрастающие масштабы добычи полезных ископаемых из недр, естественно, приводят к истощению эксплуатируемых месторождений и сокращению сроков существования горнорудных предприятий. По этой причине на ряде предприятий в старых рудных провинциях (Рудный Алтай, Казахстан, Урал и др.) сложились определенные трудности. Проблема увеличения разведанных запасов в этих районах постоянно усложняется. Это обусловлено тем, что в большинстве случаев оказывается экономически эффективнее осуществлять рост добычи полезных ископаемых или уже на эксплуатируемых месторождениях, или по крайней мере в освоенных промышленностью металлогенических провинциях, так как ввод в разработку месторождений в новых районах связан с крупными капиталовложениями и довольно продолжительными сроками их освоения. Поэтому расширение масштабов эксплуатируемых месторождений и выявление новых в уже освоенных промышленностью рудных районах является важнейшей частью общей проблемы увеличения минеральносырьевых ресурсов.

В отличие от новых рудных районов и провинций, где еще не исчерпаны возможности выявления месторождений на поверхности, основной задачей геологов и геофизиков в освоенных горнорудных районах становится поиск скрытых месторождений, оценка выявленных рудопроявлений, изучение и оценка глубоких горизонтов, а также флангов эксплуатируемых рудных полей. В ряде районов имеются основания считать, что фонд еще не выявленных скрытых месторождений превосходит суммарные ресурсы обнаруживающихся на поверхности. Естественно, что такое соотношение может иметь место в первую очередь для уже известных рудных регионов, в том числе и для в большей степени геологически опоскованных и давно освоенных промышленностью. Это представление требует дополнительной научной аргументации; оно в значительной мере оправдывается открытием за последние годы ряда скрытых месторождений в старых рудных районах.

Эффективность поисковых и разведочных работ в таких районах низкая и поэтому методы поисков требуют дальнейшего совершенствования. Так, за последние 10 лет по районам Казахстана, включая Рудный Алтай, затраты средств на поиски и разведку полиметал-

лических руд значительно опережали полученные приросты разведанных запасов. При этом следует иметь в виду, что большая доля этих запасов в Казахстане была развездана на уже ранее известных месторождениях.

Приведенный пример свидетельствует не только о геолого-методической сложности и трудоемкости поиска скрытого оруденения, но и о том, что метод детального (крупномасштабного) металлогенического изучения, прогноза и поиска этого оруденения нуждается в дальнейшем совершенствовании. Известно немало рудных районов, где выполнены казалось бы все виды геолого-геофизических исследований, но в итоге остается неопределенной оценка перспектив скрытого оруденения и нет необходимой ясности и уверенности в выборе дальнейших направлений и методики работ. В этих районах, как правило, геологически сложных, известны многие десятки и сотни рудных проявлений, а также геохимические и геофизические аномалии, однако среди таких рудопроявлений лишь единицы могут оказаться промышленными месторождениями. В Прииртышском районе Рудного Алтая, например, среди 150 рудопроявлений цветных металлов к промышленным относятся лишь несколько из них. Среди 720 свинцовых рудопроявлений Центрального Казахстана известны лишь десятки месторождений и единицы крупных объектов.

Опыт изучения Рудного Алтая, Казахстана и других регионов показывает, что подобные соотношения отнюдь не являются показателем только определенной степени изученности района и разведанности рудопроявлений на глубину. Напротив, они свойственны самой природе объектов и объясняются многообразием формационных и генетических типов эндогенного оруденения, а также изменчивостью геологических условий образования. Все это остро ставит на повестку дня проблему совершенствования методов прогноза и оценки перспектив рудных районов, что во многом непосредственно зависит от уровня теоретических представлений о закономерностях рудообразования в приложении к конкретным рудным провинциям и в особенности к рудным районам, выделяемым в их пределах. На стадии детального геолого-металлогенического картирования простое качественное изучение и сравнение явлений уже недостаточно, так как цель работ предполагает знание многих количественных характеристик геологических процессов и образований.

Однако решение затронутых вопросов практически еще далеко не всегда обеспечивается требуемыми в количественном и качественном отношении фактическими данными, получаемыми до сих пор в результате полевых исследований. Возникает необходимость в пересмотре направленности и содержания этих исследований, имея в виду более полное использование возможностей современного арсенала геологических, геофизических и геохимических методов. Сказанное прежде всего касается исследований, связанных с комплексной геолого-геофизической съемкой рудных районов в масштабе 1 : 50 000 и крупнее, несомненно являющейся важнейшим условием объективного прогноза и успеха поисков.

**ОБЪЕМНОЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ —
ОСНОВА ДЕТАЛЬНОГО ПРОГНОЗА
И ПОИСКА СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ**

К настоящему времени старые металлогенические провинции (Урал, Центральный Казахстан, Рудный Алтай) практически полностью покрыты государственной геологической съемкой в масштабе 1 : 50 000. По рудным районам и полям здесь имеются также геологические карты масштабов 1 : 25 000, 1 : 10 000 и крупнее. Таким образом, эти районы сравнительно детально изучены с поверхности. Однако геологические съемки, выполненные в соответствии с требованиями существующих инструкций по этому виду работ, не всегда достаточно обоснованы геофизическими и буровыми работами и, как следствие этого, мало освещают глубинное строение рудных районов. Поиски скрытых месторождений полезных ископаемых, оценка выявленных рудопроявлений, изучение и оценка глубоких горизонтов и флангов эксплуатируемых рудных полей на основе таких геологических карт, как показывает практика работ, являются малоэффективными. В связи с этим необходим переход к объемному глубинному изучению рудных районов путем более широкого применения в комплексе с геологическими методами также методов геофизики, геохимии и больших объемов поисково-структурного бурения.

На данном этапе развития геологической науки и практики нельзя отдать предпочтение какому-либо одному из имеющихся методов поисков. По-видимому, этого сделать не представляется возможным и в ближайшем будущем, несмотря на прогресс в деле совершенствования существующих и создания новых методов, в особенности геофизических. Поэтому повышение практической отдачи от крупномасштабных геологических съемок и поисков в освоенных промышленностью рудных провинциях и районах возможно лишь на основе дальнейшего развития детального объемного изучения их геологии и применения сложного комплекса известных к настоящему времени различных полевых и научно-тематических методов исследований. Эти исследования предусматривают тесное взаимное сочетание обычной геологической съемки с многообразными методами поисков и по содержанию и решаемым задачам являются по существу сложным поисково-съемочным комплексом.

Для таких металлогенических провинций, как Рудный Алтай, где рудовмещающий складчатый комплекс на 15—20% и более перекрыт чехлом рыхлых кайнозойских отложений мощностью от 0 до 100—150 м и где исследования должны проводиться не только на выходах коренных пород, но и под покровом рыхлых отложений, центральной становится задача объемного геологического картирования структур до глубины 1—2 км и более.

Основной задачей объемного геологического картирования в масштабах 1 : 50 000 и крупнее является разработка обоснованного прогноза на наличие или отсутствие скрытого оруденения на эконо-

мически рентабельных для его отработки глубинах, а также обоснование направления и методики детальных поисков этого оруденения в пределах конкретных структур. В условиях плохой обнаженности больших территорий, а также сравнительно высокой степени изученности рудных полей объемное картирование и успех дальнейших поисков на этой основе скрытых месторождений могут быть обеспечены только при самом широком применении горных работ, геофизических и геохимических методов, поисково-структурного и картировочного бурения в сочетании с углубленной тематической разработкой металлогенических вопросов. Вполне очевидно, что определенные требования, методика и задачи объемного геологического картирования должны разрабатываться для конкретных рудных регионов применительно к их геолого-металлогеническим особенностям с учетом достигнутой степени их геологической изученности, а также исходя из масштабов дефицитности в обеспечении минерально-сырьевыми ресурсами действующих в том или другом рудном районе промышленных предприятий.

Учитывая большую трудоемкость и высокую стоимость, объемное геологическое картирование в масштабе 1 : 50 000 должно проводиться только на площадях, перспективы которых по данным предыдущих геологических исследований являются достаточно высокими. Как принципиальную особенность крупномасштабного геологического картирования, на наш взгляд, следует принять четкую специализацию на определенное полезное ископаемое в конкретных металлогенических провинциях. Например, в Рудном Алтае — на полиметаллы, в Уральской медноколчеданной провинции — на медные руды и т. д. Исследования на всех этапах объемного геологического картирования, исходя из закономерностей размещения известных в данной провинции месторождений, всецело направляются на выявление и картирование рудоконтролирующих факторов и наиболее вероятных структурно-морфологических типов рудных залежей.

Можно назвать следующие основные составные элементы комплекса работ по крупномасштабному объемному геологическому картированию:

- 1) геолого-структурное картирование складчатого комплекса как обнаженного, так и скрытого под рыхлыми отложениями;
- 2) геофизические исследования;
- 3) геохимические исследования;
- 4) бурение поисково-структурных скважин;
- 5) поисково-оценочные работы;
- 6) тематические исследования и составление металлогенических и прогнозных карт.

Геолого-структурное картирование. Составление детальной карты поверхности складчатого комплекса является необходимой и основной частью объемного геологического изучения района и выявления рудоперспективных структур. Уже на этом начальном этапе основными задачами должны быть выявление и целенаправленное картирование геологических элементов, являющихся рудоконтролиру-

ющими (благоприятные для оруденения литологические горизонты, вулканические, разрывные и пликативные структуры, интрузивные породы, зоны динамо-гидротермального метаморфизма и т.д.). Эти геологические элементы картируются более детально, чем на расположенных за их пределами площадях, а на последующих этапах они становятся основными объектами глубинных исследований.

За последние годы в некоторых освоенных промышленностью рудных районах методы картирования эрозионной поверхности складчатых структур в основном сложились. По этому вопросу имеется большое количество публикаций и решений многих геологических совещаний. Здесь мы укажем лишь на некоторые моменты совершенствования методики картирования закрытых площадей. Одним из главных и необходимых условий повышения качества геологических крупномасштабных карт закрытых территорий является внедрение в более широких объемах в геологосъемочный комплекс горных выработок легкого типа, картировочного бурения, геофизических и геохимических работ. Применение горных работ и картировочного бурения должно обеспечить практически полное «снятие» чехла рыхлых отложений. Исходя из опыта работ в условиях наиболее закрытых районов Рудного Алтая, минимально необходимый объем горных выработок легкого типа составляет 10—12 тыс. м и картировочного бурения 30—40 тыс. м на один лист масштаба 1 : 50 000.

При определении густоты сети картировочных скважин и горных выработок и рациональной схемы их размещения необходимо исходить не только из особенностей геологического строения исследуемого района, но и из необходимости более эффективного применения при этом скважинных геофизических и геохимических методов. Предсъемочный комплекс геофизических методов, разрабатываемый применительно к каждому району (гравиразведка, магниторазведка, электроразведка), должен опережать проведение горных выработок и картировочного бурения на 1—2 года, что обеспечивает возможность более рационального и целеустремленного размещения этих дорогостоящих работ.

Опыт крупномасштабных съемок показывает, что стратиграфическое расчленение, как правило, производится с детальностью до свиты или подсвиты, т. е. редко превышает степень детальности расчленения разреза при среднемасштабном геологическом картировании. По-видимому, это связано, с одной стороны, с бедностью разреза фаунистическими остатками и недостаточной разрешающей способностью палеонтологического метода, а с другой — с ограниченной возможностью этого метода в условиях картирования закрытых площадей. В связи с этим ведущим при расчленении разреза должен быть стратиграфо-литологический метод. При этом дробность расчленения в пределах перспективных участков должна превышать требования существующих инструкций к съемкам.

В районах развития вулканических образований обязательным должно стать проведение фациально-литологического картирования. Многие рудные поля размещаются в полифациальных тектоно-вул-

канических структурах, в различной степени эродированных. Картирование жерловых, субвулканических, экструзивных, различных эффузивных, пирокластических и других фаций, свойственных вулканогенным формациям, позволяет правильно расшифровать геологическое строение рудного поля или участка, выявить палеовулканические структуры и затем путем стратиграфической корреляции составить единую схему расчленения отложений, провести взаимную увязку разрезов различных вулканических центров, а также выполнить детальное структурно-фациальное районирование (Иванкин, 1957; Яковлев, 1957; Попов, 1968).

Геофизические исследования. Известно, что применение геофизических методов открывает широкие возможности познания геологического строения исследуемых районов на различных его глубинах. Однако эти возможности при данном состоянии геологической и геологопоисковой практики все еще далеко не используются в должной мере. Крупные рудные районы и целые металлогенические провинции геофизически изучены весьма неравномерно. Парадоксальным является то, что степень геофизической изученности далеко недостаточна по сравнению с достигнутым уровнем возможностей геофизических методов даже освоенных промышленностью рудных районов, где проблема обеспечения местными рудносырьевыми ресурсами стоит особенно остро и где эффективность геологоразведочных работ на протяжении ряда последних лет остается на низком уровне (Средний Урал, некоторые районы Казахстана и Средней Азии, Рудный Алтай и др.).

Одним из недостатков существующей практики поиска скрытого оруденения является недоучет глубинных структур, влияющих на пространственное размещение оруденения. Известно, что среди множества структур, оцениваемых по ряду поисковых критериев как благоприятные для локализации оруденения, лишь отдельные оказываются рудовмещающими. Объясняется это особенностями глубинного строения исследуемых районов. Именно поэтому объемное изучение рудных районов и полей становится необходимым условием обоснованного прогноза и направления поисков скрытых месторождений.

Как было показано, геофизическими методами на Рудном Алтае устанавливается вполне определенная связь между размещением рудных поясов и глубинными неоднородностями земной коры. Геофизические работы позволяют также выявлять и прослеживать глубинные разломы, крупные скрытые интрузии до глубин 3—4 км, выявлять пространственные отношения к ним рудных полей и решать многие другие первоочередные металлогенические задачи. В Рудном Алтае, например, установлено, что все промышленные месторождения расположены в околоинтрузивных зонах, удаляясь в плане от интрузий не более 2—3 км или находятся в надинтрузивной части разреза на высоте 1,0—3,5 км от поверхности интрузии (Кузубный, 1966; П. С. Ревякин, 1969 г.). Геофизическими исследованиями с учетом необходимых геологических данных решается также вопрос об уровне эрозионного среза конкретных районов, что весьма важно

для определения их промышленной оценки и обоснования направления и методики поисков.

Следует еще раз подчеркнуть, что объемное крупномасштабное геологическое картирование целесообразно проводить только исключительно на перспективных площадях металлогенических провинций, изученных комплексом геолого-геофизических методов в масштабе 1 : 200 000, на флангах известных рудоносных структур и на площадях, ранее заснятых обычными методами в масштабе 1 : 50 000. Всеми этими исследованиями должны быть достаточно полно освещены отмеченные выше и другие вопросы глубинного геологического строения металлогенических зон (поясов), выявлены основные закономерности размещения полей в этих регионах, а также проведено структурно-металлогеническое районирование с учетом их глубинного геологического строения на всю мощность земной коры. В среднемасштабный (1 : 200 000) комплекс помимо обычных геологических и литохимических исследований должны входить магниторазведка, гравиразведка, электроразведка и сейсморазведка. Анализ и обработку полученных материалов по физическим полям (магнитное, гравитационное) необходимо проводить с учетом самых современных достижений в этой области с применением ЭВМ с целью расчета полей на различных высотных уровнях и выявления особенностей региональных полей и локальных аномалий. Неотложно стоит задача по изучению в металлогенических провинциях и прилегающих областях разреза земной коры на всю ее мощность, а также региональных глубинных структур профильными сейсморазведочными методами. Это даст большой дополнительный материал по региональной и глубинной геологии этих регионов, а также повысит достоверность интерпретации гравимагнитных съемок.

На таком фоне геолого-геофизической изученности конкретной рудной провинции или района в целом целесообразна постановка крупномасштабного объемного геологического картирования на определенных площадях, выделяемых как перспективные, исходя из металлогенических закономерностей, установленных для этих регионов. Это условие вызывается не только необходимостью обоснования выбора площадей для крупномасштабного геологического картирования, но и необходимостью в процессе выполнения этого картирования более объективно и целеустремленно осмыслить различные детали геологии исследуемых локальных площадей в увязке с региональным планом геологического строения района или провинции в целом, схемой и историей их геологического развития.

Геофизические работы для целей крупномасштабного геологического картирования, как известно, проводятся как на стадиях опережающей и сопровождающей собственно геологическое картирование, так и на стадии детальных поисковых и поисково-оценочных работ. Комплекс методов каждой стадии и последовательность их выполнения разрабатываются применительно к конкретному району исследований. В задачи опережающего геофизического комплекса должно входить выявление крупных разрывов и их сопряжений,

складчатых структур, более детальное изучение морфологии скрытых интрузий и глубин их залегания, выявление скрытых рудных аномалий и отбраковка ложнорудных аномалий, выявление и картирование скрытых эффузивных комплексов, вулканических центров, литологическое расчленение разреза, установление зон и ореолов метасоматически измененных пород и пр. Необходимо четко представлять по характеру физических полей скрытые перспективные структуры, рудоносные зоны. Данные опережающих геофизических работ в сочетании с данными литохимической съемки уже до начала собственно картирования поверхности складчатого основания позволят составить предварительную прогнозную схему и рационально осуществить процесс картирования и поиска. С учетом этих данных проектируется размещение горных выработок и буровых скважин, намечаются задачи по проверке аномалий и т. д. Иными словами, вся методика картирования делается целеустремленной.

В комплекс геофизических исследований, опережающих и сопровождающих крупномасштабное геологическое картирование, должны входить высокоточные магнито- и гравиразведочные съемки в масштабах 1 : 25 000—1 : 50 000, а также электроразведочные работы. Методики проведения этих работ в зависимости от специфики конкретных геологических условий и решаемых задач достаточно полно опробованы на практике и освещены в литературе. Необходимо более широкое внедрение этих методов и правильное сочетание их с геологическими исследованиями, а также повышение качества и достоверности геологической интерпретации геофизических материалов. К сожалению, еще имеют место случаи, когда по району поисков проведены большие геофизические исследования, однако данные их не полно проинтерпретированы и не учтены на геологической графике, т. е. поиски ведутся практически без учета результатов геофизических исследований. Вопросы тесного взаимодействия геологии и геофизики, геолога и геофизика на данном этапе развития и состояния практики поисковых работ требуют немедленного решения как в организационном отношении, так и в отношении разработки определенных требований к проведению крупномасштабных геолого-геофизических исследований. Нет необходимости доказывать, что определенные резервы повышения эффективности и разрешающей способности поисковых работ лежат на стыке геологии и геофизики.

Сопровождающими съемку геофизическими исследованиями решаются отдельные конкретные вопросы, возникающие в процессе съемки. Они направляются геологической съемкой, но и сами ее ориентируют на решение различных задач, связанных в первую очередь с более детальным изучением участков выявленных аномалий или потенциально рудоносных структур. На этой стадии помимо гравимагнитных исследований более широкое применение находят электроразведочные методы, в том числе в скважинном варианте.

В целях изучения глубинных рудоконтролирующих структур, эффузивно-осадочного разреза и, в частности, рудовмещающих толщ

или горизонтов широкое применение в комплексе объемного геологического картирования должна найти сейсморазведка. Надо сказать, что до настоящего времени в практике рудной геофизики этот метод все еще недооценивается. В качестве оправдательного иногда выдвигается тот довод, что рудная сейсморазведка — метод дорогой. Довод этот несостоятелен, если учесть что речь идет о поисках скрытого оруденения в освоенных горнорудных районах с острым дефицитом разведанных запасов полезных ископаемых.

Проведенные на Рудном Алтае, к сожалению, в небольших объемах сейсморазведочные работы методом МОВ в целом дали положительные результаты. На Зыряновском и Орловском рудных полях этими исследованиями устанавливались важные особенности глубинного строения рудовмещающих толщ. Последующим структурно-поисковым бурением данные сейсморазведки были подтверждены. В частности, в выполаживающейся части юго-западного крыла Орловской антиклинали, установленной методом МОВ, на глубине 600—700 м была выявлена новая крупная рудная залежь. Более широкое внедрение рудной сейсмики (площадной и профильной) на стадии крупномасштабного геологического картирования и на стадии поисков и оценки является одной из важнейших проблем совершенствования методов поиска, в особенности в районах с заведомо известными высокими перспективами, а также в известных рудных районах.

На стадии поисковых и поисково-оценочных работ проводятся детальные (главным образом в масштабе 1 : 10 000) геофизические исследования на аномальных участках, рудных проявлениях или в пределах выявленных рудоконтролирующих структур. Методика этих исследований разрабатывается исходя из геолого-металлогенических особенностей рудных районов и изучаемых площадей, а также в зависимости от характера решаемых задач. Широкое развитие при детальных поисках получили магниторазведка и различные электроразведочные методы (электропрофилирование, электромагнитное профилирование, методы радиокип и естественного электрического поля, вызванной поляризации, метод переходных процессов и др.), в том числе в скважинном варианте.

Скважинные геофизические методы (естественного электрического поля, вызванной поляризации, электроразведка постоянным током, радиопросвечивание), разработанные ВИТР, СНИИГГИМС и другими институтами (Р. Р. Зиверт и др., 1968 г.), за последние годы находят все более широкое применение при поисках скрытого оруденения. Однако возможные масштабы и области их применения все еще далеко не исчерпаны. По-видимому, в дальнейшем эти методы должны стать обязательным элементом сложного современного поисково-съемочного и разведочного комплексов на всех этапах их проведения, начиная, от картирования закрытой поверхности складчатого фундамента и кончая разведкой выявленных месторождений.

Важным условием повышения эффективности рудной поисковой геофизики является создание моделей различных физических полей,

соответствующих конкретным структурно-морфологическим типам месторождений и рудных полей, выделяемых в пределах исследуемых рудных провинций и районов, а также рудовмещающим структурам (пликативным, разрывным, вулканическим, различным комбинированным). В настоящее время геологические организации не имеют таких систематизированных материалов по физическим полям, отвечающим известным в исследуемых ими регионах рудным полям и месторождениям, в то время как для создания эталонных физических полей многими геологическими организациями накоплены вполне достаточные фактические данные. Этот важный вопрос далее будет рассмотрен особо.

Геохимические исследования. Геохимические методы в последние годы получили широкое применение в практике поисков рудных эндогенных месторождений. Теперь они стали необходимым составным элементом полевых геологических исследований, начиная от среднемасштабного геологического картирования и кончая детальными поисково-разведочными работами. Теоретические основы этого вида поисков и методические принципы его проведения в различных геолого-металлогенических условиях и на различных стадиях исследования районов достаточно широко освещены в геологической литературе и ряде методических руководств. Так, А. П. Солововым и А. Н. Еремеевым разработаны принципы геохимических методов глубинных поисков погребенных месторождений как аналогов известных в данном районе месторождений на основе выявления вторичных ореолов рассеяния. Этими авторами введено понятие о «представительном горизонте поисков» — как о горизонте наиболее приближенном к дневной поверхности с максимальным площадным развитием вторичных ореолов рассеяния. В работах Н. И. Сафронова, Р. Р. Зиверта и других описаны скважинные геохимические методы поисков по первичным и вторичным литохимическим ореолам рассеяния закрытого типа.

В процессе крупномасштабного объемного геологического картирования закрытых площадей проводятся поиски скрытых вторичных и первичных литохимических ореолов рассеяния как на стадии картирования эрозионной поверхности, так и на стадии поисково-оценочных работ с использованием картировочных и поисково-структурных скважин, а также горных выработок. Для обоснования методики геохимических исследований и повышения их эффективности предварительно должен быть изучен разрез рыхлых отложений и составлена карта их изомощностей по данным вертикального электроразведывания.

В современной практике геохимических поисков недостаточное внимание уделяется изучению морфологии и структуры ореолов рассеяния, а также их составу в зависимости от масштабов и различных структурно-морфологических и генетических типов месторождений конкретных рудных провинций. Важнейшей задачей геологических организаций также является создание эталонных типов вторичных и первичных ореолов рассеяния (включая объемные первичные

ореолы) вокруг известных в конкретных рудных провинциях различных типов месторождений.

Поисково-структурное бурение. Поисково-структурное бурение должно стать неотъемлемым элементом объемного крупномасштабного геологического картирования и поисков на стадии картирования. До сих пор незначительные объемы этого вида работ или полное его отсутствие на стадии крупномасштабного картирования во многих случаях явились причиной низкой эффективности поисков. В условиях закрытых складчатых зон и метаморфизованных комплексов только поисково-структурное бурение в сочетании с хорошим изучением поверхности и геофизическими исследованиями, включая их скважинные варианты, способно обеспечить надежную расшифровку геолого-структурных особенностей района на небольших глубинах.

Структурно-поисковое бурение целесообразно осуществлять после предварительного картирования поверхности складчатого комплекса и после геофизических и геохимических исследований с некоторым опережением или одновременно с детальными поисково-оценочными работами на локальных площадях. Поисково-структурными скважинами решаются различные задачи по проверке важнейших результатов интерпретации геофизических исследований, по прослеживанию на глубину и по простиранию рудоконтролирующих структур и благоприятных для локализации оруденения стратиграфо-литологических подразделений, а также по оценке выявленных геофизических и геохимических аномалий, ореолов и зон гидротермально измененных пород, рудопроявлений и т. п.

Методика и объемы поисково-структурного бурения определяются в зависимости от конкретных геолого-металлогенических особенностей исследуемых площадей и возникающих задач в результате выполнения предшествующих исследований. Скважины могут располагаться как по профилям, так и в одиночном порядке. Судя по имеющемуся опыту на Рудном Алтае, объемы этого бурения должны составлять в пределах 4—8 тыс. м и более на один лист (кроме бурения с целью оценки выявленных аномалий и рудопроявлений) при глубинах скважин до 500—800 м. Во всяком случае при определении объемов, мест заложения скважин и их глубин необходимо исходить из того, чтобы осветить на глубину установленные главные перспективные структуры и получить надежный фактический материал для составления схематических карт глубинных срезов и серии разрезов по наиболее перспективным зонам и локальным участкам в пределах исследуемых площадей.

Поисково-оценочные работы. На выявленных перспективных участках проводятся поисково-оценочные работы в масштабах 1 : 5000—1 : 10 000. Основными задачами этих работ являются изучение и предварительная оценка перспектив выявленных рудопроявлений, геофизических аномалий с установлением их природы, детальное или схематическое картирование потенциально рудоносных структур, включая скрытые структуры, путем изучения их на глу-

бину и по простиранию и определению возможной рудоносности этих структур. В комплекс поисково-оценочных работ входят изучение поверхности в масштабах 1 : 5000—1 : 10 000, детальные геофизические и геохимические исследования, включая их скважинные варианты, проходка горных выработок и поисково-структурных скважин. На этом этапе особенно важно обеспечить тесное взаимодействие различных методов и видов работ. Оперативность и последовательность в проведении поисково-оценочных работ обеспечивают необходимую результативность всего сложного процесса объемного геологического крупномасштабного картирования и являются необходимым и решающим условием в деле повышения поисковой эффективности этого процесса. К сожалению, в практике геологических съемок, как правило, допускается большое отставание в оценке выявленных объектов, а по многим оценочным объектам из-за недостаточных объемов необходимых исследований делаются часто сомнительные выводы и заключения.

Поисково-оценочными работами на основе установления формационных и генетических особенностей всех выявленных рудопроявлений и опираясь на геолого-металлогенетические закономерности, свойственные исследуемым рудным районам, производится разбивка этих рудопроявлений с выделением наиболее перспективных из них. При этом обоснованность выводов и качество прогноза в большей степени зависят от уровня изученности уже известных месторождений и теоретических представлений о закономерностях рудообразования в данной металлогенетической провинции, рудном районе. В районах с неоднократно проявлявшейся минерализацией очень важно знать оптимальные и максимальные возможности рудоотложения, свойственные каждому процессу или рудоносному магматическому комплексу, а также морфологические особенности оруденения, размеры рудных полей и вертикальную их протяженность.

При прогнозной оценке перспектив на глубину до 1 км рудных районов полиметаллического пояса Алтая был применен формационно-металлогенетический метод. Он включает: установление всего многообразия форм связи металлического оруденения с литофациями, тектоническими структурами и магматизмом; разделение известных рудопроявлений на формационные и генетические типы и оценку условий, при которых минерализация каждого формационного типа может достигать той или иной интенсивности и масштаба. Были установлены оптимальные и максимальные масштабы рудонакопления, свойственные разным магматическим комплексам, рудным формациям и процессам, и разработаны геолого-геохимические критерии, позволяющие различать эти комплексы и формации. В основу прогноза при этом должна быть положена оценка влияния на размещение оруденения в пространстве не отдельных геологических факторов, а взаимосвязанных их групп, определяющих генетический и формационный типы оруденения и свойственные им потенциальные возможности рудоотложения. Таким путем было установлено, что близкие по составу руды, но разные по типу фор-

магии (например, полиметаллические пропиито-кварцитовая, скарповая и более поздние колчеданная, пирротиновая и др.) отличаются по масштабам накопления полезных металлов в десятки и сотни раз. Соответственно сильно различаются у них формы, размеры и глубинность рудных полей. Метод формационно-металлогенического анализа является, по-видимому, пока наиболее надежным при количественной оценке отдельных рудопроявлений и месторождений, а также при оценке общих перспектив рудоносности рудных полей и районов, геолого-генетические особенности которых достаточно определены. Практическое применение этого метода предполагает выяснение структурных связей между пространственно сближенными рудопроявлениями того или иного формационного типа и связей оруденения с материнскими магматическими породами. Иными словами, необходимо знать геолого-генетические особенности самой металлической минерализации, а также условия и признаки ее проявления в виде рудных полей.

Составление геологических, металлогенических и прогнозных карт. Основными результатами всего сложного комплекса крупномасштабного объемного геологического картирования должны быть научно обоснованные выводы о перспективах исследуемого района на скрытое оруденение с выделением конкретных его участков и обоснованием масштабов, вероятных глубин залегания руд, а также разработка рекомендаций по направлению и методике дальнейших детальных поисков. Все эти важнейшие задачи могут быть разрешены только при тесном взаимосвязанном и последовательном выполнении всех исследований, составляющих единый комплекс: съемка — поисково-оценочные работы — прогнозирование. Конечным результатом этапа крупномасштабного картирования должен быть именно прогноз, а не только геологическая карта, которая до настоящего времени является главным отчетным документом о проведенных геологосъемочных работах. Геологическая карта не должна быть самоцелью, а важнейшей и необходимой основой прогнозирования и дальнейших детальных поисков.

Прогнозно-металлогенические карты должны содержать все данные регистрационных карт полезных ископаемых, а также все геологические элементы, являющиеся прямыми или косвенными рудоконтролирующими факторами. Как показал опыт прогнозирования по Рудному Алтаю, карты должны отображать рудовмещающие и экраняющие оруденение толщи и горизонты, отношение оруденения к геологическим формациям и т. п. На них выделяются перспективные складчатые и разрывные структуры, специфические для рудных процессов типы метасоматических изменений пород и их зональность, вне масштабов изображаются дайковые пояса и жильные образования. На карту наносятся все интересные шлиховые и литохимические ореолы и геофизические аномалии. Отражаются элементы глубинного строения по геолого-геофизическим данным и особенности, влияющие на пространственное размещение оруденения (различные геолого-структурные элементы, скрытые

интрузии и др.). Карта сопровождается серией опорных глубинных разрезов и специальных накладок.

Комплекс исследований по крупномасштабному объемному картированию создает надежную основу для детального металлогенического анализа конкретных рудных районов и разработки крупномасштабного прогноза скрытого оруденения, а также направления и методики дальнейших детальных поисковых и поисково-разведочных работ. Исследования по металлогеническому анализу и разработке прогноза по содержанию и объемам выходят за рамки обычных камеральных работ, связанных с геологическим картированием, поэтому должны соответствующим образом предусматриваться в проектах геологических организаций.

Эти тематические исследования в зависимости от решаемых ими вопросов, или узко специализированных, или, наоборот, широкого регионального характера, могут начинаться еще на стадии полевых работ и выполняться параллельно с ними. В современной практике крупномасштабных геологических съемок такие тематические исследования по существу не проводятся. В результате геологи и геофизики часто вынужденно делают скороспелые выводы и рекомендации без достаточной научной аргументации.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ЗАДАЧИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ НА ЭКСПЛУАТИРУЕМЫХ РУДНЫХ ПОЛЯХ

Методика и задачи поисков, а также принципы прогнозирования на эксплуатируемых рудных полях имеют некоторые специфические особенности, обусловленные высокой степенью опоскованности рудных полей. Поэтому поиски и прогнозирование здесь ориентируются на выявление исключительно труднооткрываемых, а часто и глубокозалегающих залежей. В связи с отработкой целых месторождений или их верхних частей необходимы оценка перспектив и разведка нижних горизонтов до глубин 1 км и более.

Прогнозирование, направление и методика поисков связаны с анализом и обобщением очень большого и разнообразного фактического материала и должны выполняться с максимально возможной степенью детальности и обоснованности выводов. Понятно, что все эти исследования и практическая реализация их результатов характеризуются определенной методической сложностью и требуют, как правило, вложения больших денежных средств.

Каковы же основные пути рационализации поисков и повышения их эффективности на эксплуатируемых рудных полях при данном уровне развития существующих поисковых методов и их практических возможностей? Этот вопрос мы связываем в первую очередь с необходимостью повышения уровня геологической изученности эксплуатируемых рудных полей и на этой основе с улучшением качества прогноза, направленностью детальных поисков и обоснован-

ностью их методов применительно к каждому конкретному рудному полю, месторождению. Нет необходимости говорить о значении фактора глубины и объективности наших представлений о геологическом строении и металлогении того или другого рудного поля для результативности прогноза и поиска в его пределах.

Чрезвычайная сложность поиска и оценки перспектив скрытого оруденения поставила на повестку дня решение ряда новых проблем и задач по изучению геологии обрабатываемых рудных полей и прежде всего необходимость их детального объемного картирования с включением в область исследований глубоких горизонтов. Вместе с этим возникла необходимость выполнить переоценку качества и полноты изученности, уточнить имеющиеся в настоящее время геологические и геолого-структурные крупномасштабные карты по рудным полям и месторождениям, а также по районам. Эта задача связана с проведением дополнительных комплексных исследований на уровне современных достижений в области геолого-геофизических методов, а также буровых работ с максимально полным сбором и анализом фактического материала. По многим, в особенности крупным месторождениям и рудным полям обоснованно встает вопрос об изучении структурно-морфологических закономерностей и зональности оруденения на глубину до 1,5—2 км, установление общего для рудного поля или района диапазона оруденения по вертикали и выявление рудоконтролирующих факторов глубинного характера.

На основе указанных исследований представится возможным: надежнее и конкретнее установить пространственное положение и особенности всех основных геологических элементов — рудоконтролирующих факторов, а также геологическое и пространственное соотношение с ними известного оруденения; провести геолого-металлогенический анализ рудного поля путем изучения пространственной и временной взаимосвязи осадконакопления, магматизма, развития структур и рудообразования; обосновать оценку перспектив и дать конкретный прогноз скрытого оруденения.

Составление детальных прогнозных карт по эксплуатируемым месторождениям надо считать одной из важнейших задач разведочных организаций и рудничной геологической службы. Такие карты должны отражать состояние исследований и уровень геологической изученности и служить основой направления разведочно-эксплуатационных работ.

Полюценные геологические карты рудных полей и отдельных месторождений масштабов 1 : 2000—1 : 25 000, а также карты районов этих рудных полей масштаба 1 : 50 000 для целей поиска и прогноза скрытого оруденения приобретают еще большее значение в условиях промышленно освоенных районов. Между тем по многим даже давно освоенным промышленностью рудным полям и районам существующие крупномасштабные геологические карты не могут отвечать в полной мере требованиям геологической основы прогноза и поиска не только в связи с недостаточной глубинностью и объемом изученности рудных полей, но также во многих случаях

с невысоким уровнем изученности стратиграфии, литологии, магматизма, структур и металлогенических закономерностей. Аналогичные недостатки присущи также современной геофизической и геохимической изученности многих рудных полей, районов и отдельных месторождений. На многих рудных полях проведен неполный комплекс геофизических исследований или эти исследования выполнены в прошлые годы, когда они отличались более узким кругом применяемых методов, меньшей их точностью и разрешающей способностью. Часто отсутствует необходимый комплект графических материалов, отражающих объемное представление как по рудным полям, так и по смежным структурам.

В районах с особо сложным геологическим строением целесообразно проведение структурно-фациального анализа. Присущие таким районам фациальная пестрота рудовмещающих толщ, обилие различных субвулканических и других интрузий, повторяемость литологически сходных пород на разных стратиграфических уровнях и резкие колебания их мощностей, а также широкое проявление различных типов метаморфизма пород создают большую трудность в расшифровке структур и, следовательно, в оценке перспектив отдельных участков и обосновании направления поисков.

В основе структурно-фациального метода лежит рассмотрение во взаимосвязи осадконакопления, тектоники, магматизма и рудообразования. Это позволяет детализировать корреляцию отдельных стратиграфических и литологических подразделений, устанавливать форму и происхождение различных пликативных и вулканических структур, выявлять разрывные нарушения и подразделять их по возрасту заложения, устанавливать пространственную связь магматических тел со структурами, наконец, выявлять пространственные и временные соотношения оруденения с различными структурами и магматическими образованиями. Создавая хорошую основу для выявления главных металлогенических закономерностей в рудных полях или районах, этот метод по существу является важнейшей составной частью металлогенического анализа. Детальный структурно-фациальный анализ должен включать также геометризацию геологических тел и структур.

Рассмотрим некоторые особенности практического применения метода на примере изучения центральной части Лениногорского рудного района (Попов, 1968). Здесь проводилось составление детальных опорных (масштаб 1 : 2000—1 : 5000) разрезов через все рудное поле и район по простиранию и вкрест простирания структур на основе петрографического изучения пород и взаимоотношений различных литологических горизонтов и слоев между собой, а также с интрузивными секущими и согласными магматическими образованиями. Уточнялись границы свит, подсвит, горизонтов и их корреляция в различных структурно-фациальных подзонах и тектонических блоках. При изучении вулканогенных обломочных пород особое внимание уделялось количественному соотношению пирокластического и осадочного материала в цементирующей массе,

гранулометрическому и петрографическому составу и степени однородности или неоднородности обломочной фракции. Такой подход к изучению слагающих разрез пород позволяет выделить основные фации, проследить их пространственное положение, взаимные соотношения, изменение мощностей и состава в связи с тектоникой, выделить центры вулканических извержений.

Выделялись фации или группы фаций — экструзивных и эффузивных, субвулканических (интрузивных), околожерловых пирокластических, фаций, в различной степени удаленных от центров вулканизма (туффовых, терригенных, хемогенно-терригенных и хемогенных). При особенно сложных соотношениях фаций их выделение на разрезах и последующее сопоставление следует проводить по отдельным свитам или подсвитам. Составляются схемы-планы для опорных стратиграфических подразделений, а также планы (в изолиниях) изменения мощностей фаций и наиболее выдержанных (маркирующих литологических горизонтов и планы рельефа поверхностей отдельных горизонтов или свит в изолиниях. При сопоставлении этих чертежей устанавливаются закономерности размещения различных фаций в плане и в разрезе и изменения их мощностей в зависимости от прогибания или поднятия фундамента, от разрывных нарушений или вулканических форм рельефа и др. Таким путем выявляются центры вулканизма, вулкано-тектонические и конседиментационные разрывные структуры.

Данные интерпретации детальных гравимагнитных полей (масштаб 1 : 10 000—1 : 25 000) дополнительно используются для выделения разрывных (в особенности скрытых), вулкано-тектонических и пликативных структур, интрузивных образований и установления отдельных литологических границ. Закономерности размещения оруденения отражаются на сводной структурно-металлогенической схеме. На эту схему наносятся различными условными обозначениями контуры околожерловых и жерловых, эффузивных и пирокластических фаций, центры вулканизма и субвулканические интрузии, послевулканические интрузии (включая дайки), пликативные и вулкано-тектонические структуры, разрывные нарушения с подразделением их по возрасту заложения и масштабам, зоны расщепления и дробления пород, контуры ореолов гидротермально измененных пород и оруденения различных рудовмещающих горизонтов, первичные ореолы рассеяния металлов и рудопроявления. Важно учитывать не только общие (генеральные) закономерности размещения оруденения, но и частные, связанные с индивидуальными особенностями данного рудного поля. Вполне понятно, что для решения всех этих вопросов требуется трудоемкая повседневная работа по сбору, обобщению и анализу фактического материала.

Во многих районах с развитой горнорудной промышленностью возникает совершенно новая по своим экономическим задачам проблема — это оценка перспектив и последующая разведка эксплуатируемых рудных полей и месторождений на больших глубинах. К ос-

новным вопросам, связанным с оценкой перспектив рудоносности глубоких горизонтов рудных полей, можно было бы отнести такие, как: выявление рудоконтролирующих факторов глубинного характера; установление общего диапазона оруденения и его зональности по вертикали и возможной многоэтажности оруденения; изучение перспектив на глубине известных, а также выявление новых глубоко-залегающих рудовмещающих горизонтов и структур; наличие и пространственное положение корневых частей известных месторождений и рудного поля в целом как единой структурно-морфологической системы; связь локальных и региональных рудоконтролирующих структур с особенностями глубинного геологического строения. Пути решения этих задач рассматриваются П. Ф. Иванкиным (1970).

МОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И ТИПИЗАЦИЯ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И СООТВЕТСТВУЮЩИХ ИМ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Важным моментом при прогнозировании и оценке оруденения является правильное представление об объекте изучения. В обычной практике геологосъемочных и поисковых работ мы ориентируемся на обнаружение рудного тела, а также прямых и косвенных индикаторов его, т. е. в общем случае на обнаружение небольшой составной части рудного поля. Между тем естественным объектом поиска и оценки с самого начала работы надлежит принимать рудное поле как определенное целостное геологическое образование, включающее десятки, а иногда и сотни рудных тел с особыми, присущими им закономерностями сонахождения, морфологии, отношением к структурам, магматическим породам и т. п. Вопрос о том, насколько глубоко принципиальный характер имеет это замечание, легко проследить на методах рудной геофизики.

В основе методов рудной геофизики при прямых поисках лежит связь между свойствами рудного тела определенного состава, его формой, размерами, глубиной и условиями залегания, с одной стороны, и характером аномального физического поля, картируемого с помощью приборов на поверхности земли или в скважинах, — с другой. Обычно подразумевается, что рудное тело, во-первых, резко отличается от вмещающей среды по тому или иному физическому свойству и, во-вторых, лежит на сравнительно (с размером тела) небольшой глубине. В противном случае оно вообще не даст необходимых индикаций, так как аномальный эффект пропорционален разнице в физических свойствах пород и руд и обратно пропорционален некоторой степени глубины залегания тела. Между тем рудные тела далеко не всегда резко отличаются по физическим свойствам от вмещающих пород. Поиски даже неглубоко залегающих рудных тел затруднены высоким значением мешающих физических полей, обусловленных неравномерной мощностью рыхлых отложений, физическими и физико-химическими особенностями вмещающих

пород и другими причинами. Дополнительные осложнения создаются случайным характером «сечения» рудных тел эрозионным срезом. Даже однотипные по строению рудные тела, срезанные на разных уровнях, обладают сильно разнящимися физическими свойствами. Например, в условиях Рудного Алтая скрытые (неэродированные) полиметаллические залежи вследствие окварцевания, баритизации и вкрапленного характера оруденения в верхних частях фиксируются методами электроразведки как объекты с высоким удельным электрическим сопротивлением. Аналогичные же тела, вскрытые эрозионным срезом на уровне средних и нижних частей, где развиты массивные сульфидные руды и серицит-хлоритовые изменения вмещающих пород, отмечаются теми же методами как хорошо проводящие объекты. Заметим также, что в практической работе геофизик-рудник, ожидая встретить аномалию от рудного тела, не всегда может учесть реально существующую сложность строения изучаемой рудоносной структуры. При этом его рабочие гипотезы обычно сильно упрощены и не учитывают все возможные варианты обстановок, зависящие от размеров, форм, глубины залегания искомого объектов и их переменных связей с различными геологическими образованиями на данном участке.

Однако самое существенное — это условность всей ориентации на рудное тело как объект поиска. В действительности лишь в очень редких случаях промышленное месторождение бывает представлено одним компактным рудным телом соответствующих размеров. Обнаружив посредством аномалий такое тело или его апофизу, мы практически обнаруживаем рудное месторождение. Обычно же промышленные месторождения состоят из совокупности разобщенных, пространственно сближенных и родственных рудных тел, т. е. представляют собой рудные поля или их крупные части. Взаимоотношения рудных тел между собой и их положение к эрозионному срезу на рудных полях может быть самым различным, причем нередко они таковы, что аномальный эффект одного тела усложняется эффектом от другого и в итоге ожидаемой четкости отношений «рудное тело — вмещающая порода» не наблюдается и соответственно не обнаруживается отчетливых рудных аномалий. Далее, поскольку рудные тела по размерам в десятки, сотни и более раз меньше рудных полей, то, ориентируясь на поиски рудных тел, геофизические методики не могут обеспечить и не обеспечивают поиски и объемное картирование рудных полей. Этим объясняется то обстоятельство, что при огромном накопленном опыте геофизического изучения рудных районов, когда количество выявленных аномалий в том или ином регионе исчисляется тысячами, мы не имеем сколько-нибудь определенных представлений об аномалиях, отвечающих рудным полям. Наконец, необходимо сделать еще одно замечание. Хорошо известно, что мелкий обособленный рудный объект в определенных геологических условиях способен создать четкое аномальное поле. Так как в сложных рудных районах количество мелких объектов в десятки и сотни раз превышает количество промышленных месторождений,

то среди массы подобных неперспективных аномалий выявить единичные аномалии заслуживающие внимания и постановки работ тяжелого типа очень трудно.

Из сказанного следует, что задача поиска отдельного рудного тела в общем случае не может решаться рудной геофизикой успешно без учета физических полей, свойственных естественным совокупностям таких тел — рудным полям. Поскольку в настоящее время о таких физических полях мы не имеем систематических сведений, сбор и систематизация их становятся важной задачей повышения эффективности методов рудной геофизики.

В последние годы начаты геофизические исследования, ставящие своей целью выявить физические поля, которые отвечают рудным полям различных размеров, морфологических типов, симметрии и ориентировки в пространстве (СНИИГГИМС, ВИТР, ВКГУ). В частности, изучалась структура естественного электрического поля на рудных полях, приуроченных к региональным зонам смятия и относящихся к типу плоских односторонних с характерными для них лентовидными залежами. Таковы Новоберезовское, Карчигинское, Иртышское месторождения, система промышленных зон южной части Зырянской рудоносной структуры на Рудном Алтае, а также Дегтярское (двустороннее) на Урале. Установлено, что для рудных полей этого морфологического типа свойственны следующие особенности объемного строения естественных электрических полей.

В пределах рудоносных площадей существуют естественные электрические поля, связанные не с отдельными рудными телами, а со всей совокупностью рассредоточенных залежей, имеющих общие глубинные корни. Эти физические поля образуют двухполюсную структуру. Для односторонних рудных полей с залежами лентовидного типа характерна сравнительно простая структура объемного физического поля, названного локальным аномальным полем I порядка: наиболее интенсивный отрицательный пояс приурочен к фронтальной части рудного поля и обычно несколько вытянут по простиранию его. Положительные электрические поля отвечают глубоким прикорневым частям рудного поля, причем наиболее интенсивный положительный полюс приурочен к области выклинивания рудных залежей на глубине. Линия, соединяющая отрицательный и положительный полюса, т. е. ось дипольной электрической системы, расположена в плоскости рудного поля и наклонена в соответствии с наклоном фигуры его под определенным углом к горизонту. Осевая линия электрической системы, по-видимому, совпадает с осью фигуры рудного поля. Наклон ее часто бывает очень пологим, а не близким к вертикали, как это считалось раньше в методике электроразведки. Например, для Новоберезовской зоны угол наклона оси электрической системы к горизонту составляет 35° (к северо-западу), для Карчигинского рудного поля он равен $15-20^\circ$ (к юго-востоку).

Расстояния между отрицательными и положительными полюсами электрической системы обычно велики. Они нередко превышают

1—2 км, причем имеющиеся полевые и теоретические данные позволяют считать, что чем длиннее по склонению фигура рудного поля, тем больше наблюдающееся расстояние между положительным и отрицательным полюсами электрической системы. К сожалению, наиболее глубокие части геофизически изученных рудных полей лежат за пределами достигнутых бурением глубин, поэтому дать более точную количественную связь пока не представляется возможным. Следует заметить, что и исходное предположение о том, что структура естественного электрического поля может быть уподоблена структуре поля истинного диполя (или нити диполей) с точечными размерами, находится в явном противоречии с установленными фактами. Установленная реальная структура электрического поля исключает предположение о вертикальной поляризации в рудных залежах. Она подтверждает вывод об асимметрии рудно-магматических систем (геометрической и вещественной) и указывает на разные физико-химические свойства прикорневых и фронтальных их частей.

Объемы горных пород, в которых наблюдаются отрицательные электрические поля на рудных полях плоского типа, обычно меньше, чем объемы, в которых распространены положительные поля. По имеющимся сведениям на долю отрицательных полей приходится примерно $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{4}$ от всей изученной длины рудных зон по склонению. Поэтому при известном размере отрицательной части поля возможен предварительный прогноз о размерах всего месторождения, включая неразведанные глубинные его части. Следовательно, при разведке месторождения с протяженными залежами (лентовидного типа) достаточно изучить поведение естественного электрического поля и рудных залежей на поверхности земли и в 2—3 полных разрезах, чтобы получить предварительное представление о форме, размерах и склонении всего месторождения, включая глубинные неразведанные его части.

На поверхности земли такие крупные дипольные электрические системы также проявляются в виде локальных аномалий больших (километровых) размеров с низкой интенсивностью и градиентами поля. Отдельные вершины рудных тел, подвергающиеся окислению в зоне гипергенеза, создают свои аномальные электрические поля. Такие небольшие по размерам, но более интенсивные локальные отрицательные аномалии целесообразно выделять в практической работе как аномалии II порядка. Последние совершенно отчетливо накладываются на аномалии I порядка (создаваемые рудными полями) и усложняют их конфигурацию и строение. Таким образом, имеются основания полагать, что на рудных полях существуют гетерогенные (различные по природе) естественные электрические поля.

Естественные электрические системы полиметаллических рудных полей других морфологических типов — конического и комбинированного — пока слабо изучены. О их объемной структуре что-либо определенное говорить преждевременно. Можно лишь отметить более близкое к изометричному очертание отрицательной части физического поля как в плане, так и в объеме, а также, по-видимому,

значительно большую, чем для лентовидных зон, протяженность на глубину отрицательной части электрической системы. Остается недостаточно изученным геофизически также случай многокорневого рудного поля, когда в пределах одной рудоносной структуры каждый обособленный рудный узел имеет свою корневую часть. Подобные условия имеют место, например, на Змеиногорском рудном поле. Предварительный анализ геолого-геофизических материалов по этому рудному полю показывает, что некоторые обособленные системы рудных тел и в данном случае характеризуются своими особенностями аномальных естественных электрических полей, выступающими на фоне общей крупной аномалии многокорневого рудного поля.

Что касается других физических полей, отвечающих полям рудным, то по ним имеются пока лишь отрывочные сведения. Так, М. В. Семеновым сведены данные по большому числу аномалий вызванной поляризации над колчеданными и полиметаллическими рудопроявлениями, причем размеры аномалий во всех случаях, когда это было возможно, сопоставлялись с промышленной ценностью объекта. Оказалось, что во всех изученных рудных провинциях наиболее крупные аномалии ВП приурочены к собственно рудным полям и сопоставимы с ними по размерам. Можно думать, что такие крупные аномалии ВП являются суммарным результатом от всей массы гидротермально измененных минерализованных пород, заключенных в объеме данного рудного поля. Отдельные сравнительно крупные аномальные оси, часто являющиеся лишь элементами более крупных аномалий, соответствуют промышленным месторождениям, т. е. отдельным крупным частям рудного поля. Более мелкие аномальные оси соответствуют обычно обособленным мелким рудопроявлениям и малым частям рудных полей. Следует ожидать также, что связи между структурой магнитного поля и рудными полями разной природы, типа и ориентировки в пространстве также будут разнообразными и многопорядковыми. Связи эти в общем плане пока не выявлены.

Таким образом, практически подтверждается вывод о том, что рудное поле как определенное геологическое целое характеризуется аномальными физическими полями. Приведенные примеры убеждают в необходимости тщательного изучения электрических, магнитных и других физических полей, отвечающих железорудным, золоторудным, полиметаллическим, редкометальным и другим рудным полям с присущими им геометрическими формами, строением, симметрией и зональностью.

В теории и методе геолого-геофизического изучения рудных регионов своевременен и необходим переход от изучения связи «рудное тело — аномальное физическое поле» к изучению более широкой и ближе отвечающей природным условиям связи «рудное поле — аномальное физическое поле I порядка», частями которого являются подчиненные связи «рудное тело — аномальное физическое поле высокого порядка». Учет связей разных порядков, выявление ве-

дущих и подчиненных связей становится необходимым условием создания методики объемного геолого-геофизического изучения рудных районов и количественной оценки перспектив скрытой рудоносности. В этом мы видим также путь значительного увеличения глубинности методов рудной геофизики.

В настоящее время необходимо привести в систему накопившиеся во многих организациях данные по геолого-геофизическим особенностям магматогенных рудных полей с целью выявления таких их качеств, которые отражаются в физических полях, фиксируемых приборами.

Морфологический анализ и типизация рудных полей (Иванкин, 1970) должны быть продолжены в более широком плане и углублены. Они должны также дополняться обобщением геофизических данных и постановкой специальных исследований с целью типизации соответствующих физических полей, естественных или искусственно создаваемых в масштабе рудного поля.

В качестве программы такой работы, которую надо считать особенно актуальной для относительно полно изученных и издавна освоенных промышленностью рудных регионов, можно рекомендовать рассмотрение следующих вопросов геологии и металлогении рудных полей:

1) морфология, типовые особенности фигур и размеры рудных полей, определение главных количественных параметров и симметрии их. Структурно-геологические особенности рудных полей. Проявление этих свойств и параметров в региональных и локальных физических полях;

2) внутреннее строение рудных полей. Особенности размещения рудных масс в пределах фигур этих полей. Структурно-морфологическая и вещественная зональность. Объемное распределение физических свойств и полей удельного электрического сопротивления, поляризуемости, магнитной восприимчивости, плотности, электрических потенциалов, упругих свойств, рН грунтовых вод, температуры и др. Связь кажущихся физических свойств с уровнем современного эрозионного среза, фронтальными, прикорневыми и другими зонами (частями) рудного поля. Возможный характер отражения отдельных элементов рудного поля в различных электрических полях;

3) литолого-стратиграфическая и структурная позиция рудных полей. Характер отражения благоприятных структур, толщ и горизонтов в физических полях. Специфические особенности аномалий, отвечающих рудным полям;

4) отношение рудных полей (и их корней) к материнским магматическим комплексам. Особенности физических свойств тех магматических тел (фаз) или фаций комплекса, которые вместе с рудными зонами составляют закономерные рудно-магматические системы или располагаются непосредственно под рудными полями. Зональные изменения физических полей, свойственные магматическим рудоносным комплексам, и определение места рудных полей в этой зональности;

5) общие закономерности локализации корней рудных полей в специфических участках глубинных разломов и различных тектонических узлах. Характер отображения в физических полях таких участков и узлов при залегании их на разных глубинах от эрозивного среза.

Понятно, что эту программу надо рассматривать как дополнение к тем обязательным работам, которые должны выполняться при объемном картировании рудных полей в процессе их детального изучения. Выполнение подобных работ по освоенным горнорудным районам вооружит геолога и геофизика знанием таких малоизученных пока закономерностей, которые сделают вполне реальным глубинный прогноз. Поскольку многие рудные поля разведаны до глубины 0,5 км и более, то знание их фигур, закономерностей расположения и ориентировки в региональных структурах с учетом знания создаваемых ими физических полей делает принципиально возможным прогноз в прилежащих структурах на глубины, сопоставимые с горизонтальными и вертикальными размерами изученных рудных полей.

Крупномасштабное геологическое картирование должно сопровождаться выполнением приведенной выше программы работ по всему рудному региону, а также специальными тематическими работами. Основная цель последних — определить формационные и генетические особенности всех известных в регионе рудопоявлений, выявить на основе формационно-металлогенетического анализа потенциальные возможности рудонакопления в благоприятных структурах для каждого проявившегося в районе процесса рудообразования. Практически, судя по опыту прогнозирования на Рудном Алтае, это вполне разрешимая задача. Однако она предполагает достаточно полно обоснованное выделение рудных комплексов и рудных формаций, т. е. прежде всего всестороннее геолого-структурное и петрографо-минералогическое изучение типовых крупных, средних и мелких месторождений, а также массы рудопоявлений, заведомо не имеющих промышленного значения. При сравнительном анализе рудных формаций всех типов четко определяются поисковые критерии на перспективные формации и выявляются те не менее важные признаки, по которым должны отсеиваться мелкие рудопоявления. Определяются параметры и характерные признаки полей. Задачи и методика всей дальнейшей поисково-оценочной работы как для геолога, так и для геофизика конкретизируются, исходя из параметров и характерных признаков известных рудных полей. Связи между структурно-геологическими условиями образования месторождений, типами рудных формаций и морфологическими особенностями рудных полей достаточно определены и закономерны. Это и позволяет четко определять в каждом конкретном случае цели работ и объекты поиска при детальном геолого-геофизическом картировании рудных регионов.

На ранних этапах изучения рудоносных площадей объектом разведки являлись обособленные рудные зоны, залежи, локальные

группировки продуктивных жил, именовавшиеся обычно отдельными месторождениями или рудными участками. Разведки сопровождались крупномасштабными геологическими съемками (1 : 5000—1 : 2000) очень малых площадей, непосредственно прилегающих к участкам буровых и тяжелых горных работ. Разрозненные детальные карты частей единой рудоносной структуры естественно не давали необходимых полных представлений о всей структуре. Выявление фундаментальных связей между обособленными месторождениями и участками, позволяющее объединить их в единую систему рудных тел, имеющих общие глубинные корни, приходит поздно, когда разведкой вскрываются прикорневые и корневые зоны рудных полей. Потребовались длительные сроки изучения и эксплуатации крупных рудных полей (многие десятилетия и даже столетия), современные новые средства и технические возможности проникновения на глубины, наконец, накопление огромного опыта изучения рудных месторождений прежде чем практика разведки сделала возможным выявление этих фундаментальных связей. Однако добытые с таким трудом знания позволяют не повторять прошлый слишком трудоемкий путь в разведке вновь обнаруживаемых рудных полей. На их основе принципиально возможно существенное улучшение методов и приемов промышленной оценки месторождений. Помимо геолого-стратиграфических и структурных закономерностей рудо-локализации, минералого-геохимических (формационных) особенностей оруденения в основу эффективной методики должны быть положены закономерности морфологии, глубинности и зональности рудных полей, типизированные для различных условий и обстановок. При надлежащей организации коллективных работ эти закономерности могут быть выявлены за сравнительно короткий срок в главных рудных районах и для наиболее важных видов эндогенных полезных ископаемых.

Опираясь на достаточно полно разработанные типизацию и классификацию фигур рудных полей с учетом их количественных параметров, выявленных соотношений горизонтальных и вертикальных размеров, угловых величин и основных свойств зональности, мы сможем уже на ранних стадиях разведки рудоносной площади предвидеть многие особенности скрытого рудного поля.

Детальное структурно-геологическое картирование площади в масштабах 1 : 10 000—1 : 2000 и разведка рудных зон до глубины 100—300 м, как правило, обеспечивают определение структурного типа рудного поля и важнейших рудолокализирующих структурных элементов. На этой стадии разведки необходимо ставить задачу оконтуривания рудного поля, т. е. выявление вероятных естественных его границ. Анализ структурной обстановки, закономерностей размещения магматических и гидротермальных пород, учет геофизических данных позволит выработать на этой стадии разведки предварительные гипотезы о морфологическом типе рудного поля, положении его фронтальных и корневых частей. Тем самым в первом приближении определяются качественно различные участки рудного

поля, требующие от разведчика дифференцированного подхода к их оценке.

Более глубокая разведка по существу превращается в объемное картирование рудоносных структур. При глубине разведки 300—500 м для подавляющего количества магматогенных рудных полей, по-видимому, возможно определение основных количественных параметров — коэффициентов уплощенности и вертикальной протяженности их фигур и др. Значение этих параметров и характера симметрии рудного поля обеспечит выбор наиболее эффективной системы размещения глубоких буровых скважин и подскажет минимально необходимое их количество для разведки средних и глубоких частей рудного поля.

Теперь надо считать установленным, что размеры корневых рудных полей с глубиной сокращаются и корни их представляют узко локальные структурные узлы. Накоплен немалый опыт морфометрического изучения рудных полей и обнаружения их корневых частей (Иванкин, 1970). Устанавливая на промежуточных стадиях глубокой разведки морфологический тип рудного поля и место вероятной локализации его корней, мы получаем возможность строго целенаправленно задавать глубокие поисково-структурные скважины для оценки перспектив рудоносности рудных полей на глубинах. Здесь уместно заметить, что глубокие и сверхглубокие скважины должны, как правило, проектироваться на стадии, когда общие структурные и морфологические особенности рудного поля и положение его корней достаточно определено уже наметились. Основным требованием к обоснованию таких скважин должны быть четкие представления о фигуре рудного поля на верхних и средних горизонтах и прогноз о поведении ее на глубину. Морфологический анализ рудного поля и на этой стадии разведки способствует повышению эффективности работ, так как с его помощью определяется оптимально необходимое количество и место заложения дорогостоящих глубоких скважин.

Таким образом, на стадии поиска следует опираться на знание общих закономерностей локализации рудных полей в региональных структурах и на представления о их морфологии, размерах, минералого-геохимических особенностях, зональности. На стадии разведки, когда по существу изучается внутреннее строение рудного поля, объектом поиска и оценки становятся рудные тела. Этим определяются масштабы структурно-геологического картирования (объемного) и густота сети разведочных выработок. Специфика приемов изучения внутреннего строения рудных полей во многом зависит от морфологического типа поля. В частности, методики картирования и разведки ореольных и корневых, однокорневых и многокорневых, симметричных и асимметричных рудных полей не могут быть однотипными. Знание общих свойств целого (рудного поля) предопределяет во многом методику изучения и оценки составляющих его частей (рудных тел, участков, месторождений). Здесь необходимо еще раз подчеркнуть особую актуальность развития и углубления

теоретических представлений о морфогенезе и глубинности рудных полей разных классов и типов.

Накопление систематических данных по морфологии рудно-магматических систем открывает перед исследователем новые возможности количественного изучения эндогенного рудообразования. Представляется, в частности, вполне реальной возможность математического описания фигур рудных полей с решением разл. задач, например: выявление количественных связей между различными свойствами геологической среды и морфологическими и размерами полей; закономерных отношений между горизонтальными и вертикальными размерами полей; анализ угловых характеристик интенсивность расширения «геохимического стока» и интенсивность рудоотложения на разных глубинах; зависимости между уровнем сечения по отношению к корню рудного поля и количеством и качеством рудных разветвления рудных тел (минерализующих струй) в границах продольная и поперечная зональность минералоотложения в штабах всего поля также должны быть доступны математически так как эти элементы внутреннего строения поля в конечном функционально связаны со свойствами его фигуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Абдуллаев Х. М. Металлогенетические карты и их основы. «Узбекский геологический журнал», 1958, № 5.

Абдуллаев Х. М. Рудно-петрографические провинции. М., изд-во «Недра», 1964.

Авров Д. П., Моисеева Э. Г. Девонские отложения восточной части Южного Алтая. Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 23.

Ажгирей Г. Д., Иванкин П. Ф. Главные вопросы изучения геологии Иртышской зоны смятия. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1952, № 3.

Ажгирей Д. Г. и др. Корреляция магматических комплексов Зайсанской складчатой системы и их изученность. Тезисы докладов I Казахстанск. петрогр. совещ. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1965.

Ажгирей Д. Г., Дубинин А. Ф., Коробов В. В. Новые данные о стратиграфии нижнего карбона Зыряновского района на Алтае. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1965, № 5.

Ажгирей Д. Г. и др. Характеристика герцинского магматизма Зайсанской геосинклинальной области. Геология СССР, т. 41, Восточный Казахстан, ч. I. М., изд-во «Недра», 1967.

Ажгирей Д. Г., Ажгирей Р. М., Коробов В. В. Геолого-петрографические особенности среднедевонских порфировых интрузий юго-восточной части Рудного Алтая. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1968, № 7.

Андреев А. П. и др. Глубинное тектоническое районирование территории Казахстана по геофизическим данным. «Советская геология», 1966, № 6.

Безсмертная М. С. К вопросу о сингенетичности алтайских полиметаллических руд и вмещающих их пород. Тр. ВАГТ, вып. 3, М., Госгеолтехиздат, 1957.

Бельговский Г. Л., Василевская Е. Д. Новые данные по стратиграфии и тектонике палеозойских отложений среднего течения р. Бухтармы. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 9, 1955.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Семенов А. И. Две гипотезы о генезисе полиметаллического оруденения на Алтае. Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 1.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н. К стратиграфии палеозойских толщ Юго-Западного Алтая. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 9, 1955.

Билибин Ю. А. Металлогенетические провинции и металлогенетические эпохи. М., Госгеолиздат, 1955.

Богданов Д. П. Материалы для геологии Алтая. М., 1911.

Богданова К. Г. Брекчиевые образования района Шемонаихинского оруденения на Рудном Алтае. Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 23.

Богданова К. Г. Интрузивные комплексы Юго-Западного Алтая. Информ. сб. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 94, 1963.

Борисов А. К., Григорьев И. Ф. Картирование месторождений полиметаллических ископаемых (с картой полиметаллических месторождений Русского Алтая). Ленингр. горного ин-та, т. 7, 1926.

Борисов А. К., Григорьев И. Ф. Карта главнейших полиметаллических месторождений Русского Алтая (пояснение к карте и выводы).

Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 67. Л., Изд. Геол. Комитета, 1927.

Борисов А. К., Каев Р. А. и др. Тектоническое и металлогенетическое районирование Юго-Восточного Казахстана. Вестн. АН КазССР, 1965, № 11.

Борисов А. К., Каев Р. А., Ляпичев Г. Ф. Тектоника и магматизм Казахстана. Материалы МРК, XXIII сессия, Проблема 2, «Вулканизм и тектоника». Изд-во «Наука», 1968.

Борисов В. А., Твалчрелидзе Г. А. К методике составления прогнозно-металлогенетических карт колчеданных рудных районов. В сб. «Принципы и методика составления металлогенетических и прогнозных карт». М., Изд-во «Недра», 1966.

Бубличенко Н. Л. Основные тектонические линии Рудного Алтая. В сб. «Большой Алтай», т. 2, Л.—М., Изд-во АН СССР, 1936.

Бубличенко Н. Л. К стратиграфии и металлогении Рудного Алтая. Изв. Казахск. фил. АН СССР, серия геол., 1945, вып. 4—5.

Бубличенко Н. Л. О верхней возрастной границе полиметаллического оруденения Рудного Алтая. Вестн. АН КазССР, 1956, № 10.

Бубличенко Н. Л. и др. Палеонтологические обоснования стратиграфии Рудного Алтая. Тр. АГМНИИ АН КазССР, т. 6. Алма-Ата, 1958.

Бубличенко Н. Л. Стратиграфический контроль в металлогенетических процессах на Рудном Алтае. Тр. АГМНИИ АН КазССР, т. 10. Алма-Ата, 1961.

Бубличенко Н. Л., Кожемяко М. Н. Фации и флишсы Юго-Западного Алтая. Тр. АГМНИИ АН КазССР, т. 16. Алма-Ата, 1963.

Булин Н. К., Эрглис Е. И., Бубнова В. И. Скоростные параметры глубинного разреза на территории Юго-Западного Алтая по данным регистрации промышленных взрывов. «Геология и геофизика». 1969, № 8.

Буров П. П., Курек Н. Н. Риддерская группа полиметаллических месторождений на Алтае. «Цветные металлы», 1939, № 3—6.

Буров П. П. Полиметаллические месторождения Алтая. В сб. «Успехи геологического изучения Казахстана за 20 лет». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1941.

Бурштейн Е. Ф. К истории геологического изучения Рудного Алтая. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 31, вып. 1, 1956.

Васильевская Е. Д. Геологическое районирование Юго-Западного Алтая. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 15, 1956.

Ведерников П. Г. О взаимоотношении малых интрузий и сульфидных залежей в Березовско-Белоусовском рудном поле. Тр. АГМНИИ АН КазССР, т. 8. Алма-Ата, 1960.

Ведерников П. Г., Иванкин П. Ф., Шнайдер М. С. Новые данные о малых интрузиях и сульфидной минерализации в верхнепалеозойской угленосной толще на Рудном Алтае. Вестн. АН КазССР, 1962, № 3.

Ведерников П. Г., Иванкин П. Ф. О вертикальной зональности комплекса малых интрузий Рудного Алтая. Тр. СНИИГГИМС, вып. 74, 1968.

Вейц Б. И. Явления метаморфизации в рудах Лениногорского месторождения. Изв. АН КазССР, серия геол., 1949, вып. 13.

Вейц Б. И. К вопросу о генезисе полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Изв. АН КазССР, серия геол., 1953, вып. 16.

Вейц Б. И. О генетической связи полиметаллического оруденения Рудного Алтая с девонским вулканизмом. Изв. АН КазССР, серия геол., 1953, вып. 17.

Вейц Б. И., Покровская И. В., Болгов Г. П. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Т. 1—3. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1957—1959.

Вейц Б. И., Каюпов А. К. О верхней возрастной границе алтайских полиметаллических месторождений. Вестн. АН КазССР, 1960, № 7.

Вейц Б. И., Каюпов А. К. О сульфидном оруденении в малобинской свите на Алтае. Вестн. АН КазССР, 1962, № 3.

Волков В. М. и др. Опыт и методика крупномасштабного прогнозирования на Березовско-Белоусовском рудном поле. Тр. АМГНИИ АН КазССР, т. 12 Алма-Ата, 1962.

Волобуев В. И. О методике составления прогнозной металлогенической карты на медь одного из районов Казахстана. В сб. «Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт». М., изд-во «Недра», 1966.

Вольфсон Ф. И. Вопросы структуры Припиртышских полиметаллических месторождений на Алтае. Изв. АН СССР, 1946, № 2.

Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.

Воробьев Ю. Ю. Геолого-генетические особенности и зональность Иртышского полиметаллического месторождения на Алтае. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Воробьев Ю. Ю., Иванкин П. Ф. Принцип и методика составления крупномасштабной карты глубинного прогноза. В сб. «Принцип и методика составления металлогенических и прогнозных карт». М., изд-во «Недра», 1966.

Воробьев Ю. Ю., Щеголева Е. Н. Гнейсо-гранитный пояс Иртышской зоны смятия. Геология СССР, т. 41, Восточный Казахстан, ч. 1. М., изд-во «Недра», 1967.

Воробьев Ю. Ю. Шпротные рудные зоны Алтая и Калбы. В кн. «Геология и разведка месторождений твердых полезных ископаемых Казахстана». Алма-Ата, 1968.

Воронцов Н. И. О некоторых особенностях рудной минерализации Стрижковского полиметаллического месторождения на Рудном Алтае. Тр. АМНИИ АН КазССР, т. 10. Алма-Ата, 1961.

Галдин Н. Е. К вопросу о применимости эффузивной гипотезы к объяснению генезиса некоторых полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Изв. АН КазССР, серия геол., 1953, вып. 17.

Гапеева Г. М., Синицын В. М. Рудная зональность и зоны смятия Алтая. Зап. Минерал. об-ва, ч. 70, № 2, 1941.

Гармаш А. А., Попов В. В., Яковлев Г. Ф. Закономерности размещения колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Тр. ЦНИГРИ, вып. 75, М., 1967.

Горжевская С. А. Некоторые особенности минералогии полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Тр. ВАГТ, вып. 13. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Горжевский Д. И., Комар В. А., Яковлев Г. Ф. Структурно-фациальные зоны Рудного Алтая. «Советская геология», 1955, сб. 48.

Горжевский Д. И. К вопросу о происхождении некоторых типов полиметаллических месторождений на примере полиметаллических месторождений Алтая. Геол. сб. Львовск. гос. ун-та, № 2—3. Львов, 1956.

Горжевский Д. И., Яковлев Г. Ф. Некоторые закономерности размещения полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Тр. ВАГТ, вып. 3. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Горжевский Д. И., Иванкин П. Ф. Геотектоническая позиция Рудного Алтая и Калбы по геолого-геофизическим данным. Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 4.

Горжевский Д. И. О геотектонической позиции полиметаллического пояса Рудного Алтая. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 7—8. Львов, Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1961.

Григорьев И. Ф. Медные полиметаллические месторождения Алтая. В кн. «Главные медные, свинцовые, цинковые месторождения СССР», т. 2, 1931.

Григорьев И. Ф. Основные черты металлогении Рудного Алтая и Калбы. В сб. «Большой Алтай», т. 1. Л. — М., Изд-во АН СССР, 1934.

Григорьев И. Ф. Основные черты металлогении Рудного Алтая и Калбы. Тезисы докл. на XXII сессии МГК, 1937.

Данилович В. Н. К геологическому строению юго-западного крыла антиклинария Рудного Алтая. Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 2.

Дербигов И. В. К вопросу о фациях порфировых интрузий и генезисе полиметаллических месторождений Западного Алтая. Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 5.

Дербигов И. В. О тектонических и палеогеографических условиях полиметаллического рудообразования в Рудном Алтае. Тр. СНИИГГИМС, вып. 25. Новосибирск, 1962.

Дьячков Б. А., Мыслин А. М., Лопатников В. В. О возрастном соотношении золотого и редкометального оруденения в Калба-Нарымском районе. Материалы I республ. научно-теоретической конференции молодых геологов КазССР. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1968.

Елисеев Н. А. К вопросу об изучении металлогении Калбинского хребта в Казахстане. «Проблемы советской геологии», 1933, № 6.

Елисеев Н. А. Об алтайской кварцево-кератофировой автобрекчии. Тр. Ленингр. об-ва естествоиспытателей, т. 1, 1935.

Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. В кн. «Петрография СССР», серия I, вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1938.

Ермолаев К. Ф. О морфологии и условиях образования рудных тел Лениногорского месторождения. В сб. «Полиметаллические месторождения Рудного Алтая». М., Госгеолтехиздат, 1957.

Ермолаев К. Ф. Горногеометрический анализ как метод, дающий количественную оценку геологических процессов. Тр. АГМНИИ АН КазССР, т. 10. Алма-Ата, 1961.

Ермолаев К. Ф. Морфометрический анализ рудных тел. Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, № 20, 1967.

Ершов С. А. Рок-Кульское вольфрам-молибденовое месторождение. В сб. «Большой Алтай», т. 2. Л. — М., Изд-во АН СССР, 1936.

Есенов Ш. Е. и др. Металлогеническое районирование Казахстана. Вестн. АН КазССР, 1969, № 1.

Звягинцев Л. И. Палеозойский вулканизм юго-восточной части Рудного Алтая. М., изд-во «Наука», 1965.

Иванкин П. Ф. По поводу статьи Б. С. Левоника «О некоторых эндогенных месторождениях». Вестн. АН КазССР, 1951, № 10.

Иванкин П. Ф. По поводу статьи Н. Л. Бельковой, В. Н. Огнева, А. И. Семенова «Две гипотезы генезиса полиметаллического оруденения на Алтае». Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 5.

Иванкин П. Ф. О некоторых вопросах генезиса полиметаллических руд Алтая. Изв. АН КазССР, серия геол., 1954, вып. 18.

Иванкин П. Ф. О грубообломочных вулканических породах Золотушинского месторождения на Алтае. Тр. АГМНИИ АН КазССР, т. 2. Алма-Ата, 1955.

Иванкин П. Ф., Пуркин А. В. Структурно-металлогеническое районирование Рудного Алтая как основа направления поисково-разведочных работ. Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 4.

Иванкин П. Ф. Полиметаллические месторождения Прииртышья. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Иванкин П. Ф., Каюпов А. К., Щерба Г. Н. Прогнозные металлогенические карты Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.

Иванкин П. Ф. О генетических типах и этапах сульфидного оруденения на Рудном Алтае. В кн. II, «Закономерности размещения полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1959.

Иванкин П. Ф. Положение Рудного Алтая в схеме тектонического районирования Юго-Западного Алтая по геолого-геофизическим данным. Тр. АГМНИИ АН КазССР, т. 8. Алма-Ата, 1960.

Иванкин П. Ф. Магматизм и металлогения Рудного Алтая и Калбы. Тр. II Всес. петрогр. совещ. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Иванкин П. Ф., Лигоньский С. Я. Особенности регионального магнитного поля Рудного Алтая и вопросы его дальнейшего картирования. «Геология рудных месторождений», 1960, № 5.

Иванкин П. Ф., Кузевный В. С. О верхней возрастной границе и глубине формирования оруденения Николаевского месторождения на Алтае. Вестн. АН КазССР, 1960, № 1.

Иванкин П. Ф. и др. О доаболитовых порфировых интрузиях Рудного Алтая и их рудоносности. Докл. АН СССР, т. 130, № 2. 1960.

Иванкин П. Ф., Кузевный В. С., Иншин П. В. Околорудные изменения как поисковый признак на руды на примере месторождений Прииртышского рудного района Алтая. Тр. АГМНИИ АН КазССР, т. 8. Алма-Ата, 1960.

Иванкин П. Ф., Иншин П. В. О металлогенических этапах и генетических типах эндогенного оруденения на Рудном Алтае. Тр. АГМНИИ АН КазССР, т. 8. Алма-Ата, 1960.

Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузевный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.

Иванкин П. Ф. О происхождении минерализованных брекчий некоторых месторождений колчеданного типа Алтая и Урала. Докл. АН СССР, т. 142, № 2, 1961.

Иванкин П. Ф. Магматизм и закономерности пространственного размещения медных и полиметаллических месторождений Рудного Алтая. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Иванкин П. Ф., Любецкий В. Н. О блоковом строении полиметаллического пояса Юго-Западного Алтая. «Советская геология», 1962, № 6.

Иванкин П. Ф., Кузевный В. С., Ведерников П. Г. О скарновых месторождениях северо-западной части Рудного Алтая. Тр. АГМНИИ АН КазССР, т. 16. Алма-Ата, 1963.

Иванкин П. Ф. О закрытых эксплозиях, сопровождающих гипабиссальные интрузии, и их роли при формировании рудных месторождений. «Геология и геофизика», 1965, № 10.

Иванкин П. Ф. О рудно-магматических пучках в вулканогенных формациях. В сб. «Рудоносность вулканогенных формаций». М., изд-во «Недра», 1965.

Иванкин П. Ф., Тарантов А. С. О морфологии пучка малых интрузий и рудных тел медно-цинкового месторождения на Алтае. В сб. «Геология и геохимия рудных месторождений Сибири». Новосибирск, изд-во «Наука», 1966.

Иванкин П. Ф. О понятии «рудное поле». Тр. СНИИГГИМС, вып. 39. 1966.

Иванкин П. Ф. и др. О блоковом строении северо-западной части Рудного Алтая и особенностях тектонического положения главных рудных узлов. «Советская геология», 1966, № 11.

Иванкин П. Ф. Новые задачи изучения магматогенных рудных полей. Тр. СНИИГГИМС, вып. 44, 1967.

Иванкин П. Ф. Морфология глубоковскрытых магматогенных рудных полей. М., изд-во «Недра», 1970.

Иншин П. В. Геология Заводинского рудного поля. Тр. АГМНИИ, т. 8. Алма-Ата, 1960.

Иншин П. В., Иванкин П. Ф., Кузубный В. С. Синоронная порфировая формация Юго-Западного Алтая и ее рудоносность. В сб. «Магматические формации». Тр. III Всес. петрогр. совещ. М., изд-во «Наука», 1964.

Иншин П. В., Иншина В. М. Полосчатые и брекчиевые текстуры зыряновских порфиров на Алтае как петрографические критерии ликвации магмы. Тр. Лабор. палеовулканологии Казахск. ин-та минерального сырья, № 3, 1964.

Казанин Ю. И. Полиметаллическое оруденение северо-восточной части Южного Алтая. Изв. АН КазССР, серия геол., 1958, № 30 (155).

Казанли Д. Н. Структура Центрального Казахстана на основании анализа гравиметрического и магнитного полей. Изв. АН КазССР, серия геол., 1955, вып. 2.

Калугин А. С., Иванов В. И. О связи с диабазами и метаморфизме некоторых вулканогенно-осадочных железорудных месторождений в девонских отложениях Алтая. В сб. «Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири». М., изд-во «Недра», 1964.

Калугин А. С. Вулканогенно-осадочные железные руды в девонских отложениях Алтая. Тр. СНИИГГИМС, вып. 34. Новосибирск, 1965.

Калугин А. С., Калугина Т. С. О роли вулканизма в породообразовании и металлогении девонских отложений Алтая. В сб. «Материалы по региональной геологии Сибири». Новосибирск, 1968 (СНИИГГИМС).

Каратаев Г. И. К проблеме выделения регионального фона из наблюдаемых гравитационного и магнитного аномальных полей. «Геология и геофизика», 1961, № 10.

Каюпов А. К. К вопросу генезиса полиметаллического оруденения Зыряновского района. Изв. АН КазССР, серия геол., 1954, вып. 18.

Каюпов А. К. О возрасте полиметаллического оруденения на Алтае. Изв. АН КазССР, серия геол., 1956, вып. 24.

Каюпов А. К. и др. Геология Зыряновского полиметаллического месторождения. В сб. «Полиметаллические месторождения Рудного Алтая». М., Госгеолтехиздат, 1957.

Каюпов А. К. О возрастных соотношениях полиметаллического и редкометалльного оруденения на Алтае. Изв. АН КазССР, серия геол., 1959, вып. 1 (34).

Каюпов А. К., Руденко Б. М., Казанин Ю. И. Некоторые закономерности размещения эндогенного оруденения в металлогенических зонах. Изв. АН КазССР, 1970, № 2.

Конников Э. Г. О связи «малых интрузий» Южного Алтая с верхнепалеозойским вулканизмом. Материалы I республ. конф. молодых геологов КазССР, Алма-Ата, изд-во «Наука», 1968.

Корулин Д. М., Букейханов С. А. Белоусовское полиметаллическое месторождение. «Разведка недр», 1936, № 21.

Котульский В. К. О глубине алтайских месторождений. Геол. вестн., т. 3, вып. 1—6, 1918.

Котульский В. К. Месторождения полиметаллических руд Алтая. В кн. «Естественные производственные силы России», т. 4, вып. 8, 1918.

Котульский В. К. Исследования в районе Белоусовского и Николаевского рудников. Отчет об исследованиях, произведенных Геол. Комитетом в 1918 г. в Сибири и на Урале. Томск, 1919.

Котульский В. К. Краткий очерк группы Риддерских месторождений. Изв. Геол. Комитета, т. 11, № 6—9, 1922.

Кошман П. Н. Опыт составления детальной металлогенической карты одного из районов Дальнего Востока. В сб. «Принципы и методика составления металлогенической и прогнозной карт». М., изд-во «Недра», 1966.

Кужельный Н. М. О комплексе малых интрузий и возрасте полиметаллического оруденения в северо-западной части Рудного Алтая. «Геология и геофизика», 1962, № 5.

Кузубный В. С. Об условиях образования древних вулканогенных формаций в северо-западной части Рудного Алтая. Тр. Лабор. палеовулканологии Казахск. гос. ун-та, вып. 1, 1963.

Кузубный В. С., Рабинович К. Р. О поперечных дайках в зонах смятия Алтая. Вестн. АН КазССР, 1963, № 8.

Кузубный В. С. Особенности образования вулканогенных формаций девона северо-западной части Рудного Алтая. «Советская геология», 1964, № 6.

Кузубный В. С. Особенности возрастных взаимоотношений и некоторые вопросы петрологии габбро-гранодиорит-плагиогранитных интрузий северо-западной части Рудного Алтая. Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, т. 17. Алма-Ата, 1966.

Кузубный В. С. О расслоении магмы при формировании жильных пород Бузанихинского массива гранитоидов на Алтае. Вестн. АН КазССР, 1966, № 10.

Кузубный В. С., Попов В. В. Рудоносность магматических формаций Рудного Алтая (состояние вопроса и пути его дальнейшего изучения). Изв. вузов, «Геология и разведка», 1966, № 10.

Кузубный В. С. Процессы гранитизации и связанное с ними метаморфогенное рудообразование в северо-западной части Иртышской зоны смятия. Изв. АН КазССР, серия геол., 1967, № 1.

Кузубный В. С., Каймакова В. Д., Свечников Г. Г. Петрохимические и геохимические особенности вулканогенных образований девона Прииртышского района Рудного Алтая. В сб. «Вулканогенные формации Казахстана». Алма-Ата, изд-во «Наука», 1967.

Кузубный В. С. и др. Итоги структурно-формационного районирования Юго-Западного Алтая по геолого-геофизическим данным. Тр. Всес. ин-та разведочной геофизики. Л., 1970.

Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. В сб. «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Кузнецов В. А. Металлогеническое районирование Горного Алтая. Докл. II Всес. объедин. сессии по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным картам, ч. III. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.

Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. Тр. Ин-та геологии и геофизики Сиб. отд. АН СССР, вып. 13. Новосибирск, 1963.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., изд-во «Недра», 1964.

Курек Н. Н. Риддерский район полиметаллических месторождений на Алтае и задачи его геологического изучения. Информ. бюлл. ЦНИГРИ, 1933, № 1—2.

Курек Н. Н., Буров П. П. Риддерская группа полиметаллических месторождений. В сб. «Большой Алтай», т. 1. Л. — М., Изд-во АН СССР, 1934.

Курек Н. Н. Тектонические и генетические особенности Риддерского рудного поля. Тезисы докл. XVII сессии МГК, 1937.

Курек Н. Н., Шилин Д. М. О вторичных кварцитах Рудного Алтая. Материалы ВСЕГЕИ, № 5, 1940.

Курек Н. Н. и др. Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Кусочкин В. И. Валуны и галька полиметаллических окисленных руд девонского возраста на Рудном Алтае. «Разведка недр», 1954, № 3.

Левоник Б. С. О некоторых рудоносных структурах эндогенных месторождений. «Разведка недр», 1950, № 4.

Литвинович А. Н., Логинова М. А. Элементы примеси в рудах Лениногорского рудного поля. Тр. АГМНИИ АН КазССР, т. 9, Алма-Ата, 1960.

Литвинович А. Н. и др. Распределение редких рассеянных элементов в рудах Тишинского месторождения. Вестн. АН КазССР, 1964, № 10.

Литвинович А. Н. К истории и итогам изучения элементов-спутников в полиметаллических месторождениях Рудного Алтая. Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, т. 20, 1967.

Лопатников В. В., Дьячков Б. А., Мысник А. М. Магматические и рудные формации Калба-Нарымской зоны. Материалы I республиканской конференции молодых геологов КазССР. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1968.

Любецкий В. Н. Субширотные глубинные разломы Иртыш-Зайсанской складчатой системы по геофизическим данным. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1965, № 7.

Любецкий В. Н. Глубинное строение и районирование Иртыш-Зайсанской складчатой системы по геофизическим данным. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1965, № 12.

Любецкий В. Н. Зональность оруденения Иртыш-Зайсанской складчатой системы по геофизическим данным. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1967, № 3.

Майер Г. Особенности месторождений змеиногорского типа. «Горный журнал», 1914, т. 3, № 7.

Майер Г. Геологический очерк Змеиногорска. «Горные и золотопромышленные известия», 1914, № 8—9, 10.

Маньков Б. В. Структура, морфология и вещественный состав оруденения Тишинского месторождения. Изв. АН КазССР, 1965, вып. 1.

Матвеевская А. Л. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. М., изд-во «Наука», 1969.

Материалы к Всесоюзному совещанию по разработке научных основ поисков слепых рудных тел (тезисы докладов и сообщений). М., Госгеолтехиздат, 1958.

Металлогенические и прогнозные карты. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959.

Мигунов М. Ф. Новые данные о верхнепалеозойских отложениях Рудного Алтая. Тр. ВАГТ, вып. 3. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Митропольский Б. С., Паренаго М. К. Полиметаллические месторождения Алтая и Салаира. Западно-Сибирское краеведческое бюро и Краевой совет народного хозяйства. Новосибирск, ОГИЗ, 1931.

Митропольский Б. С. Тантал и ниобий в Казахстане и задачи их поисков. Изв. Казахск. фил. АН СССР, 1945, № 4—5.

Михайлова Н. И. О спорах и пылце франских отложений Рудного Алтая. Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, т. 17, 1966.

Михайлова Н. И. Споры живетских отложений Рудного Алтая. Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, т. 17, 1966.

Нехорошев В. П. Тектоника и металлогения Юго-Западного Алтая. Изв. ВТРО, 1932, т. 1, вып. 1.

Нехорошев В. П. Зоны смятия и зональность оруденения Алтая. «Проблемы советской геологии», 1938, № 3.

Нехорошев В. П. Закономерности распределения рудных месторождений Алтая. «Советская геология», 1948, сб. 29.

Нехорошев В. П. Современное состояние вопроса о происхождении полиметаллических руд Алтая. Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1955, № 1.

Нехорошев В. П. О так называемых рудных гальках в девонских конгломератах Рудного Алтая. Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1955, № 1.

Нехорошев В. П. Основные гипотезы происхождения полиметаллических месторождений Алтая и поисковые критерии. Материалы ВСЕГЕИ по геологии и полезным ископаемым, вып. 8, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Нехорошев В. П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М., изд-во «Недра», 1966.

Никольский А. П., Великая Н. Н. О медно-пирротинном оруденении на Алтае. Материалы ВСЕГЕИ. Полезные ископаемые, сб. 3, 1946.

Никольский А. П. О магме малых интрузий Алтая. Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.

Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Отв. ред. Е. Т. Шаталов, М., Изд-во АН СССР, 1963.

Обручев В. А. Рудные месторождения. Л. — М., ГОНТИ, 1935.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Т. 1—5. М., Изд-во АН СССР, 1931—1948.

Орлова А. В., Шаталов Е. Т. Методические основы составления металлогенических и прогнозных карт рудных районов. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», сб. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Орлова А. В., Шаталов Е. Т. Основные принципы составления металлогенических и прогнозных карт рудных районов. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Осинов М. А. Интрузивные породы Лениногорского района на Рудном Алтае. Тр. Ин-та геохимии и минералогии, вып. 79, 1962.

Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтай-Саянской области. Отв. ред. В. А. Кузнецов. Новосибирск, изд-во «Наука», Сиб. отд., 1966.

Падалка Г. Л. Белоусовский рудник на Алтае. Тр. Геол. Комитета, нов. серия, вып. 163, 1929.

Пилипенко П. П. Минералогия Западного Алтая. Изв. Томск. ун-та, кн. 62. Томск. 1915.

Полтаракоев Г. И., Беляев А. П. Закономерности размещения полиметаллического оруденения в северо-западной части Рудного Алтая. В сб. «Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири», вып. 3, 1968.

Пономарев В. Г. К проблеме вулканогенно-осадочных железных руд в рудном поле Зыряновского полиметаллического месторождения Рудного Алтая. В сб. «Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири». М., изд-во «Недра», 1964.

Попов В. В. О геолого-структурном контроле полиметаллических месторождений и геологических предпосылках поисков в Лениногорском районе (Рудный Алтай). Изв. вузов, «Геология и разведка», 1961, № 10.

Попов В. В., Маньков Б. В., Малыгин А. А. Основные геолого-структурные особенности Тишинского рудного поля на Рудном Алтае. Изв. АН КазССР, 1964, вып. 3.

Попов В. В. Вулканизм, тектоника и полиметаллическое оруденение Лениногорского рудного района. Алма-Ата, 1968.

Попов В. В. Закономерности размещения полиметаллического оруденения в Лениногорском районе Рудного Алтая. В кн. «Геология и разведка месторождений твердых полезных ископаемых Казахстана». Алма-Ата, 1968.

Попов В. Е. Материалы по стратиграфии и фациям девонских отложений Коргонской структурно-фациальной зоны Алтая. Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 24, 1962.

Попов В. Е. Осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая и их металлогения. М., изд-во «Недра», 1967.

Посысаев А. Г. О генезисе рудных «валунов» Золотушинского полиметаллического месторождения и о двух этапах оруденения. Тр. СНИИГГИМС, вып. 6, 1961.

Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт. Под ред. Е. Т. Шаталова М., изд-во «Недра», 1966.

Пузырев Н. Н. Об интерпретации данных метода преломленных волн при наличии градиента скорости в нижней среде. «Геология и геофизика», 1960, № 10.

Радкевич Е. А., Томсон И. Н. О крупномасштабном металлогеническом картировании. Материалы научн. сессии по металлоген. и прогнозу. картам. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.

Разумовский Н. К. Характер распределения содержания металлов в рудных месторождениях. Докл. АН СССР, т. 28, 1940.

Ревякин П. С., Кузубный В. С. Особенности глубинного строе-

ния Рудного Алтая по геофизическим данным в связи с проблемой магматизма. «Советская геология», 1966, № 2.

Резолюция совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.

Решение Объединенной научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам. В кн. «Металлогенич. и прогнозные карты». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959.

Решение 2-й всесоюзной объединенной сессии по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным картам. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.

Россман Г. И. Прикладное использование первичных ореолов рассеяния с целью поисков полиметаллических месторождений. Информ. сб. геологоразведочной службы Рудного Алтая. НТО ВКГУ, 1961.

Сасим П. С. Вольфрам и олово на Алтае. Вестн. Зап.-Сиб. геол. управления, 1936, № 1—2.

Сатпаев К. И. О методологии, фактической базе и основных выводах металлогенических прогнозных карт Центрального Казахстана. Изв. АН КазССР, серия геол., 1955, № 20.

Сатпаев К. И. Комплексные металлогенические прогнозные карты Центрального Казахстана. Материалы науч. сессии по металлоген. и прогнози. картам. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.

Сатпаев К. И. Комплексные металлогенические прогнозные карты Центрального Казахстана. В сб. «Металлоген. и прогнози. карты». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959.

Семенов А. И. Принципы и методика составления металлогенической карты Восточного Казахстана. «Советская геология», 1957, № 58.

Сидоренко З. В. Влияние фактора глубинности на формирование алтайских полиметаллических месторождений и распределение их в стратиграфическом разрезе. Изв. АН СССР, геол. серия, 1964, № 5.

Смирнов В. И. Принципы и методы составления прогнозных и металлогенических карт. Вестн. АН СССР, 1959, № 3.

Соколов В. А. Вавилонская группа месторождений на Алтае. «Советская геология», 1940, № 12.

Спасский Н. Я. Девонские четырехлучевые кораллы Рудного Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Стучевский Н. И. К вопросу о взаимоотношении вулканогенных и осадочных фаций в северо-западной части Иртышской зоны смятия. Тр. АГМНИИ АН КазССР, т. 8, Алма-Ата, 1960.

Сурков В. С. О природе различных соотношений между геофизическими аномалиями и геологическими структурами (на примере Алтае-Саянской складчатой области). «Геология и геофизика», 1965, № 9.

Тарантов А. С., Крымский В. В. К методике геометризации Николаевского месторождения. Тр. АГМНИИ АН КазССР, т. 15. Алма-Ата, 1963.

Татаринов П. М., Грушевой В. Г., Лабазин Г. С. (ред.). Общие принципы регионального металлогенического анализа. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Татаринов П. М. О принципах и методике составления металлогенических карт в СССР. Материалы науч. сессии по металлоген. и прогнози. картам. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.

Тацинина М. В., Чепрасов Б. Л. О своеобразных эруптивных брекчиях на Алтае. Изв. АН КазССР, серия геол., 1955, вып. 21.

Тектоническая карта Евразии, масштаб 1 : 5 000 000. Гл. ред. А. Л. Яншин. М., Изд. ГУГК, 1966.

Тетьев М. М. Геотектоника СССР. Л. —М., ГОНТИ, 1938.

Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. Томск, 1931.

Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, 1936.

Филиппов В. А. Структурно-генетические особенности и геохимиче-

ские критерии редкометалльных пегматитов. Изв. АН КазССР, серия геол., 1964, вып. 5.

Филиппов В. А. О возрасте редкометалльного оруденения Калбы. «Советская геология», 1965, № 11.

Фотиади Э. Э. и др. Связь структурных и металлогенических зон Алтае-Саянской складчатой области с глубинным строением земной коры. Симпозиум по проблеме связи поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, изд-во «Наукова Думка», 1968.

Хисамутдинов М. Г. О влиянии вмещающих пород и температуры рудосносных растворов на состав и место образования руд на примере некоторых алтайских месторождений. «Советская геология», 1956, № 5.

Хисамутдинов М. Г. Этапы изменения вмещающих пород Зырянского месторождения. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 19, 1956.

Хисамутдинов М. Г., Демидова Т. Я. Возрастные взаимоотношения гидротермального метаморфизма полиметаллических месторождений с герцинскими гранитоидами в Зырянском районе на Алтае. Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 9.

Хисамутдинов М. Г. Осадочные и вулканогенные формации Юго-Западного Алтая. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 33, 1960.

Хисамутдинов М. Г. Основные черты тектоники и истории геологического развития структурно-формационных зон Зайсанской геосинклинальной области. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, № 94, 1963.

Хорева Б. Я., Мурина Г. Л. Предварительные данные абсолютного возраста гранитоидов и метаморфических пород Иртышской зоны смятия Алтая. Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1962, № 54.

Хорева Б. Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Черников С. С. Древняя металлургия и горное дело Западного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1949.

Чернов В. И. О девонских гранитоидах на Рудном Алтае. Докл. АН СССР, т. 106, № 3, 1956.

Чернов В. И., Гаврилова В. Н. Основные черты геологии и петрографии интрузивных пород Рудного Алтая. Тр. ВАГТ, вып. 3. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Чернов В. И. К характеристике девонского интрузивного магматизма на Рудном Алтае. Изв. вузов «Геология и разведка», 1965, № 12.

Шавло С. Г. Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.

Шадлун Т. Н., Розанов Ю. А. Влияние одностороннего давления на структуру колчеданной руды. Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 3.

Шадлун Т. Н. Об особенностях строения колчеданных руд некоторых месторождений Алтая. Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 5.

Шахов Ф. Н. Основные черты металлогении Алтая. Тр. конф. производителей сил Сибири, т. 2. Томский гос. ун-т, 1940.

Шаталов Е. Т. О металлогении рудных районов. Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 9.

Шаталов Е. Т. и др. Основные принципы составления, содержание и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. М., изд-во «Недра», 1964.

Шипулин Ф. К. Соотношения интрузий и оруденения в Зырянском районе на Рудном Алтае. Докл. АН СССР, т. 119, № 3, 1958.

Шипулин Ф. К. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение. В сб. «Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов». М., изд-во «Недра», 1965.

Шнайдер М. С., Астафьев М. П. Магматогенные брекчии Новозолотушинского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае. «Советская геология», 1965, № 11.

Шнейдер Ю. А. О Змеиногорском рудном районе и его перспективах на полиметаллы. Вестн. Зап.-Сиб. геол. управления, 1940, № 5.

Щерба Г. Н. Отзыв на статью Б. С. Левоника. «Разведка недр», 1951, № 1.

Щ е р б а Г. Н. Вулканокупола из района Лениногорска. Изв. АН КазССР, серия геол., 1954, вып. 18.

Щ е р б а Г. Н. О двух гипотезах образования полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 5.

Щ е р б а Г. Н. Некоторые глубинные подвижные зоны Юго-Западного Алтая. Изв. АН КазССР, серия геол., 1957, вып. 2 (27).

Щ е р б а Г. Н. Геология Лениногорского рудного поля. В кн. «Полиметаллические месторождения Рудного Алтая». М., Гостеолтехиздат, 1957.

Щ е р б а Г. Н. Геология Нарымского массива гранитоидов на Южном Алтае. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1957.

Щ е р б а Г. Н. К проблеме редкометалльных поясов. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Щ е р б а Г. Н. Проблема генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. «Советская геология», 1968, № 6.

Щ е р б а к о в Д. И. Сырьевая база редких металлов СССР. «Редкие металлы», 1938, № 1.

Щ е р б и н а В. Н. Геохимия. М., Изд-во АН СССР, 1939.

Я к о в л е в Г. Ф. Материалы по тектонике Рудного Алтая. Тр. ВАГТ, вып. 3. М., Гостеолтехиздат, 1957.

Я к о в л е в Г. Ф. Структуры рудных районов, полей и месторождений Рудного Алтая. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1959.

Я к о в л е в Г. Ф., В ы д р и н В. Н. Геолого-структурные закономерности размещения полиметаллических месторождений в Змеиногорском районе (Рудный Алтай). Изв. вузов, «Геология и разведка», 1959, № 10.

Я к о в л е в Г. Ф. Тектонические структуры Рудного Алтая, история их развития и значение в размещении полиметаллических месторождений. Автореф. докт. дисс. М., 1960.

Я к о в л е в а Е. Б. О субвулканических фациях магматических пород Рудного Алтая. Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10.

Я к о в л е в а Е. Б. Основные черты палеозойского вулканизма центральной части Рудного Алтая. Тр. ВАГТ, вып. 3. М., Гостеолтехиздат, 1957.

E v e G. T. An outline of the geology and mines of the Smeinogorsk and Zyrjanovsk concession in West Altai. *min. mag.*, vol. 18, № 2, 1930.

G o u d k o f f P. P. New aspects of the geology of the principal ore-bearing provinces of Siberia. *Econ. Geol.*, vol. 18, 1922.

M e y e r A. a. M e y e r E. The metalliferous Altai of Soviet Russia. *Engineering Min. J.*, vol. 137, N 6—10, 1936.

T a l v a n i M., S u t t o n G., W o r z e l Z. A cristal section across the Puerto-Rico trench. *J. geophys. res.*, vol. 64, N 10, 1959.

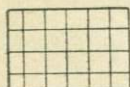
ЛЕГЕНДА

К КАРТЕ ПРОГНОЗА МАСШТАБА 1 : 200 000

I группа. Площади, перспективные для обнаружения промышленных месторождений меди и полиметаллов

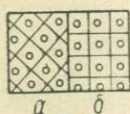


Детально изученные площади, перспективные для обнаружения промышленных месторождений (скрытых)

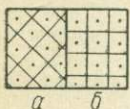


Сравнительно слабо изученные площади, перспективные для обнаружения промышленных месторождений

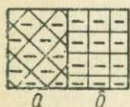
В том случае, если типы рудных формаций изучены, дается следующая детализация прогноза по группе I



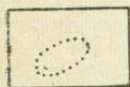
Площади, перспективные для обнаружения месторождений, ассоциированных с поздними малыми интрузиями (формация малых интрузий альбитофиров — порфиритов): *a* — детально изученные площади, *b* — сравнительно слабо изученные площади



Площади, перспективные для обнаружения месторождений, связанных с порфировыми интрузиями (плагιοгранит-порфировая формация): *a* — детально изученные площади, *b* — сравнительно слабо изученные площади



Площади, перспективные для обнаружения месторождений, связанных с гранитоидными формациями: *a* — детально изученные площади, *b* — сравнительно слабо изученные площади

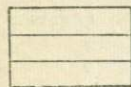


Контуры в пределах указанных выше площадей группы I с наиболее перспективными структурами

II группа. Площади, перспективы которых на медь и полиметаллы оцениваются неопределенно



Площади, геологически слабо изученные и плохо опоскованные



Площади, опоскованные или засыпанные в масштабе 1 : 50 000, но требующие выяснения специальных вопросов для оценки перспектив

III группа



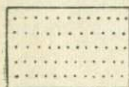
Площади, вероятно, бесперспективные для обнаружения промышленных месторождений меди и полиметаллов по имеющимся в настоящее время геологическим данным

IV группа

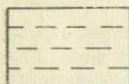


Площади, бесперспективные для обнаружения промышленных месторождений меди и полиметаллов

Прочие обозначения



Площади, перспективные для обнаружения месторождений железных руд



Площади, перспективные для обнаружения месторождений золота



Площади, рекомендуемые для ревизии на ртуть



Площади, перспективные для обнаружения редкометальных месторождений



Участки, по которым требуется решение специальных вопросов с постановкой глубокого бурения

П Р И Л О Ж Е Н И Е 2

ЛЕГЕНДА

К КАРТЕ ПРОГНОЗА МАСШТАБА 1 : 50 000

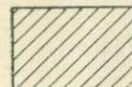
Перспективные площади I группы с известными месторождениями и рудопроявлениями разных генетических типов (рудных комплексов) и благоприятными геологическими условиями для поисков промышленных месторождений:



ассоциирующих с поздними малыми интрузиями

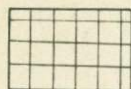


связанных с гранитами змеиногорского комплекса



связанных с нижнекаменноугольными порфировыми интрузиями

Перспективные площади II группы с известными месторождениями и рудопроявлениями различных генетических типов, но менее благоприятные по геологическим условиям для поисков промышленных месторождений:



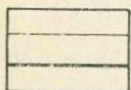
ассоциирующих с поздними малыми интрузиями



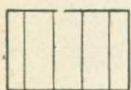
связанных с гранитами змеиногогорского комплекса



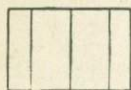
связанных с нижнекаменноугольными порфиристыми интрузиями



Площади III группы, недостаточно ясные в отношении геологического строения, но перспективные по ряду прямых и косвенных данных



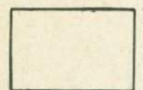
Площади IV группы, сложенные вулканогенно-осадочными отложениями девона, перспективы которых мало вероятны (передко участки, изученные с большой детальностью как на поверхности, так и на глубину)



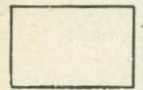
Площади V группы, вероятно, бесперспективные, сложенные интрузивными породами, метаморфическими образованиями нижнего палеозоя и кристаллическими сланцами



Площади VI группы, перекрытые песчано-галечниковыми отложениями реки, где независимо от перспектив площади поиски коренных месторождений, вероятно, вести экономически нецелесообразно



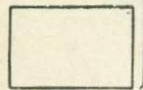
Площади, перспективные на глубине до 300 м



Площади, перспективные на глубине до 600 м



Площади, перспективные на глубине 300—600 м



Площади, перспективные на глубине 600—1000 м

Цветовая раскраска

Дается перечень конкретных перспективных площадей I и II групп

ЛЕГЕНДА

К КАРТЕ ПРОГНОЗА МАСШТАБА 1 : 25 000

I степень перспективности



Глубинные части известных рудных зон с весьма вероятными рудами на глубинах от 500—600 до 1000—2000 м

Геологические структуры и площади, в пределах которых вероятно присутствие новых рудных залежей:



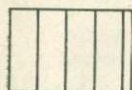
на глубинах более 300—500 м



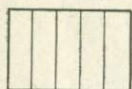
на малых и средних глубинах — до 300—500 м

II степень перспективности

Геологические структуры и площади, в пределах которых возможны (не исключены) новые скрытые и погребенные рудные залежи:



на глубинах до 300—500 м



на глубинах более 300—500 м

III степень перспективности



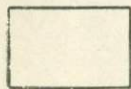
Геологические структуры и площади, в пределах которых перспективы обнаружения новых рудных зон на основании имеющихся материалов представляются неопределенными

IV степень перспективности



Геологические структуры и площади вероятно бесперспективные

V степень перспективности



Геологические структуры и площади бесперспективные

| | Стр. |
|---|------|
| Введение | 3 |
| Развитие теоретических представлений, определявших направление поисково-разведочных работ на Рудном Алтае. <i>Н. Л. Бубличенко, Н. И. Стуческий</i> | 7 |
| Отправные положения и методика прогнозирования. <i>Ю. Ю. Воробьев, П. Ф. Иванкин, В. В. Попов</i> | 25 |
| Геологические и металлогенические основы прогнозирования | 37 |
| Геотектоническое положение и глубинное строение Юго-Западного Алтая по геолого-геофизическим данным. <i>П. Ф. Иванкин, В. Н. Любецкий</i> | 37 |
| Структурно-формационное районирование Юго-Западного Алтая и металлогенические особенности зон. <i>В. С. Кузубный, Н. И. Стуческий, Н. Л. Бубличенко</i> | 56 |
| Стратиграфический контроль оруденения. <i>Н. Л. Бубличенко, Н. И. Стуческий</i> | 71 |
| Магматические формации и оруденение. <i>В. С. Кузубный</i> | 91 |
| Структурно-тектонический контроль полиметаллического оруденения. <i>Н. И. Стуческий, Ю. Ю. Воробьев, В. В. Попов</i> | 116 |
| Рудные формации и их экономическая значимость. <i>П. Ф. Иванкин, П. В. Иншин, В. С. Кузубный</i> | 131 |
| Измененные породы как поисковый и оценочный признак месторождений различных формационных типов. <i>П. Ф. Иванкин, П. В. Иншин, В. С. Кузубный</i> | 156 |
| Морфологические особенности промышленных рудных полей и закономерности их поведения на глубину. <i>П. Ф. Иванкин</i> | 178 |
| Геохимические и геофизические критерии прогнозирования. <i>В. Н. Любецкий</i> | 192 |
| Легенда к картам прогноза на медь, полиметаллы, железо и золото. <i>Ю. Ю. Воробьев, В. В. Попов</i> | 209 |
| Пути совершенствования методики поисковых и разведочных работ в освоенных горнорудных районах. <i>В. В. Попов, П. Ф. Иванкин, Ю. Ю. Воробьев, Н. И. Стуческий</i> | 214 |
| Объемное геолого-геофизическое картирование — основа детального прогноза и поиска скрытого оруденения | 216 |
| Некоторые особенности и задачи прогнозирования и поисков на эксплуатируемых рудных полях | 227 |
| Морфологический анализ и типизация рудных полей и соответствующих им физических полей | 231 |
| Список литературы | 240 |
| Приложения 1—3 | 252 |
| Вклады: рис. 8, 9, 10, 11. | |

474

1872