



А. М. ДЫМКИН, В. П. ПРУГОВ

**СТРАТИФОРМНЫЙ ТИП  
ЖЕЛЕЗООРУДЕНЕНИЯ  
И ЕГО ГЕНЕТИЧЕСКИЕ  
ОСОБЕННОСТИ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ИМЕНИ АКАДЕМИКА А. Н. ЗАВАРИЦНОГО

А. М. ДЫМКИН, В. П. ПРУГОВ

СТРАТИФОРМНЫЙ ТИП  
ЖЕЛЕЗООРУДЕНЕНИЯ  
И ЕГО ГЕНЕТИЧЕСКИЕ  
ОСОБЕННОСТИ

3284



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1980



Стратиформный тип железоруднения и его генетические особенности. Дымкин А.М., Пругов В.П. М.: Наука, 1980

В монографии приведены материалы по геологии стратиформных железорудных месторождений Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Горного Алтая, Восточного Саяна и Тургая; показаны особенности формирования этих месторождений, связь с вулканизмом, вулканотектоническими структурами и последующие преобразования; проводится идея о полигенности ряда месторождений, изменении их минералогического состава и частном переотложении руд при формировании глубинных магматических пород.

Ил. 46, табл. 25, библи. 271.

Ответственный редактор  
академик В.И. СМЕРНОВ

Стратиформные месторождения как самостоятельный генетический тип вошли в рудную классификацию совсем недавно. Они получили общее признание геологов благодаря капитальным трудам В.И. Смирнова, Г.С. Дзюценидзе, В.Н. Котляра, А.С. Калугина и др., обосновавшим специфику формирования таких месторождений и принципиальное отличие их от других рудных объектов.

Наиболее характерными признаками стратиформных месторождений считаются: пластовая или пластообразная форма рудных тел, большая их протяженность, согласное залегание с вмещающими породами, одинаковая с последними степень изменения руд, градиционная и ритмичная слоистость. В сущности такие же признаки свойственны и вулканогенно-осадочным, в частности железорудным месторождениям, поэтому без каких-либо оговорок они нередко и вполне оправданно называются стратиформными.

В настоящее время имеется большое число крупных монографических работ, посвященных медноколчеданным, полиметаллическим и др. месторождениям, стратиформная природа которых охарактеризована с разных геологических позиций. К сожалению, нельзя этого сказать о железорудных месторождениях, сведения в литературе о которых более скудны. Опубликованные работы касаются в большинстве своем только частных объектов и рассматривают какие-то отдельные вопросы. Между тем месторождения вулканогенно-осадочного типа (стратиформные) широко представлены во многих рудных провинциях и их роль в общем балансе запасов железных руд в недалеком будущем должна сильно возрасти. Помимо промышленного интереса эти месторождения привлекают к себе внимание специфичностью условий образования и своеобразием закономерностей их размещения. Имеющийся фактический материал позволяет в какой-то мере восстановить палеогеографическую обстановку того времени, расшифровать некоторые особенности вулканизма и выявить физико-химический характер среды накопления железистых осадков.

В предлагаемой работе, впервые, пожалуй, рассмотрены в едином плане вулканогенно-осадочные месторождения разных железорудных провинций — Кузнецкого Алатау, Горного Алтая, Восточного Саяна, Горной-Шории и Тургая. Наиболее детально и всесторонне описаны месторождения Кузнецкого Алатау, по которым имеется совсем немного сведений в печати. Учитывая, что месторождения других рудных провинций освещены в литературе более подробно,

мы остановились на их характеристике кратко и главным образом в сравнительной плане, оттенив при этом самые существенные, только им присущие особенности.

Касаясь генетических проблем вулканогенно-осадочного железоруднения, мы попытались провести идею о различных источниках железа и обосновать возможность образования некоторых рудных тел, например, в Горном Алтае за счет железистых расплавов, которые могли отделиться в виде самостоятельной фазы при глубокой дифференциации сложных силикатных магм.

Месторождения стратиформного типа рассматриваются нами как полигенные образования. Во многих из месторождений отчетливо выделяются два типа руд: слоистые — вулканогенно-осадочные и метасоматические — скарново-магнетитовые. Первые из них сформировались в геосинклинальных условиях и тесно связаны с вулканической деятельностью. Они приурочены к кольцевым вулканотектоническим структурам типа куполов и кальдер оседания. Метасоматические руды, пространственно сопряженные с вулканогенно-осадочными, возникли позднее в инверсионный или даже послеорогенный период. Их появление обязано деятельности высокотемпературных флюидных потоков, проявившихся в контактовом ореоле интрузивных массивов или в некотором от них удалении.

Не все, однако, стратиформные месторождения можно отнести к типу полигенных. Некоторые из них, скажем, месторождения Горного Алтая — Калгута, Эбельсин и другие, сохранились в первоизданном виде, они прошли лишь стадию диагенетического преобразования, региональный метаморфизм, и метасоматические процессы практически не затронули эти месторождения. Накопление железа в таких месторождениях тесно связано в основном с вулканическими процессами.

Оттеняя эти особенности нельзя не заметить, что некоторые исследователи, базируясь на пространственной совмещенности двух типов руд, пытаются объединить их и рассматривать как метаморфизованные вулканогенно-осадочные руды. Такое решение проблемы железоруднения принципиально неверно. Дело в том, что наложенные скарново-магнетитовые образования сопровождаются ореолом околорудных изменений, для них характерны: высокотемпературные минеральные парагенезисы, четко выраженная метасоматическая зональность и стадийность минерализации. Всего этого нет в рудах вулканогенно-осадочных.

Теория метасоматоза, разработанная Д.С. Коржинским, а затем детализированная в отдельных ее частях В.А. Жариковым, Л.И. Шабининым, А.А. Маракушевым, успешно применяется при конкретных исследованиях рудных объектов и конечно не может быть подменена метаморфогенной моделью. Тем более этого нельзя сделать еще и потому, что в некоторых месторождениях при метасоматическом процессе происходят не только локальная перегруппировка вулканогенно-осадочных руд и изменение их минерального состава, но и существенный дополнительный привнос железа: экстрагирован-

ного из вмещающих вулканитов и интрузивных пород. Об этом, в частности, свидетельствуют обширные ореолы осветленных пород, окружающие рудные залежи.

На всем на этом мы вынуждены останавливаться во введении по той причине, что в настоящее время многие скарновые месторождения без достаточной аргументации "переводятся" в разряд вулканогенно-осадочных метаморфизованных и на этом основании строится якобы новая методика прогнозирования. Разработка новых методов — дело первостепенной важности, но она должна опираться на твердо обоснованные теоретические представления и объективное приложение фактических материалов.

Для объяснения генетических особенностей вулканогенно-осадочных руд мы использовали большой фактический материал, собранный нами при полевых геологических исследованиях, а так же некоторые экспериментальные данные, опубликованные в отечественной и зарубежной литературе.

При написании работы авторы имели возможность делиться своими впечатлениями с академиками В.И. Смирновым и В.А. Кузнецовым, их добрые советы и критические замечания восприняты нами с благодарностью и учтены.

## ГЕОЛОГИЯ, СОСТАВ И ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ СТРАТИФОРМНЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

### КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ

Центральная часть Кузнецкого Алатау уже давно известна как одна из важных железорудных провинций Алтае-Саянской складчатой области. Магнетитовые месторождения и рудопроявления были открыты здесь еще в начале 30-х годов (Монич, 1933; Гореванов, 1933; Васильев, 1934). С этого времени район постоянно привлекал к себе внимание исследователей как возможная сырьевая база черной металлургии Сибири.

Накоплению и существенному углублению знаний по геологии этого труднодоступного района способствовали исследования В.А. Кузнецова, Д.В. Никитина, С.М. Чихачева, В.А. Власова, Г.Ф. Горелова, А.Л. Додина, В.Н. Гурьяновой, А.З. Конигоза, Л.Д. Шелковой, А.Г. Пospelова, С.И. Романчука, А.И. Сажина, А.С. Мухина, В.Ф. Кирилловского, В.П. Студеникина, Ю.Н. Бастаногова, В.Н. Кузнецовой, В.П. Карпенко, В.И. Глотова, Ю.В. Марчука, И.П. Иволина, В.В. Латула и других геологов, выполнивших большой объем поисковых, геолого-съёмочных и геологоразведочных работ.

Усилиями этих геологов были заложены основы современного понимания геологического строения района. Прежде всего была установлена приуроченность железорудных месторождений к северо-восточной ветви Терсинско-Усинской зоны, протягивающейся в субмеридиональном направлении более чем на 60 км от верховьев бассейна р. Черный Июс до среднего течения р. Уса. Краткое изучение отдельных рудопроявлений магнетита в бассейне р. Верхняя Терсь позволило В.К. Моничу отнести эти рудопроявления в то время к типу контактово-метасоматических. В дальнейшем, особенно за последние десятилетия, на территории района выявлено много новых рудных объектов, которые (отчасти по традиции, отчасти просто по аналогии с наиболее изученным Лавреновским месторождением) рассматривались как типичные контактово-метасоматические (Тюлюпо, 1954, 1969; Мухин, Вахрушев, 1959; Додин, 1959; Камаев, 1967; Студеникин, 1970; Чувакин, 1972).

Проведенные нами в 1969-75 гг. детальные исследования структурно-геологической позиции месторождений, минерального и химического составов руд, условий локализации месторождений со всей очевидностью показали, что железоруденение является здесь гетерогенным. Одни объекты обнаруживают характерные черты, свойственные вулканогенно-осадочным месторождениям, другие — относятся к типу метасоматических, третьи — несут признаки маг-

матического генезиса (Дымкин, Пономарев, Пругов, 1974<sub>1,2</sub>). Последние два типа месторождений достаточно полно освещены в работах, опубликованных многими исследователями (Мухин, Вахрушев, 1959; Додин, 1959; Гурьянова, 1959<sub>1</sub>, 1962; Кирилловский, Мухин, Кузнецова, 1966; Камаев, 1966, 1967<sub>1,2</sub>; Камаев, Сергеев, 1966; Тюлюпо, 1969; Мухин, Кирилловский, Бастаногов, 1970; Дымкин и др., 1973, 1974<sub>1,2</sub>), а о вулканогенно-осадочных рудах имеются лишь кратко изложенные в наших работах сведения, но и они, в общем, не раскрывают всей специфики генезиса этих руд. Между тем эти руды, как нам представляется, могут иметь определенный практический интерес и заслуживают подробной характеристики.

Терсинский железорудный район, составляющий основу центральной части Кузнецкого Алатау, охватывает бассейны верховье рек Черный Июс, Верхняя Терсь и Белая Уса. Этот район относится к числу тех геологических объектов, изучение которых позволяет дополнить существующие представления об условиях локализации рудных концентраций, о роли вулканизма в формировании железных руд, о соотношениях окисной и сульфидных фаций в них, о преобразованиях руд в условиях контактового и регионального метаморфизма.

Все эти вопросы с различной степенью детальности рассматриваются в предлагаемой работе.

## Глава 1

### СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

#### Основные типы структур и разрывная тектоника

Тектоническую основу Терсинского железорудного района составляют три крупные структуры: Терсинский кристаллический массив, Июсо-Кибрасская антиклиналь и Канымская синклиналь (рис. 1). К зоне сочленения двух последних структур приурочена основная масса месторождений и рудопроявлений.

Терсинский кристаллический массив — сложное складчатое сооружение антиклинального типа, протягивающееся на многие десятки километров в осевой зоне центральной части Кузнецкого Алатау. Он сложен разнообразными по составу кристаллическими сланцами, гнейсами, мраморами и кварцитами среднего протозоя, среди которых залегают многочисленные преимущественно согласные тела габбро-амфиболитов, огнейсованных диоритов, гранитов, гранулитов и гнейсо-гранитов. Кристаллосланцы протерозоя смяты в напряженные, большей частью изоклинальные складки с размахом крыльев обычно 10–30 м. В сводовых частях складок, а нередко и на крыльях, отмечаются складки более высоких порядков и гофрировка слоев. Азимут простирания крыльев складок варьирует в пределах 300–340°, падение юго-западное, реже северо-восточное, под углами 60–90°. Часто отмечается ундуляция осей складок, при-

чем углы наклона шарниров в вертикальной плоскости обычно не превышают  $35^{\circ}$ .

Июсо-Кибрасская антиклиналь примыкает с северо-востока к Терсинскому кристаллическому массиву, она прослеживается через всю площадь района через истоки рч. Черный Июс в долину среднего течения рч. Верхний Кибрас. Границей между ними служит Кибрасский региональный разлом. В пределах района простирание оси антиклинали плавно меняется с северо-западного на юге до северо-восточного на севере. В этом направлении постепенно увеличивается и ширина структуры примерно от 1 до 5 км и более. В сложении антиклинали принимают участие в основном рифейско-нижнекембрийская осадочно-вулканогенная толща. К замковой части ее приурочены магматические породы сложного многофазного буюского интрузивного комплекса и плагиограниты Лавреновского массива с сопровождающими их метаморфическими и метасоматическими образованиями.

Западное крыло структуры круто погружается на юго-запад и северо-запад под углами  $65-85^{\circ}$ . К нему приурочено Лавреновское месторождение и многочисленные рудопроявления магнетита, расположенные юг-юго-восточнее и север-северо-западнее месторождения. Западное крыло антиклинали частично срезано Кибрасским глубинным разломом, что, по-видимому, способствовало появлению на современном денудационном срезе глубоких горизонтов рифейско-кембрийских отложений.

На западном крыле антиклинали развиты мелкие складки более высоких порядков с размахом крыльев от 1-1,5 до 20-30 м. В замковых частях таких складок нередко отмечается гофрировка слоев. Особенно хорошо выражены складки высоких порядков в долине рч. Лавреновский. Там карбонатно-песчано-сланцевые слои рифей-нижнего кембрия собраны в напряженные изоклинальные антиклинальные и синклинальные складки, нередко опрокидывающиеся на северо-запад. В среднем течении рч. Лавреновский обнажена сундучная складка, характеризующаяся широкой плосковерхой замковой частью, осложненной гофрировкой, с крутыми, близкими к вертикали крыльями. Все оси дополнительных складок погружаются преимущественно на юго-запад под углами  $45-60^{\circ}$ .

Восточное крыло, по данным единичных наблюдений, погружается на северо-восток и юго-восток под углами в  $60-70^{\circ}$ .

Дополнительные складки имеются и на восточном крыле Июсо-Кибрасской структуры, где падение крыльев складок колеблется под углами в пределах  $50-70^{\circ}$ . Такие складки наблюдаются, например, в истоках рч. Черный Июс.

Таким образом, Июсо-Кибрасская структура представляется как слабо асимметричная антиклиналь, ограниченная с запада и востока крупными региональными разломами. Наблюдаемая в отдельных участках напряженная складчатость (особенно вблизи западного разлома) обусловлена, по-видимому, неоднократно возобновляющимися тектоническими подвижками, интенсивность которых с удалением от разлома заметно уменьшается.

Канымская синклинали расположена к востоку от Июсо-Кибрасской антиклинали (рис. 1) и частично, вероятно, перекрывает ее. Синклинали выполнена в основном ниже-среднекембрийскими отложениями, к центральной ее части приурочен Рыбинский стратифицированный массив габброидов. Она является одной из наиболее крупных структурных единиц центральной части Кузнецкого Алатау. Длинная ось синклинали ориентирована в север-северо-западном направлении и составляет более 13 км, а короткая, ориентированная на северо-восток — равна около 9 км. Характерной особенностью этой структуры является быстрое выклинивание в южном направлении.

На территории Терсинского района фактически распространено западное крыло синклинали, которое сравнительно полого погружается на северо-восток, восток и юго-восток под углами  $35-60^\circ$ . В этом крыле структуры на протяжении около 10 км на дневную поверхность выходят слои, прослои и линзы магнетитовых и серноколчедановых руд, образуя сложно построенный рудный горизонт, подчиненный складчатой структуре терригенно-пирокластической толщи. На западном крыле синклинали выявляется обилие дополнительных складок, как гравило с углами падения крыльев  $15-45^\circ$ . Местами в таких складках отмечаются элементы брахискладчатости. Направление осей дополнительных складок обычно подчинено морфологии Канымской синклинали и лишь ближе к центральной части синклинали оси микроскладок имеют преимущественно груборадialную ориентировку. Напряженные складки с погружением крыльев под крутыми углами (до  $80-85^\circ$ ) отмечаются только в экзоконтактовой зоне Рыбинского габброидного массива. Такие складки хорошо видны в русле безымянного правого притока рч. Белая Уса, вытекающего из северного кара гольца Большой Каным, и в каре оз. Предгорное. Размах крыльев складок варьирует в пределах 25-150 м, причем напряженность складок увеличивается при приближении к контактовой поверхности интрузива. Углы падения пород заметно выволаживаются при удалении от Рыбинского плутона на расстояние около 1 км. Эти данные скорее всего свидетельствуют о механическом воздействии интрузии на породы раны.

Пикативные структуры района осложнены повсеместно разрывными нарушениями различного масштаба, сыгравшими определяющую роль в размещении и деятельности вулканизма и глубинного магматизма. Из числа зафиксированных тектонических элементов главенствующее положение занимают крупные разломы северо-западного простирания, наряду с которыми отчетливо проявляются и нарушения субмеридионального, северо-восточного и субширотного простираний.

Через всю территорию района проходит крупный Кибрасский региональный разлом, сопровождающийся системой оперяющих его разрывов. Он прослеживается далеко за пределы района в северо-западном и юго-восточном направлениях. Этот разлом отделяет восточную окраину Терсинского кристаллического массива от ри-

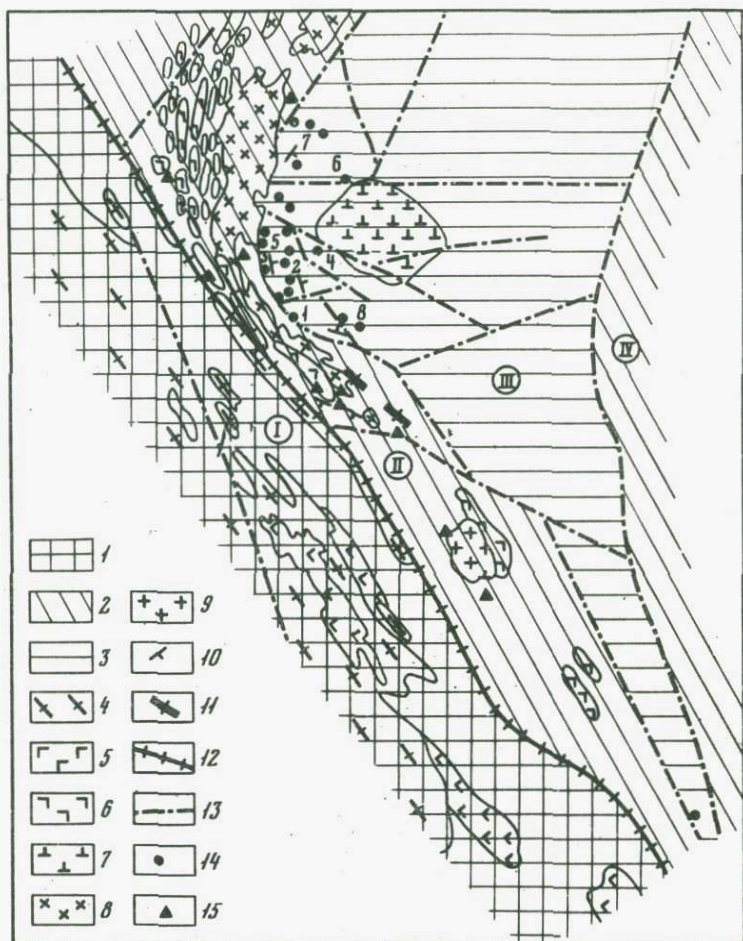


Рис. 1. Структурный план района и схема размещения железорудных месторождений и рудопроявлений

1 — Терсинский кристаллический массив (I), сложенный гнейсами, кристаллическими сланцами, мраморами, кварцитами и мигматитами среднего протерозоя; 2 — антиклинальные структуры: Ижсо-Кибрасская (II), Белоусинская (IV), сложенные метаморфизованными андезито-базальтовыми вулканитами и осадочными породами рифея и нижнего кембрия; 3 — Канымская синклиналь (III), выполненная осадочно-пирокластической толщей нижнего-среднего кембрия; пирокласты диабазового и дацитового состава; 4 — гнейсовидные граниты и гранулиты томского комплекса; 5 — габбро-амфиболиты, гнейсовидные габбро-диориты и диориты тебинского комплекса; 6 — плагиоклазовые пироксениты, диабазы, габбро-диабазы, габбро, габбро-диориты и диориты буйского комплекса; 7 — Рыбинский габбро-норитовый интрузив усинского комплекса; 8 — Лавреновский

фейско-кембрийских отложений. В рельефе разлом четко выражен в виде уступа и хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках. Плоскость сместителя Кибрасского разлома погружается на юго-запад под углами  $70-85^{\circ}$ . По данным Б.М. Тюлюпо (1969), в районе Лавреновского месторождения углы падения сместителя не превышают  $40-50^{\circ}$ . Зона разлома имеет чешуйчатое строение. В ней развиты катаклазиты, милониты и кальцито-хлоритовые сланцы, образовавшиеся в основном по карбонатно-песчано-сланцевым породам и вулканитам рифея-нижнего кембрия. Все породы вблизи разлома изобилуют карбонатно-кварцевыми жилками. В милонитах и катаклазитах присутствуют "обжатые" и окатанные обломки гнейсо-гранитов протерозойского возраста.

С северо-востока к Кибрасскому разлому примыкает мощная (до 3,5-4,5 км) "ослабленная дислоцированная зона", залеченная разновозрастными интрузивными и метасоматическими образованиями. Сформировалась эта зона, по-видимому, еще в позднем докембрии, но впоследствии неоднократно подновлялась, особенно в верхнем кембрии и силуре при консолидации салаирид. Вероятно, к этому времени следует отнести отношения и процессы магматического замещения, широко проявившиеся в зоне. Восточная граница этой зоны подчеркивается прерывистыми участками интенсивного рассланцевания пород и разрывными нарушениями.

В пределах ослабленной зоны породы насыщены трещинами интенсивного кливажа и рассланцевания, местами до образования различных сланцев, например, в истоках и по левому борту рч. Верхний Кибрас. Часто в таких участках проявляются пиритизация и окварцевание, реже к ним приурочены дайки габбро-диоритов и габбро-диабазов.

Разрывные нарушения широко представлены и в пределах Канымской синклинали структуры (см. рис. 1). Здесь они ориентированы в широтном, северо-восточном и частично северо-западном направлениях, определяя на сравнительно небольших участках сложное мозаичное (блоковое) строение западного крыла структуры. К многим нарушениям приурочены дайки основного, среднего и реже кислого состава. Примером может служить дайковый пояс субширотного простирания, обнажающийся в русле рч. Верхняя Терсь,

---

массив кварцевых диоритов, плагиогранитов и альбититов; 9 - Верхне-Кибрасский массив гранодиоритов; 10 - простирание и падение пластов (слоистость); 11 - падение пластов вертикальное; 12 - Кибрасский региональный разлом; 13 - прочие разрывные нарушения; 14 - месторождения и рудопроявления стратиформного типа: 1 - Подхребетное, 2 - Левобережные, 3 - Правобережные, 4 - Надежное, 5 - Миригешские, 6 - Верхнетерсинское, 7 - Черно-Июсские, 8 - Средне-Подхребетные, 9 - Белоусинское; 15 - месторождения и рудопроявления метасоматического типа

ниже устья ее правого притока — рч. Миригеш. Смещения по дизъюнктивам указанного направления, вероятно, незначительные.

Наиболее поздними в районе являются разрывные нарушения субширотного простирания; к ним чаще всего приурочены маломощные дайки одинитов мезозойского возраста.

Анализ тектонических структур Центральной части Кузнецкого Алатау со всей очевидностью показывает, что региональные разломы и менее крупные разрывные нарушения неодновременны, они формировались в течение длительного геологического времени, изменяя направления простирания от субмеридионального до субширотного. Эти нарушения существенно осложняли складчатость, предопределяли блоковое строение района и, наконец, создавали условия для различного рода перемещений, отдельных блоков.

В современном виде совокупность таких нарушений характеризует собой тип тектонической решетки, густота которой в разных участках района далеко не одинакова. Наиболее густая сеть нарушений, как видно на рис. 1 и 2, свойственна структурам, в разрезе которых преобладают продукты вулканической деятельности. Такие участки были, по-видимому, более мобильны и благоприятны для активного вулканизма, становления глубинных пород и формирования железорудных месторождений.

### **Стратиграфическое расчленение вулканогенно-осадочных и метаморфических толщ**

Стратиграфия осадочно-вулканогенных толщ, вмещающих железоруденение, впрочем как и более древних метаморфических образований, в настоящее время разработана недостаточно и пока остается во многом спорной.

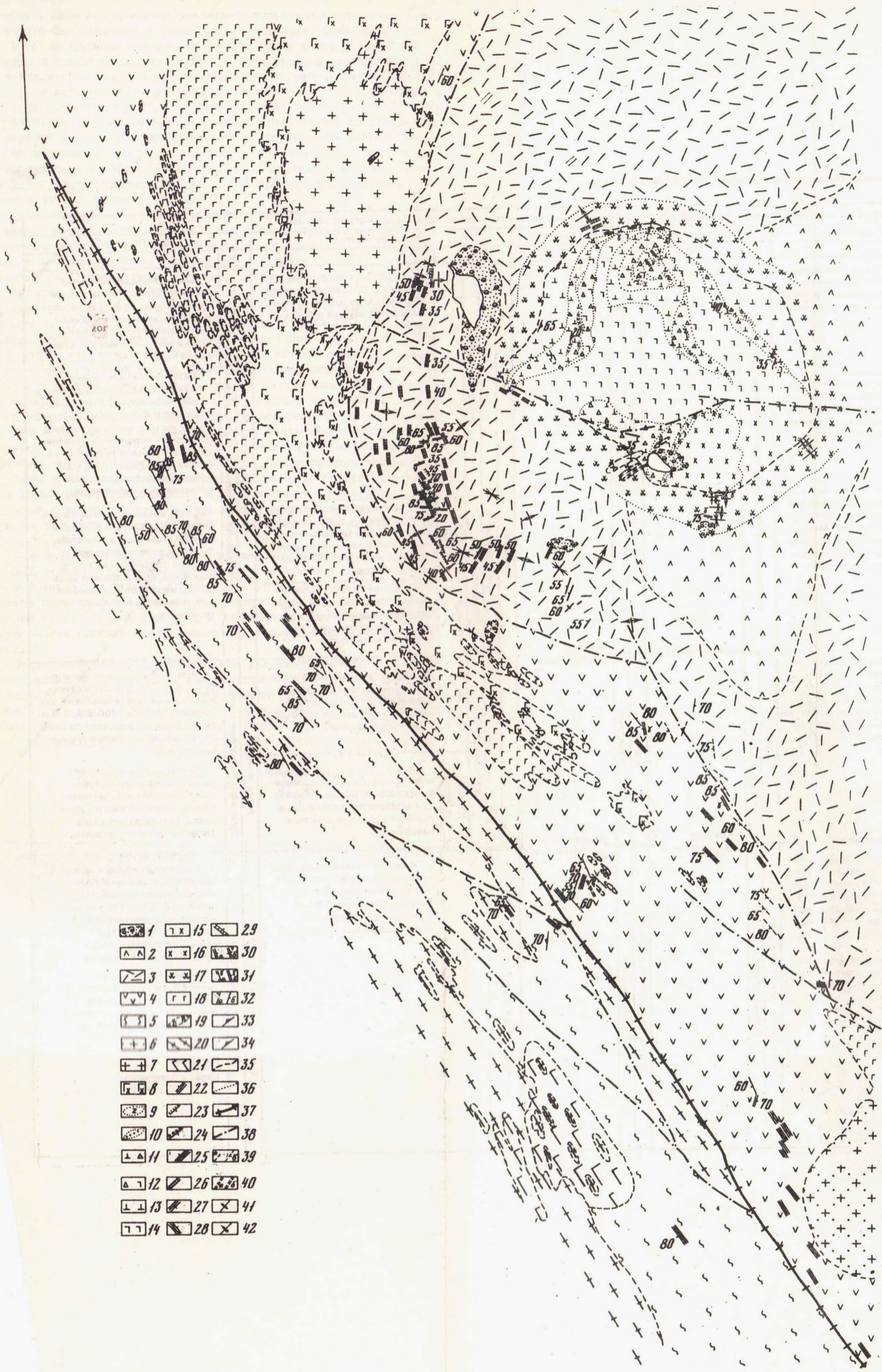
Первое стратиграфическое расчленение осадочно-вулканогенных толщ района было предложено В.К. Моничем. Его построения, основанные бесспорно на детальных, но в основном фрагментарных наблюдениях, к настоящему времени уже устарели и поэтому нет необходимости на них останавливаться.

В дальнейшем по мере проведения более детальных исследований схема В.К. Монича уточнялась и детализировалась А.Л. Додиним, В.П. Студеникиным, Г.Ф. Гореловым, Б.М. Тюлюпо, Ю.Н. Бастаноговым. Их представления о стратиграфии района приведены в табл. 1.

Не вдаваясь в подробности разбора этих схем, необходимо, однако, отметить, что представления А.Л. Додина, В.П. Студеникина и Ю.Н. Бастаногова о стратиграфически единой осадочно-вулканогенной толще выделяемой этими исследователями в мундыбашскую (ханымскую) свиту, не подтвердились. Детальное изучение вулканогенно-осадочных отложений, примыкающих с северо-востока к Терсйнскому кристаллическому массиву, позволило расчленить их на две толщи. Нижняя толща представлена преимущественно андезитовыми порфиритами и перемежающимися с ними туфами среднего

Рис. 2. Схематическая геологическая карта Терсинского железорудного района

1 - морены; 2 - диабазовые порфириты с маломощными горизонтами и прослоями разнообломочных туфов и туффитов такого же состава; 3 - дацитовые порфиры, лавобрекчии умеренно кислые, маломощные покровы диабазовых порфиритов, разнообломочные туфы дацитовые и смешанные диабазодацитовые, кремнистые туффиты, линзы и прослои разнозернистых песчаников, алевролитов, гравелитов, кварцитов, доломитов, магнезиальных известняков, железных и серно-колчеданных руд; 4 - зеленокаменные андезитовые и андезито-базальтовые порфириты, туфы андезито-базальтовые, зеленые сланцы альбит-хлорит-актинолит-эпидотовые, слои, прослои и линзы метаморфизованных алевролитов, алевропелитов, известняков, микрокварцитов и лидитов; 5 - гранатсодержащие гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы биотит-эпидот-плаггиоклаз-амфиболовые, кварциты, мраморы, графитистые и хлоритсодержащие кварц-плаггиоклазовые сланцы, прослои кварц-гематит-магнетитовых руд; 6 - гранодиориты, граниты; 7 - плаггиограниты, плаггиогранит-аплиты, альбититы; 8 - кварцевые диориты; 9 - плаггиоклазсодержащие клинопироксениты, оливковые пироксениты; 10 - анортозиты; 11 - оливковые габбро-нориты; 12 - оливковые габбро; 13 - габбро-нориты; 14 - нормальные и роговообманковые габбро; 15 - кварцсодержащие роговообманковые габбро и габбро-диориты; 16 - диориты, кварцсодержащие и кварцевые диориты (тоналиты); 17 - плаггиоклаз-биотит-роговообманковые, биотит-роговообманковые и пироксеновые роговики; 18 - метаморфизованные нормальные и роговообманковые габбро, габбро-диориты, диориты, габбро-диабазы и диабазы; 19 - плаггиоклазсодержащие пироксениты, габбро-пироксениты; 20 - гнейсовидные одно- и двуслоянные граниты, плаггиограниты, гранулиты, мигматиты, гнейсо-граниты; 21 - гнейсовидные габбро-пироксениты, габбро, габбро-амфиболиты, габбро-диориты; 22 - доломиты, магнезиальные известняки; 23 - разнозернистые песчаники; 24 - гравелиты; 25 - тонко- и микрополосчатые (слоистые) магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды; 26 - серно-колчеданные руды; 27 - мраморизованные известняки; 28 - мраморы; 29 - графитовые сланцы; 30 - дайка пород среднего основного состава и залегания контактовой поверхности ее (а), простирающие вертикальной дайкой (б); 31 - дайка пород гранитного состава; 32 - нормальное (а) залегание пластов (слоистости) и вертикальное падение (б) слоистости; 33, 34 - элементы залегания; 33 - гнейсовидности, 34 - магматической слоистости и полосчатости; 35, 36 - контакты; 35 - местоположение контакта определено приблизительно, главным образом по элювию и делювию, 36 - характеризующийся постепенным переходом одного типа пород в другой; 37, 38 - разрывные нарушения; 39, 40 - элементы залегания; 39 - сланцеватости или листоватости, 40 - зон интенсивного расщелачивания пород; 41, 42 - оси; 41 - антиклинали, 42 - синклинали



1	15	29
2	16	30
3	17	31
4	18	32
5	19	33
6	20	34
7	21	35
8	22	36
9	23	37
10	24	38
11	25	39
12	26	40
13	27	41
14	28	42



состава; явно подчиненным развитием пользуются горизонты лав андезито-базальтового и базальтового составов; базальная пачка этой толщи сложена песчано-сланцами, среди которых имеются пласты и линзы мраморизованных известняков и кремнистых сланцев (лидитов). Верхняя существенно терригенно-пирокластическая толща, в которой эффузивы ограничены и представлены в основном дацитовыми порфиритами и, в меньшей мере, диабазовыми порфиритами. Нижняя осадочно-вулканогенная толща по сравнению с верхней испытала более напряженные пликативные дислокации; в ней преобладают складки линейного типа, нередко с опрокидыванием крыльев и гофрировкой в сводовых частях. В верхней толще наряду с напряженными складками фиксируются брахискладки с пологими углами падения ( $30-55^{\circ}$ ).

Сопоставление элементов залегания поверхностей покровных эффузивов, полосчатости в туфах, слоистости в туффитах и залегания прослоев карбонатных и других осадочных пород этих толщ, например, в бассейнах ручьев Заповедный и Лавреновский, с одной стороны, и рч. Подхребетный, с другой, обнаруживает их структурное несогласие. Азимут простирания пород нижней толщи -  $320-340^{\circ}$ , падение юго-западное или северо-восточное под углами  $55-85^{\circ}$ ; азимут простирания пород верхней толщи -  $340-40^{\circ}$ , падение северо-восточное, восточное и северо-западное под углами  $30-55^{\circ}$ . Как видно, структуры верхней толщи под острым углом примыкают к структурам нижней толщи. Этот факт можно объяснить либо перерывом и стратиграфическим несогласием, либо наличием дизъюнктивного нарушения. Доводом в пользу последнего является мощная зона расщепления пород, наблюдаемая на водоразделе ручьев Подхребетный - Заповедный и прослеживаемая далее в юго-восточном направлении. В северном продолжении к этой тектонической зоне приурочены метасоматические образования Лавреновского массива.

Выделение толщи различаются и степенью метаморфизма. Нижняя толща повсеместно испытала региональный метаморфизм фации зеленых сланцев, верхняя - либо контактивное воздействие интрузивных тел, либо ограничивается только зонами тектонических нарушений.

Все осадочные, эффузивные и вулканокластические компоненты нижней толщи, в основном, относятся к морским и сравнительно неглубоководным фациям. Они формировались в условиях относительно пологих форм рельефа и, по-видимому, линейного типа излияний основных лав. Все это, в конечном счете, и предопределило образование плоских протяженных тел андезито-базальтового состава.

Формирование верхней толщи, как указывают многие факты, осуществлялось в мелководных или отчасти даже в наземных условиях, и лишь отдельные участки характеризуют субаквальную среду с накоплением нормально-осадочных отложений, типичных для морских фаций. Ряд структурных признаков (размер пирокластических частиц, их количество, агрегатное состояние и т.п.), состав, морфо-

логия и размещение пирокластов позволяют предполагать, что во время накопления верхней толщи преобладали извержения центрального типа, создавшие крупные вулканические постройки, вероятно, изредка возвышавшиеся над уровнем моря.

Таким образом, предложенное нами стратиграфическое расчленение метаморфических и осадочно-вулканогенных толщ Терсинского района сделано на основе следующих фактов: 1) различие литофациального облика; 2) не одинаковая степень метаморфизма и 3) характер и план пликтивных дислокаций. Исходя из этого выделяются толщи: 4) метаморфическая, б) осадочно-вулканогенная и в) железоносная терригенно-пирокластическая, каждая из которых имеет, вероятно, самостоятельное стратиграфическое значение. Однако относительно возрастного положения этих толщ необходимо сделать ряд замечаний. Тем более, что возраст метаморфических образований района Кузнецкого Алатау в целом окончательно и однозначно не решен. Одни исследователи (В.А. Кузнецов, 1940; Монич, 1941; Додин, 1958; А. Поспелов, 1963 и др.,) относили их к архею (?)—нижнему протерозою и рассматривали как продукты древнейшего тектоно-магматического цикла, другие — (Никитин, 1940; Хоментовский, 1959, 1960; и др.) считали метаморфическими аналогами рифейско-нижнепалеозойских отложений, развитых в поясах высокой проницаемости глубинных метаморфизующих растворов. В настоящее время большинство геологов склоняются к мысли, что возраст метаморфической толщи протерозойский. При этом высказывается предположение, что эта толща испытала в дорифейское время полную линейную складчатость и глубокий региональный метаморфизм (В.А. Кузнецов, 1967; Кляровский, 1972).

Следует подчеркнуть, что метаморфиты Терсинского района обычно относят в состав терсинской свиты, которая, согласно стратиграфической схемы, принятой в 1965 г. Межведомственным совещанием по унифицированию стратиграфических схем Средней Сибири, относится к среднему протерозою.

Выделенная нами осадочно-вулканогенная толща формировалась, вероятно, в рифейско-нижнекембрийское время. По литолого-петрографическому составу, метаморфизму и сингенетическим интрузиям габбро-диабазового состава эта толща идентична вулканогенным сериям, широко проявившимся в позднем докембрианском кембрии в других районах Кузнецкого Алатау и Горной Шории (Ю.А. Кузнецов, 1960, 1967; Белоусов и др., 1969, 1974 и др.). В результате сопоставления петрохимических особенностей андезито-базальтовых порфиритов исследуемого нами района с рифейско-нижнекембрийскими базальтоидами других районов Алтае-Саянской складчатой области, проведенного В.С. Чувакным и В.И. Лельчуком (1972) была установлена полная сходимость.

При определении возраста железоносной терригенно-пирокластической толщи следует прежде всего учитывать факт, установленный В.К. Моничем, А.Л. Додиним, В.П. Студеникиным и другими геолога-

ми, более высокого стратиграфического положения отложений этой толщи по отношению к известнякам усинской свиты.

В 1973 г. нами опробывалось несколько прослоев карбонатных пород толщи для споропыльцевого анализа. В пробе из мраморизованных известняков, обнажающихся в нижнем течении рч. Миригеш, В.Г. Пятилетов обнаружил в большом количестве микрофоссилии вида *Protosphaeridium densum* Tim, широко распространенных в верхнем протерозое – кембрии включительно, и единичные формы *Leiosphaeridia* Sp. и *Strictosphaeridium sinarticuliferum* Tim, характерные преимущественно для венда-нижнего кембрия включительно. Кроме того, по сообщению Ю.В. Миртова, в бассейне рч. Успенка в основании прослоя туфов умеренно кислого состава залегают конгломераты, содержащие гальку известняков с археоциатами нижнекембрийского возраста.

Приведенные данные свидетельствуют об ошибочном мнении И.П. Иволина, Ю.Н. Бастаногова, В.И. Глотова и других геологов относительно рифейского возраста отложений, объединенных нами в железоносную терригенно-пирокластическую толщу; вероятнее всего формирование толщи относится к нижнему-среднему кембрию.

Остановимся на характеристике выделенных толщ в их стратиграфической последовательности, используя главным образом собственные материалы, а частично и изложенные уже ранее в ряде наших статей (Дымкин и др., 1973, 1974<sup>1,2</sup>; Дымкин, Пругов, 1976; Леснов и др., 1976; Пругов, 1977).

Метаморфическая толща среднего протерозоя. Древнейшие метаморфические образования слагают юго-западную часть района. Узкой полосой они прослеживаются в северо-западном направлении от водораздела ручьев Верхний Кибрас – Сентябрьский до истоков рч. Шат (см. рис. 2).

Метаморфическая толща имеет преимущественно кристаллосланцевый состав при резко подчиненном количестве карбонатных пород. Кристаллические сланцы характеризуются весьма разнообразным составом. Среди них отчетливо выделяются породы, возникшие за счет первично-магматических и первично-осадочных образований. Наибольшим распространением пользуются плагиоклаз-амфиболовые, кварц-плагиоклаз-слюдяные, эпидот-амфиболовые, хлорит-плагиоклаз-слюдяные, графит-плагиоклаз-кварц-хлоритовые и тремолит-карбонатные сланцы. Кварциты, мраморы и графитовые сланцы фиксируются в виде маломощных слоев, прослоев и линз. Гранатосодержащие гнейсы пользуются также ограниченным распространением. Среди метаморфитов изредка встречаются небольшие прослои ставролит-слюдяных сланцев и андалузитовых кварцитов. Они подробно описаны В.А. Кузнецовым (1940) в бассейне рч. Маганаковой.

Главные петрографические особенности основных типов горных пород этой толщи приведены в табл. 2. По минеральным парагенезисам кристаллические сланцы подразделены на две группы: 1) породы, не содержащие хлорита, существенно биотит-эпидот-плагиоклаз-амфиболовые; 2) хлоритсодержащие, преобладающие кварц-по-

Таблица 2

Петрографическая характеристика пород метаморфической толщи

Петрографический тип породы	Текстура	Структура	Минеральный состав
Гранатсодержащие гнейсы	Сланцеватая плоскопараллельная, линзовидная, массивная	Граноленидობластовая, пойкилобластовая, гранобластовая	Ортоклаз - 0-25%; микроклин - 0-20%; кварц - 15-30%; плагиоклаз (№ 5-20) - 15-25%; биотит - 3-7%; мусковит - 0-5%; обыкновенная роговая обманка - единичные зерна; гранат-единичные зерна - 4%; циркон, магнетит, сфен, апатит
Биотит-эпидот-плагиоклаз-амфиболовые кристаллические сланцы	Сланцеватая, линейно-параллельная и плоско-параллельная	Гранонематобластовая, граюлелидობластовая, пойкилобластовая, гранобластовая	Обыкновенная роговая обманка * ( $N_g = 1,673-1,675$ ; $N_p = 1,648-1,649$ ; $cN_g = 14-16^\circ$ ; $-2V = 80-85^\circ$ ; $f^{**} = 40-42\%$ ) - 10-85%; плагиоклаз*** (№ 26-41) - 5-65%; эпидот ( $N_g-N_p = 0,033$ ) - 5-20%; биотит ( $N_m = 1,635$ ; $f = 50\%$ ) - 0-25%; кварц - 0,10%; апатит, сфен, магнетит, пирротин, пирит
Кварциты	Тонко- и мелкополосчатая, слоисто-сланцеватая	Гранобластовая, нематогранобластовая	Кварц - 85-95%; обыкновенная роговая обманка ( $N_g = 1,668$ ; $N_p = 1,642$ ; $f = 36\%$ ) - 3-10%; графит, магнетит, пирит
Тремолитовые мраморы	Стебельчатая, массивная	Гранонематобластовая, сноповидная	Кальцит ( $N_o = 1,665$ ) - 55-85%; тремолит ( $N_g = 1,632$ ; $-2V = 83-85^\circ$ ) - 15-40%; кварц, рудный минерал
Пироксен-амфиболовые мраморы	Неправильно-полосчатая, массивная	Гранобластовая	Кальцит ( $N_o = 1,664$ ) - 60-80%; обыкновенная роговая обманка ( $N_g = 1,698$ ; $-2V = 73-75^\circ$ ; $f = 37\%$ ) - 10-15%; пироксен ( $N_p = 1,705$ ; $+2V = 58-60^\circ$ ) - $En_{27}Wo_{47}Fs_{26}$ - 5-15%; плагиоклаз ( $N_g = 1,553$ ; $+2V = 80^\circ$ ; № 37); кварц, микроскопическая сыпь рудного минерала
Кальцитовые мраморы	Массивная, полосчатая, слоисто-сланцеватая	Гетерогранобластовая	Кальцит ( $N_o = 1,665$ ) - 80-95%; кварц; плагиоклаз (№ 10-13); мусковит ( $N_g = 1,592$ ; $N_p = 1,556$ ); амфибол актинолитового ряда; графит, магнетит, пирротин; пирит

Таблица 2 (окончание)

Петрографический тип породы	Текстура	Структура	Минеральный состав
Хлоритсо- держащие кварц-пла- гиоклазовые кристалли- ческие сланцы	Слоистая, слан- цеватая, поло- счатая, сло- исто-сланцева- тая, плоско- параллельная, свилеватая	Гранонемато- бластовая, ле- пидогранобла- стовая, фибро- бластовая, гра- нобластовая, порфиробласто- вая	Плагиоклаз (№ 5-15), кварц, хлорит, амфибол актинолитового ряда, эпидот (клиноцоизит), мус- ковит, биотит, апатит, сфен, шун- гит, магнетит, пирит, пирротин, халькопирит, халькозин; количест- венные отношения изменяются в пределах от существенно кварц- плагиоклазовых до эпидот-амфи- бол-хлоритовых сланцев
Графитистые и графито- вые сланцы	Свилеватая, очковая, слан- цеватая	Гелицитовая, фибробластовая, порфиробласто- вая, граноне- матобластовая	Графит - 10-75%; кварц, плаги- оклаз (№ 5-10), хлорит, амфи- бол актинолитового ряда, эпидот, мусковит, пирит, пирротин, халь- копирит
Кварц-ге- матит-маг- нетитовые руды	Полосчатая, реже массив- ная	Гранобластовая гранолепидо- бластовая	Гематит - 5-20%; магнетит - 15-55%; кварц - 5-45%; биотит - 0-10%; хлорит - 0-5%; пирротин - единичные зерна; халькопирит - единичные зерна

\*Здесь и далее состав породообразующих минералов определялся по таблицам В.Е.Трегера (1968);

\*\* Общая железистость минералов (f) - по соответствующим диаграммам В.С.Со-  
болева (1950), Е.А.Костюк (1970) и Е.Н.Ушаковой (1971);

\*\*\* Состав плагиоклаза определялся непосредственным замером на столике Федорова.

левошпатовые. Для состава первой группы амфиболы являются наи-  
более распространенными, а все остальные минералы находятся в  
меньших количествах и далеко не всегда. Поэтому на отдельных  
участках толщи встречаются следующие кристаллосланцы: плагио-  
клаз-амфиболовые, эпидот-плагиоклаз-амфиболовые, биотит-эпидот-  
амфиболовые и т.п. Все эти разновидности сланцев можно наблю-  
дать в одной грубополосчатой пачке, отдельные полосы которой и  
составляют перечисленные разности метаморфитов. Изменение ми-  
неральных ассоциаций между полосами обычно происходит постепен-  
но, но иногда довольно резко.

Характеризуя минеральные ассоциации кристаллосланцев, следует  
оттенить три наиболее существенных момента. Во-первых, амфиболы  
представлены обыкновенной роговой обманкой, а не актинолитом,  
как это обычно бывает для пород фации зеленых сланцев. Во-вто-  
рых, плагиоклаз содержит значительное количество аюритовой  
молекулы. В-третьих, совместно с плагиоклазом (олигоклаз-анде-  
зином) в сланцах часто присутствует эпидот. Такой парагенезис

указывает на формирование кристаллосланцев в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Хлоритсодержащие кварц-плагиоклазовые сланцы слагают верхние уровни метаморфической толщи и пространственно приурочены к Кибрасскому региональному разлому. Среди них также можно выделить различные петрографические типы, состав которых варьирует от преимущественно кварц-плагиоклазовых до амфибол-эпидот-хлоритовых. Для всех разновидностей пород характерна четко выраженная сланцевитость, а местами сохранились реликты слоистости. В средней части зеленосланцевой пачки в составе пород отмечаются значительное количество графита и обилие маломощных линз мраморов.

Практически интересными могут оказаться гематит-магнетитовые руды, напоминающие по морфологическим признакам и составу железистые кварциты. Впервые такие руды в составе метаморфической толщи были обнаружены Г.Ф. Гореловым в 1950 г. в аллювиальных отложениях левых притоков рч. Сентябрьский. В настоящее время аналогичные руды известны в бассейне рч. Сентябрьский и в верховьях рч. Шат, в долине ее правого притока кл. Мраморного. Железистые кварциты слагают маломощные (0,4-6,0 м) тела, залегающие среди кристаллосланцев преимущественно кварц-плагиоклаз (альбит-олигоклаз)-биотитового состава.

Судя по минеральным парагенезисам (кварц + плагиоклаз + хлориты + амфиболы (актинолит-тремолитового ряда) + эпидот (клиноцоизит) + биотит + мусковит) и приуроченности зеленосланцевой пачки к зоне разлома, не исключено, что это - типичные диафториты, образовавшиеся при регрессивном метаморфизме пород эпидот-амфиболитовой фации в зоне Кибрасского регионального разлома.

Осадочно-вулканогенная толща рифея-нижнего кембрия располагается восточнее кристаллических сланцев и слагает довольно широкую (2-5 км) полосу, простирающуюся в северо-западном направлении от средней части бассейна рч. Верхний Кибрас до истоков рч. Шат (см. рис. 2). В юго-восточном и северо-западном направлениях толща прослеживается и далее за пределами изученного нами района. Границей между породами рифея-нижнего кембрия и метаморфитами среднего протерозоя служит региональный разлом.

Описываемая осадочно-вулканогенная толща представляет особый интерес, так как в ее пределах локализованы Заповедное, Лавреновское и Верхне-Кибрасское железорудные месторождения, Савельевское, Шатское и другие рудопроявления, цепочкой прослеженные по простиранию толщи на расстояние около 20 км.

Среди рифейско-нижнекембрийских образований преобладают эффузивы среднего-основного состава, подчиненно развиты пирокластические и осадочные породы. Нижняя часть толщи вскрыта глубоко врезанной долиной рч. Лавреновский и представлена последовательным чередованием метаморфизованных песчаников, алевролитов, кремнистых сланцев, мраморизованных известняков и хлоритовых сланцев. Эта пачка содержит небольшие (5-6 м) тела габбро-диоритов,

Таблица 3

Петрографическая характеристика пород осадочно-вулканогенной толщи

Петрографический тип породы	Текстура	Структура	Минеральный состав
Мраморизованные и доломитизированные известняки	Массивная, слоистая, слоисто-сланцеватая, стилолитовая	Мраморовидная (гетерогранобластовая), зубчатая, мозаичная, участками пелитоморфная	Кальцит ( $N_o = 1,657$ ) - 60-95%; доломит ( $N_o = 1,705$ ) - 3-25%; примеси: кварц, альбит, хлорит, амфибол актинолитового ряда, мусковит, хлопьевидный черный битумный материал, сфен, эпидот, графит, сидерит, гематит, магнетит, пирит, пирротин, волластонит; гроссуляр, диоксид
Метаморфизованные алевропелиты, псаммитово-пелитовые и псаммитовые алевролиты	Слоистая (местами с элементами градиционной слоистости), сланцеватая, полоччатая, свилеватая	Бластоалевролитовая, бластоалевропелитовая, бластосаммитоалевритовая; бластосаммитовая, микрогранобластовая, микролепидогранобластовая, микролепидобластовая, фибробластовая	Основные минералы: кварц, альбит, альбит-олигоклаз ( $N_p = 1,526$ ; $N_g = 1,537$ ; $N_6 = 0-12$ ) - различные количественные сочетания, нередко посплоино; примеси; кальцит ( $N_e = 1,500$ ; $N_o = 1,670$ ), хлорит, эпидот, амфибол актинолитового ряда, мусковит, сфен, калиевый полевой шпат, магнетит, пирит, пирротин
Лидиты, микрокварциты	Сланцеватая, полосчатая, микроплойчатая, микрослоистая	Микрогранобластовая, микролепидогранобластовая	Кварц; примеси: альбит, серицит, хлорит, эпидот, пелитоморфное углистое вещество, кальцит, амфибол актинолитового ряда
Зеленокаменные андезитобазальтовые порфиры	Массивная, флюидальная, миндалекаменная, сланцеватая	Порфировая, микроструктура основной ткани - гиалопилитовая, пилотакситовая, микролитовая, микродиабазовая, гранобластовая, пойкилобластовая	Вкрапленники: плагиоклаз (олигоклаз-андезин № 27-40); моноклинный пироксен ( $cN_g = 38^{\circ}$ ; $N_g - N_p = 0,030$ ); бурая роговая обманка ( $N_g = 1,696$ ; $N_p = 1,670$ ; $cN_g = 9-13^{\circ}$ ; $-2V = 70-74^{\circ}$ ; $f = 42\%$ ); зеленая роговая обманка ( $f = 39\%$ ; $N_g = 1,671$ ; $N_p = 1,642$ ); кварц. Основная масса: плагиоклаз [альбит-олигоклаз ( $N_g = 1,536$ ; $N_p = 1,526$ ; $N_6 11-16$ )]; моноклинный пироксен; амфибол актинолитового ряда ( $N_g = 1,653$ ; $N_p = 1,630$ ; $cN_g = 15-21^{\circ}$ ; $-2V = 70^{\circ}$ ; $f = 32\%$ ); хлорит ( $N_m = 1,615-1,622$ ; изотропный или аномальная красно-фиолетовая окраска - магнезиально-железистый прохлорит); эпидот ( $N_g = 1,748-1,770$ ; $N_p = 1,719-1,727$ ; $N_g - N_p = 0,029-0,043$ );

Таблица 3 (окончание)

Петрографический тип породы	Текстура	Структура	Минеральный состав
Зеленые сланцы	Порфиробластовая, сланцевато-волокнистая, бласто-катакластическая, лепидобластовая	Тонко-сланцеватая, линзовидно-сланцеватая, сланцевато-свилеватая; сланцевато-милонитовая; свилеватая	-2V = 70-72°; поизит (Ng = 1,707-1,709; Np = 1,704-1,705; Ng-Np = 0,005); тальк, апатит, сфен, магнетит, пирит, пирротин, халькопирит; миндалины выполнены хлоритом, эпидотом, кальцитом, магнетитом, халцедоном, гематитом Альбит (№ 5-11); хлорит (Nm = 1,612-1,640); амфибол актинолитового ряда (Ng = 1,658; cNg = 17°; f = 34%); эпидот (Ng = 1,753; Np = 1,721); кварц; кальцит (No = 1,655); серицит, магнетит, лейкоксен; пирит; пирротин; халькопирит

которые рассматриваются как послынные залежи типа силлов, и в меньшей мере — дайки, секущие слоистую толщу под острым углом.

Выше по разрезу карбонатно-песчано-сланцевая пачка сменяется мощными покровами афиритовых и порфиритовых лав андезитового, андезито-базальтового и местами базальтового состава с их пирокластами, среди которых встречаются прослои мраморизованных известняков. В верхней части этой пачки эффузивы становятся более кислыми. Так, в рудном поле Лавреновского месторождения и по правому борту рч. Заповедного (в его верховьях) среди андезитовых порфиритов отмечаются эффузивы, отвечающие по составу андезито-дацитам с вкрапленниками кварца. Между андезитовыми и дацито-андезитовыми порфиритами устанавливается постельный переход. Вулканы вмещают многочисленные, преимущественно конкордантные, тела плагиопироксенитов, габбро-диабазов, габбро, габбро-диоритов и диоритов. В этой пачке вулканитов локализованы многочисленные тела магнетитовых руд (Савельевское, Шатское и др. рудопроявления) и в том числе рудные тела Заповедного, Лавреновского и Верхне-Кибрасского месторождений.

Видимая верхняя часть разреза толщи, обнаженная на водоразделе ручьев Верхний Кибрас — Заповедный, сложена терригенно-пирокластическими породами. Эта пачка включает туфопесчаники, туффиты, графитоносные и битуминозные известняки и небольшое количество алевроглинистых сланцев.

Мощности пачек составляют: базальной приблизительно 200 м, средней — 700 м, верхней — 200–250 м. Таким образом, общая мощность толщи составляет, по нашим данным, 1100–1250 м.

Краткая петрографическая характеристика основных типов пород рифейско-нижнекембрийской толщи приведена в табл. 3. Все вулканы средне-основного состава охарактеризованы как "зеленокаменные андезиты-базальтовые порфириты". Среди них имеются андезитовые, андезито-базальтовые, базальтовые и дацито-андезитовые порфириты, претерпевшие зеленокаменное изменение, лавобрекчии и туфобрекчии, состоящие из обломков андезитовых и базальтовых порфиритов, сцементированных эффузивами и рыхлым вулканическим материалом, впоследствии также испытавшим зеленокаменное преобразование.

Объединение вулканогенных пород в общем разного состава в одну группу связано с тем, что в шлифах далеко не каждый раз можно определенно установить исходный состав эффузивов, поскольку они претерпели значительные изменения. Главные их минералы — плагиоклаз, пироксен, роговая обманка — практически не сохранились; все они большей частью замещены альбитом, хлоритом, актинолитовым амфиболом, эпидотом и кальцитом. В некоторых случаях вулканы распознаются только благодаря псевдоморфному развитию гистерогенной минерализации и сохранению в общем виде порфириновой, флюидальной и других структур, присущих эффузивам. Изредка удается видеть обломочное строение отдельных пород, что позволяет предполагать их взрывную природу. Макроскопически подразделить вулканогенные породы, за исключением, пожалуй, только дацито-андезитовых порфиритов и, может быть, грубообломочных туфов, практически невозможно.

Анализ имеющегося в нашем распоряжении фактического материала позволяет наметить несколько этапов метаморфизма. Кроме зеленокаменного метаморфического перерождения пород, вулканы в отдельных участках претерпели динамотермальный метаморфизм и метасоматические изменения.

Зеленокаменное метаморфическое превращение пород проявилось в районе повсеместно. С ним связана девитрификация стекла в эффузивных породах, выразившаяся в полном замещении его микрочешуйчатыми агрегатами хлорита с примесью тонкораспыленного магнетита и, отчасти, по-видимому, серицитизации и сосюритизации вкрапленников и микролитов плагиоклаза и хлоритизации темноцветных минералов.

Динамотермальный метаморфизм в этих породах более ограничен по площади. Наиболее четко он проявился в участках, прилегающих к региональному разлому, к зонам дробления, катаклаза и интенсивного расщепления пород. Динамометаморфизм выразился в раздроблении пород, что значительно способствовало дальнейшему замещению первичных породообразующих минералов вторичными. Катаклаз вулкаников сопровождался нарушением первичного текстурно-структурного рисунка и образованием катакластических, местами

Таблица 4

Химический состав зеленокаменных андезитов-базальтовых пор-

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	44,99	46,39	47,49	49,75	51,12	52,14	52,14	52,73
TiO <sub>2</sub>	0,67	0,54	0,90	Не обн.	1,08	1,01	0,54	Не обн.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,03	18,83	19,72	14,89	18,74	18,97	17,66	17,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,82	5,70	4,36	6,54	3,03	2,59	5,36	4,50
FeO	6,12	5,29	5,84	7,98	8,49	7,25	4,31	9,31
Mn	0,20	0,19	0,18	Не обн.	0,19	0,17	0,16	0,18
MgO	6,87	5,96	6,87	5,99	4,66	5,16	4,25	4,52
CaO	12,65	8,86	8,01	7,55	3,95	3,24	9,56	2,60
Na <sub>2</sub> O	0,53	2,36	2,82	2,50	5,37	5,60	2,10	4,29
K <sub>2</sub> O	0,08	0,10	0,12	0,28	0,27	0,49	0,15	0,31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,005	0,069	0,23	Не обн.	0,16	0,10	0,11	0,12
П.п.п.	4,91	4,71	4,16	3,25	2,91	3,42	4,06	2,87
Сумма	99,87	98,87	100,70	98,73	99,90	99,88	100,38	99,91

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

a	1,5	5,9	6,8	6,2	12,5	13,0	5,2	9,6
c	11,8	11,0	10,5	7,4	4,9	4,0	10,2	3,0
b	29,7	23,6	23,5	26,7	24,0	21,8	19,6	28,7
s	57,0	59,5	59,2	59,7	58,6	61,2	65,0	58,7
f'	40,2	48,0	44,0	51,5	50,0	41,0	49,0	43,6
m'	42,8	47,8	53,5	40,0	36,2	39,0	39,5	26,0
c'	17,0	4,2	a'=2,5	8,5	13,8	a'=20,0	11,5	a'=30,4
n	90,0	97,0	98,0	93,0	97,0	95,0	97,0	96,0
φ	18,0	23,2	17,6	22,0	11,8	10,0	25,5	13,0
t	1,2	0,9	1,38	-	1,6	1,5	0,8	-
Q	-0,8	-3,8	-5,7	-0,4	+7,3	-7,6	+9,4	-4,8
a/c	0,13	0,5	0,65	0,84	2,5	3,25	0,51	3,2
f/m	0,94	1,02	0,82	1,3	1,4	1,05	1,24	1,7

1-7 - порфирит: 1 - зеленокаменный базальтовый, 2 - зеленокаменный андезитов-базальтовый, 3 - эпидотизированный, 4 - эпидотизированный андезитов-базальтовый, 5-6 - метаморфизованный миндалекаменный андезитов-базальтовый, 7 - зеленокаменный андезитовый; 8 - метаморфизованный туф основного состава; 9-11 - зеленокаменный андезитовый порфирит; 12 - актинолит-эпидотовый сланец; 13-17 - сланцы: 13 - альбит-эпидот-хло-

фиритов и зеленых сланцев (в вес. %)

	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	52,25	53,96	56,41	40,60	45,43	45,65	48,0	50,01	55,15
	0,90	0,60	Не обн.	Не обн.	2,16	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
	17,57	17,75	14,34	16,33	15,57	16,15	19,75	15,89	16,69
	3,28	3,73	2,62	5,85	2,19	8,48	1,93	4,22	3,94
	3,94	4,97	6,40	8,78	9,41	7,17	8,84	9,36	5,70
	0,13	0,19	0,18	Не обн.	0,21	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
	4,35	3,03	2,02	10,57	6,88	7,05	7,18	5,67	6,15
	12,51	7,31	5,91	12,76	8,31	9,35	3,33	6,23	5,97
	4,20	4,70	4,40	0,16	3,15	2,15	5,00	1,84	3,25
	0,19	0,07	0,07	0,17	0,11	0,35	0,30	0,80	0,07
	0,09	0,27	0,10	Не обн.	0,12	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
	1,25	4,68	6,10	3,95	5,34	3,10	4,25	4,88	3,75
	100,66	100,27	99,15	99,17	98,88	99,41	98,58	98,90	100,67

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

	9,7	11,1	10,6	0,7	7,6	5,5	11,6	5,6	7,5
	7,1	7,1	5,1	12,0	3,6	8,6	4,1	8,2	7,5
	22,5	16,2	15,7	38,0	31,5	30,8	29,2	24,7	20,4
	60,7	65,6	68,6	49,3	57,3	55,1	55,1	61,5	64,6
	30,3	52,4	59,0	36,7	37,6	48,0	34,8	54,2	43,8
	33,1	33,3	23,7	49,7	39,5	41,5	42,2	41,7	52,4
	36,6	14,3	17,3	13,6	22,9	10,5	a'=23,0	a'=4,1	a'=3,8
	97,0	99,0	99,0	60,0	98,0	92,0	96,0	79,0	98,0
	12,9	20,4	15,2	13,6	6,5	25,0	5,7	15,4	16,5
	1,25	0,9	-	-	3,5	-	-	-	-
	-5,1	+1,9	+10,9	-14,8	-4,2	-9,3	-16,1	+3,6	6,7
	1,37	1,56	2,1	0,06	2,1	0,64	2,8	0,7	1,0
	0,91	1,55	2,5	0,74	0,95	1,15	0,8	1,3	0,84

рит-актинолитовый; 14 - магнетит-эпидот-актинолитовый; 15 - альбит-эпидот-хлоритовый; 16 - кварц-кальцит-эпидот-хлоритовый; 17 - кварц-альбит-эпидот-хлоритовый. Анализы № 4-6, 8, 12-17 предоставлены Ю.Н.Бастаноговым, остальные анализы - авторами. Все анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ЗСГУ, г. Новокузнецк.

бластокатакластических структур. Из вторичных минералов в зонах динамометаморфизма широким распространением пользуются минералы групп эпидота, амфибол актинолитового ряда, хлорит, кальцит и серицит.

Метасоматические изменения зеленокаменных андезито-базальтовых порфиритов устанавливаются практически повсеместно, особенно интенсивно метасоматоз проявился в рудном поле Лавреновского месторождения. В ряде участков, приуроченных к экзоконтактовым зонам кварцевых диоритов и плагиогранитов, эффузивы претерпели щелочной (в основном натровый) и щелочно-кремневый метасоматоз, выразившийся в преобразовании плагиоклаза андезито-базальтовых порфиритов в альбит. Совместно с альбитом в породах обильно развивается кварц. Он образует мелкие зернышки в основной массе вулканитов и часто замещает альбит. Наряду с кварцем и альбитом нередко появляется в качестве новообразований магнезиальная роговая обманка ( $Ng = 1,671$ ;  $Np = 1,642$ ;  $cNg = 19-22^\circ$ ), образующая пойкилообласты.

В табл. 3 под типом "зеленые сланцы" имеется в виду группа пород, состав которых варьирует от эпидот-амфибол-хлоритовых до кварц-хлорит-альбитовых сланцев. По распространенности они являются следующей после зеленокаменных порфиритов группой пород. Зеленые сланцы часто наблюдаются узкими зонами среди вулканитов на контакте их с диоритами и плагиогранитами. Провести четкую границу в обнажениях между порфиритами и сланцами большей частью невозможно. При микроскопическом изучении сланцев лишь изредка наблюдаются характерные черты первичных пород.

По химическому и минеральному составу зеленые сланцы близки андезито-базальтовым зеленокаменным порфиритам. Для сравнения в табл. 4 приведены химические анализы характерных вулканогенных и сланцевых пород и их числовые характеристики по А.Н. Заварицкому (в примечании к табл. 4 для вулканитов указан, насколько это возможно, состав исходной породы).

Все рассматриваемые породы относятся к образованиям известково-щелочного и изредка плюмазитового рядов и концентрируются в области составов слабо недосыщенных или умеренно насыщенных кремнеземом разностей. Как правило это бедные и очень бедные щелочами породы, в которых натрий обычно резко преобладает над калием. В общем, небольшие колебания соотношений основных петрогенных компонентов в составе вулканитов указывают на незначительную степень дифференциации базальтоидных лав.

Обращая внимание на многочисленные примеры залегания зеленых сланцев в зонах смятия порфиритов, можно полагать, что при интенсивном рассланцевании состав исходных пород, за исключением может быть щелочей, существенно не изменялся.

Несколько обособленно выделяются зеленые сланцы, почти не содержащие альбита и кварца. Основными минералами в них являются хлорит, эпидот, амфибол актинолит-тремолитового ряда, менее распространены кальцит, магнетит, сфен, пирит и пирротин. По хи-

мизму, в частности, по низкому содержанию кремнезема и высокому — щелочных земель, эти породы соответствуют габброидам буйского комплекса, широко распространенного в центральной части Кузнецкого Алатау.

### **Железонасная толща, особенности ее состава и строения**

Терригенно-пирокластическая толща нижнего-среднего кембрия интересна прежде всего тем, что содержит слои, прослои и линзы магнетитовых и серно-колчедановых руд вулканогенно-осадочного генезиса. Впервые эти руды были обнаружены нами в 1971 г.

Толща сложена пирокластическими, эффузивными и осадочными породами, развитыми в восточной части района. Они фиксируются в обнажениях по долинам верховий рек Верхняя Терсь, Черный Июс, по руслам ручьев Подхребетный, Миригеш и другие, на северо-западном, западном и южном отрогах горы Большой Каным и по водоразделам рек Черный Июс — Верхняя Терсь и Верхний Кибрас — Пономаревка. На этих участках толща представлена диабазовыми порфиритами, туфами, туффитами, туфобрекчиями и лавобрекчиями, дацитовыми порфиритами, плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами и их туфами, обломочными породами алевритовой, песчанистой и изредка гравелитовой размерности, железисто-кремнистыми породами типа железистых кварцитов, магнезиальными известняками и доломитами. Большая часть пород внешне имеет пестроцветную (темно-вишневую, лиловую, зеленовато-серую, светло-серую, темно-зеленую или кремовую) окраску и довольно свежий облик. Лишь вблизи интрузивных тел и особенно в зоне дайкового пояса субширотного направления, прослеживаемого по руслу рч. Верхняя Терсь между ручьями Подхребетный и Миригеш, породы в значительной мере ороговикованы и утратили свой первоначальный облик.

Краткая петрографическая характеристика наиболее распространенных пород толщи приведена в табл. 5.

Разнообломочные туфы и туффиты преимущественно умеренно кислого состава являются, пожалуй, самыми распространенными породами. Они имеют как правило массивное осложнение, за исключением части тонкообломочных (размерностью алевролитов и песчаников) туфов, в которых нередко видна полосчатость. В зависимости от размера пирокластических частиц, их агрегатного состояния и вещественного состава выделяются многочисленные петрографические разновидности туфов: витрокластические, кристалловитрокластические, литокристалловитрокластические с широкими вариациями размера обломков, величина которых изменяется от десятых долей миллиметра до десятков сантиметров. Как правило обломки пород характеризуются неправильной остроугольной формой и среди них отсутствует какая-либо сортировка. Подавляющая часть обломочного материала принадлежит дацитовым порфирам и их кристаллокластическим туфам. В единичных обломках, но довольно часто, наблюдаются диабазовые порфириты. Местами количество этих пор-

Таблица 5

Петрографическая характеристика пород терригенно-пирокластической толши

Петрографический тип породы	Текстура	Структура	Минеральный состав
Дацитовые порфиры и лавобрекчи умеренно кислого состава	Массивная, флюидальная, миндалякаменная, грубо-сланцеватая, линзовидно-полосчатая	Порфировая, гломеропорфировая, полифировая, монокристовая, сферолитовая, фельзитовая, пилотакситовая, микроаллотриформнозернистая, бластокатакластическая, гранолепидобластовая	Вкрапленники: кварц, альбит (+2V = 85°; Ng = 1,535; Np = 1,525), альбит-олигоклаз и олигоклаз (Ng < 1,546; № 17-30), изредка зеленая роговая обманка (Ng = 1,673; Np = 1,649; cNg = 17°; f = 41%), основная масса: кварц, альбит-олигоклаз; альбит, редкие единичные зерна ортоклаза; зеленый хлорит (Ng = 1,629; Np = 1,629; интерференционная окраска аномальная красно-фиолетовая, оптический знак +; f = 50%); серицит; единичные чешуйки, пластинки биотита, амфибол актинолитового ряда; эпидот; кальцит; апатит; магнетит; пирит; пирротин
Разнообломочные туфы преимущественно дацитового состава	Массивная, такситовая, неяснополосчатая, грубополосчатая, сланцеватая, линзовидно-сланцеватая	Практически все переходы от бластопелитовой до бластосефитовой; связующая масса - гетеробластовая, микрогранобластовая, микродиабластовая, лепидобластовая, фибробластовая, реликтовая - бластокастическая	Обломочный материал: остроугольные, несортированные обломки дацитовых порфиров; девитрифицированного кислого стекла, реже диабазовых порфиритов и магнетитовых руд; осколки кристаллов кварца (часто оплавленные), плагиоклаза, изредка моноклинного пироксена, связующая масса: кварц; альбит и альбит-олигоклаз (Nm = 1,540; Np = 1,537); хлорит (Nm = 1,621); биотит (Ng = 1,644); эпидот; амфибол актинолитового состава (Np = 1,643-1,650; Ng = 1,667-1,673; cNg = 13-15°; f = 34-40%); кальцит; магнетит; пирит; пирротин; халькопирит
Кремнистые туфиты	Параллельно-слоистая, грубополосчатая, тонкополосчатая, плоско-параллельная	Бластопелитовая, бластоалевритовая, бластосаммитовая, гранобластовая, гранолепидобластовая	Остроугольные и слабоокатанные осколки зерен кварца (часто имеют регенерационные каймы) и плагиоклаза (Ng < 1,540); примеси: хлорит (Nm = 1,628-1,631); амфибол актинолитового ряда (Np = 1,643-1,647; Ng = 1,664-1,674; cNg = 13-15°; f = 34-41%); биотит; эпидот (Ng = 1,765); кальцит (No = 1,661); магнетит; пирит; халькопирит

Таблица 5 (продолжение)

Петрографический тип породы	Текстура	Структура	Минеральный состав
Диабазовые порфиры	Массивная, миндалекаменная, реже флюидальная, такситовая, сланцеватая, линзовидно-сланцеватая	Гломеропорфировая, полифировая, иногда монофировая; основная масса - диабазовая, пилотакситовая, интерсерральная, гиалопилитовая, лепидогранобластовая	Вкрапленники: моноклинный пироксен (+2V = 49-53°; $N_p = 1,672-1,683$ ) - диопсид, са-лит-авгит ( $En_{48-56}Wo_{40}Fs_{4-12}$ ); нередко отмечается псевдоморфное замещение клинопироксена амфиболом актинолитового состава ( $N_p = 1,642$ ; $Ng = 1,668$ ; $cNg = 15^{\circ}$ ; $f = 36\%$ ); плагиоклаз (+2V = 81°; $N_m = 1,537-1,540$ ; $Ng \leq 1,546$ ) - альбит, альбит-олигоклаз; реликты лабрадора (№ 52); изредка ромбический пироксен, нацело замещенный землистыми агрегатами серовато-бурого цвета; ортопироксен обычно содержит хадакристаллы оливина, замещенные тальком, основная масса: альбит ( $N_p 1,536$ ; $Ng \leq 1,544$ ); альбит-олигоклаз ( $N_p = 1,537$ ; $Ng = 1,546$ ); спутанноволокнистые агрегаты хлорита; амфибол актинолитового состава ( $N_p = 1,645-1,650$ ; $Ng = 1,667-1,670$ ; $cNg = 13-14^{\circ}$ ; $f = 36-38\%$ ); эпидот; кальцит; агрегаты соссюрита; биотит; сфен; апатит; магнетит; гематит; пирит; пирротин; халькопирит; миндалины выполнены различным сочетанием минералов: эпидота, хлорита, кальцита, гематита, сфена и кварца
Разнообломочные туфы основного состава	Массивная, реликтовая, параллельно-слоистая, полосчатая, сланцеватая	Практически все переходы от бластопелитовой до бластосефитовой; связующая масса микролепидобластовая, микрофибробластовая, сноповая	Обломочный материал: остроугольные несортированные обломки диабазовых порфиритов, осколки кристаллов плагиоклаза, моноклинного пироксена, девитрифицированного стекла; иногда рудные порфиры; дацитовые порфиры; кварц; связующая масса: хлорит, амфибол актинолитового состава ( $Ng = 1,673$ ; $N_p = 1,651$ ; $cNg = 14^{\circ}$ ; $f = 39\%$ ), агрегаты соссюрита, биотит, эпидот, кальцит, магнетит, пирит, пирротин
Разнозернистые песчаники, гравелиты	Слоистая	Бластосаммитовая, бластосефитовая	Обломочный материал: полуокатанные обломки диабазовых порфиритов, осколки зерен кварца и плагиоклаза, изредка - рудных порфиритов; цемент - микроскопический агрегат из зерен кварца, альбита, хлорита, рудного минерала, реже амфибола актинолитового состава, биотита, кальцита, пирита

Таблица 5 (окончание)

Петрографический тип породы	Текстура	Структура	Минеральный состав
Доломиты и магнезиальные известняки	Массивная реже полосчатая	Микрогранобластовая, микролепидогранобластовая	Доломит (No= 1,707); кальцит (No= 1,658); примеси: кварц, альбит, хлорит, амфибол актинолитового ряда и рудные минералы; нормативный состав доломита, по данным термического анализа*, вычисленный по таблицам Я.С. Висьневского (1965), следующий: доломит - 79,7-85%, кальцит - 12-17,8%; сидерит - 2,2-2,5%
Кварциты	Массивная, полосчатая	Бластоалевритовая, бластосаммитовая, микрогранобластовая	Кварц - 77-95%; примеси: магнетит, альбит, хлорит, эпидот, актинолитовый амфибол, биотит

\* Термический анализ выполнен в ИГиГ СО АН СССР. Аналитик Т.С. Корнева.

фиритов настолько значительно, что туфы оказываются смешанного состава - состоят из дацитовых порфиров и диабазовых порфиритов. В некоторых участках встречаются обломки тонковкрапленных железных руд кварц-магнетитового состава. Цемент грубообломочных туфов мелкообломочный и состоит из тех же самых пород с примесью осколков плагиоклаза, кварца и изредка девитрифицированного стекла кислого и основного состава. Связующая масса всех разновидностей туфов большей частью перекристаллизована и представляет гранобластические, микрогранолепидобластические или микрогранонематобластические агрегаты кварца, амфибола актинолитремолитового ряда, эпидота, реже хлорита и зеленого биотита, хотя во многих случаях отчетливо сохраняются элементы кластических микроструктур цементирующего материала.

Дацитовые порфиры и лавобрекчии не являются преобладающими породами в составе толщи. Горизонты эффузивов умеренно кислого состава обнажаются северо-западнее вершины горы Большой Каным, в бассейне рч. Подхребетного, в верховьях рч. Заповедный и в долине рч. Верхняя Терсь. Мощности отдельных горизонтов эффузивов достигает, например, в истоках рч. Заповедного 200-250 м. Вероятно, некоторые тела дацитовых порфиров, особенно содержащие редкие порфиритовые вкрапленники амфибола и характеризующиеся более крупнозернистой основной массой, относятся к интрузивным субвулканическим жерловым или дайковым образованиям. Такие породы обнажаются на юго-западном фланге Лавреновского месторож-

дения, в правом борту рч. Верхняя Терсь, выше устья рч. Подхребетного и на водоразделе рек Черный Июс – Верхняя Терсь. Для всех этих пород характерно то, что отсутствует калиевый полевой шпат (проверено иммерсионным методом и диагностическим окрашиванием в шлифах) и содержание фемических и рудных минералов незначительно по количеству, но набор их резко изменяется.

Химический состав дацитовых порфиров (табл. 6) в целом, отражает указанные выше особенности минерального состава дацитовых порфиров и, в некоторой степени, показывает черты пород как кислого, так и среднего ряда. Действительно, при столь высоких содержаниях кремнезема и глинозема, характерных для кварцевых порфиров, альбитофиров и кварцевых кератофиров, рассматриваемые дацитовые порфиры содержат относительно мало щелочей и достаточно много извести, магнезии и закиси железа при очень малом содержании окиси железа. Описываемые породы относятся к образованиям плюмазитового и известково-щелочного рядов, обнаруживающим незначительные изменения петрохимических свойств эффузивных (ан. 1, 3) и интрузивных (ан. 2, 4) разновидностей. Все они лежат в области составов пород, заметно пересыщенных кремнеземом ( $Q$  имеет положительный знак и как правило больше 32), бедных и очень бедных щелочами. В последних натрия резко преобладает над калием, на что указывает большое значение  $n$ . Судя по дополнительным параметрам, темноцветные минералы сложены в основном магнезиально-железистыми минералами с незначительным количеством глинозема и извести.

Для туфов умеренно кислого состава (близких к дацитовым порфирам) характерно заметно повышенное значение параметров  $b$ . Это обусловлено тем, что в туфах спорадически присутствует пирокластический материал основного (диабазового) состава, что в свою очередь оказывается обычным явлением в районах близкоодновременного и одновременного извержения вулканов с разным составом лав.

По химическому составу кремнистые туффиты близки дацитовым порфирам, так как они фактически являются продуктами дезинтеграции эффузивов умеренно кислого состава. Характерная черта петрохимии этих пород – резкое изменение магнезиально-железисто-кальциевого отношения в составе фемических минералов. Это обусловлено тем, что частично они представлены эпидотом и хлоритом, а частично – преимущественно амфиболом и т.д.

Под термином “диабазовые порфириты” (см. табл. 5) описываются все основные эффузивы, встречающиеся в пределах железоносной терригенно-пирокластической толщи, хотя по текстурно-структурным особенностям, минеральному и химическому составам и стратиграфическому положению между ними имеются некоторые различия. Например, миндалекаменные текстуры характерны преимущественно для эффузивов, залегающих в нижних горизонтах толщи. Редкие «кrapленники» представлены обычно амфиболизированным моноклинным пироксеном; большей частью они содержат биотит. Миндалины состоят из кварца, халцедона, кальцита, хлорита, биотита в

Таблица 6

Химический состав пород терригенно-пирокластической толщи (вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	69,39	71,77	72,45	75,11	71,31
TiO <sub>2</sub>	0,17	Не обн.	Не обн.	0,30	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,63	12,56	11,39	11,83	11,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	1,42	0,43	Не обн.	0,07
FeO	4,19	2,99	3,70	2,78	6,27
MnO	0,07	Не обн.	Не обн.	0,06	0,13
MgO	1,12	1,20	1,59	1,42	2,83
CaO	2,68	2,77	3,33	1,83	0,84
Na <sub>2</sub> O	4,72	3,85	2,85	4,90	3,46
K <sub>2</sub> O	0,50	1,10	0,95	0,32	0,66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,112	Не обн.	Не обн.	0,082	0,165
П.п.п.	2,74	1,70	2,70	1,44	2,17
S	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
CO <sub>2</sub>	То же	То же	То же	То же	То же
Сумма	99,72	99,36	99,39	100,07	100,07

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

<i>a</i>	11,04	9,98	7,59	10,72	8,04
<i>c</i>	3,27	3,30	3,79	2,09	0,96
<i>b</i>	6,88	6,20	6,91	5,17	14,86
<i>S</i>	78,81	80,52	81,71	82,02	76,15
<i>f'</i>	64,36	65,22	56,86	50,63	39,06
<i>m'</i>	27,72	32,61	39,22	44,30	30,04
<i>c'</i>	<i>a'</i> =7,92	<i>a'</i> =2,17	3,92	<i>a'</i> =5,07	<i>a'</i> =30,90
<i>n</i>	93,83	83,78	82,14	96,34	88,89
<i>φ</i>	5,94	19,54	5,88	0	0,86
<i>Q</i>	0,17	-	-	0,32	0,59
<i>a/c</i>	+32,27	+37,78	+45,44	+40,51	+35,25
<i>f/m</i>	3,38	3,02	2,0	5,13	8,38
	2,32	2,0	1,45	1,14	1,30

	6	7	8	9	10	11
	56,28	73,81	69,27	75,53	71,25	50,44
	0,80	0,31	0,36	0,27	0,25	1,13
	18,78	12,03	14,89	12,03	14,89	17,75
	3,43	0,85	0,85	0,13	1,60	6,52
	3,49	1,91	2,57	2,27	1,24	5,14
	0,20	0,05	0,05	0,08	0,06	0,23
	2,53	2,73	1,11	1,21	0,40	4,34
	7,95	1,54	1,68	1,54	2,67	5,05
	4,20	4,60	7,46	5,80	5,80	4,50
	0,98	0,12	0,10	0,20	0,22	0,05
	0,10	0,031	0,037	0,04	0,058	0,173
	1,98	1,17	0,65	0,41	0,56	6,84
	Не обн.	0,04	0,01	Следы	Следы	Следы
	То же	Следы	-	0,27	0,32	3,29
	100,12	99,15	99,03	99,51	99,32	102,16

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

	11,34	9,70	16,08	12,42	12,95	10,76
	7,54	1,81	1,66	1,42	3,17	6,55
	13,14	8,80	5,32	4,59	3,64	20,65
	67,98	79,69	76,94	81,57	80,24	62,04
	51,37	27,94	60,00	49,30	70,37	54,93
	34,43	50,00	33,75	42,25	18,52	38,03
	14,20	<i>a'</i> =22,06	6,25	8,45	<i>a'</i> =11,11	<i>a'</i> =7,04
	86,07	98,67	99,17	97,92	97,92	98,65
	22,95	8,82	15,00	2,82	37,04	28,87
	1,16	0,32	0,43	0,32	0,34	1,64
	+5,74	+38,17	+20,06	+36,87	+31,41	-3,99
	1,50	5,36	9,68	8,73	4,08	1,64
	1,49	0,56	1,78	1,17	3,80	1,44

Таблица 6 (окончание)

Компоненты	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO <sub>2</sub>	46,07	67,23	50,43	50,14	49,93	47,97	54,88	63,75	69,33	47,69	51,17
TiO <sub>2</sub>	1,41	0,59	0,45	0,43	0,58	0,54	0,90	0,32	0,50	0,88	1,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,94	13,10	12,23	11,98	13,74	17,33	14,54	13,91	13,55	11,49	17,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,29	2,18	2,71	3,02	4,57	3,53	2,63	1,17	1,54	3,43	1,96
FeO	7,27	4,85	8,56	8,28	8,42	9,04	7,05	2,35	4,99	7,72	9,90
MnO	0,16	0,11	0,17	0,19	0,20	0,20	0,15	0,06	0,09	0,22	0,13
MgO	6,67	2,63	9,17	10,07	7,08	8,83	4,04	10,30	1,31	6,96	6,26
CaO	11,26	1,12	10,25	10,49	11,33	4,65	6,46	0,28	0,56	8,01	1,68
Na <sub>2</sub> O	2,86	4,00	3,47	3,20	0,95	2,48	5,40	1,28	2,10	2,40	3,20
K <sub>2</sub> O	1,20	1,09	0,12	0,14	0,20	1,29	0,15	1,09	2,28	1,09	1,67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,289	0,098	0,08	0,09	0,09	0,07	0,071	0,027	0,062	0,062	0,466
П.п.п.	3,66	2,04	1,97	1,71	2,97	3,69	2,60	4,78	2,71	9,10	3,90
S	Не обн.	0,05	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,23	0,13	0,02	0,08	0,02
CO <sub>2</sub>	То же	0,18	То же	То же	То же	То же	1,44	0,41	0,45	6,19	0,04
Сумма	100,08	99,04	99,61	99,74	100,06	99,62	98,87	99,32	99,02	99,05	99,03

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

a	8,43	10,10	7,48	6,89	2,52
c	7,64	1,31	4,13	4,23	8,10
b	27,86	14,69	32,94	34,33	30,75
S	56,07	73,90	55,45	54,55	58,63
f'	33,59	43,30	30,88	29,73	40,45
m'	42,31	29,02	45,22	47,16	40,00
c'	24,10	a' = 27,68	23,90	23,11	19,55
n	77,97	84,42	98,24	98,11	88,89
φ	7,18	12,50	6,77	7,20	13,19
Q	2,29	0,71	0,71	0,60	0,95
a/c	-12,36	+26,29	-8,19	-8,91	+4,12
f/m	1,10	7,70	1,81	1,63	0,31
	0,79	1,49	0,68	0,63	1,01

1-4 - метаморфизованный дацитовый порфир: 1 - обр. 514, 2 - обр. Б-1809, 3 - обр. Б-1678, 4 - обр. 7/16 - 28; 5-8 - метаморфизованный туф: 5 - обр. 5469 дацитового состава; 6 - обр. Н-1608 - смешанного (диабазо-дацитового) состава; 7 - обр. 16/72 - дацитового состава; 8 - обр. 21/72 - дацитового состава; 9, 10 - метаморфизованный кремнистый туффит: 9 - обр. 31/72, 10 - обр. 30/72; 11-17 - метаморфизованный диабазовый порфирит: 11 - обр. 39/72, 12 - обр. 5393, 13 - обр. 110/72, 14 - обр. 349/1, 15 - обр. 349/2, 16 - обр. 517/1, 17 - обр. 517/7; 18-20 - метаморфизованный

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

a	7,43	12,28	4,03	7,54	7,42	9,35
c	5,71	3,66	0,31	6,65	4,51	2,00
b	31,50	20,29	30,60	16,39	29,53	30,51
S	55,36	63,77	56,06	75,42	58,54	58,14
f'	37,77	44,90	9,98	35,32	37,44	36,32
m'	47,82	34,01	50,90	13,89	42,61	33,92
c'	a' = 14,41	21,09	a' = 39,12	a' = 50,79	19,95	a' = 29,76
n	74,07	97,75	63,64	58,62	76,47	74,29
φ	9,61	10,88	3,19	35,32	10,34	5,69
Q	0,87	1,19	0,38	0,52	1,31	2,30
a/c	-9,85	-0,68	+21,77	+35,12	-2,27	-4,41
f/m	1,30	3,56	13,43	11,60	1,64	4,67
	0,79	1,32	0,20	2,54	0,88	1,07

туф состава; 18 - обр. 38/72 диабазового, 19 - обр. 10/72 - смешанного (диабазо-дацитового), 20 - обр. 116/72 - дацитового состава; 21, 22 - метаморфизованный алеврит: 21 - обр. 34/72, 22 - обр. 50/72

Анализы 2, 3, 5, 6 и 12 предоставлены Ю.Н.Бастаноговым. Остальные анализы - авторов. Анализы 14-16, и 17 выполнены в лаборатории силикатного анализа Института геохимии и физики минералов АН УССР. Остальные анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ЗСГУ, г. Новокузнецк

различном сочетании при неизменном присутствии либо сфена, либо гематита. Диабазовые порфириды, занимающие более высокое стратиграфическое положение, напротив, обычно характеризуются массивным сложением и отличаются обилием крупных вкрапленников плагиоклаза титанистого салит авгита и иногда ромбического пироксена, составляющих нередко более 50% объема породы.

Представление об особенностях химического состава диабазовых порфиритов дают семь анализов, приведенных в табл. 6. Как видно, подавляющая часть этих пород принадлежит к известково-щелочному ряду, однако среди этих пород встречаются разности, пересыщенные глиноземом. Это — меланократовые, слабо недосыщенные кремнеземом и бедные щелочами образования. Исключение составляет ан. 13, проведенный по пробе основных эффузивов, обнажающихся в верховьях рч. Подхребетного. Там исходные породы испытали интенсивный метасоматоз с образованием альбита, биотита, кварца и при общем уменьшении темноцветных минералов. Естественно, все эти изменения нашли отражение в химическом составе эффузивов. Несмотря на отчетливо проявляемую натровую специализацию диабазовых порфиритов ( $n > 75$ ), калий присутствует в них в заметных количествах. В фемических минералах среди алюминий-кальций-железо-магнезиальных составных частей обычно преобладает магнезиальный компонент. В общем, диабазовые порфириды обнаруживают незначительную дифференциацию, проявляющуюся главным образом в различных количественных соотношениях алюмосиликатов и фемических минералов.

Сравнение петрохимических особенностей основных эффузивов железосодержащей терригенно-пирокластической и осадочно-вулканогенной толщ показывает, что диабазовые порфириды отличаются от андезито-базальтовых порфиритов нижней толщи прежде всего меланократовостью и заметно повышенным содержанием калия. Менее значительны различия в содержании полевошпатовой извести в плагиоклазах и в кальций-магнезиальных отношениях в составе темноцветных минералов.

Петрохимические особенности туфов основного состава (ан. 18) мало отличаются от состава основных эффузивов. Они также относятся к образованию нормального известково-щелочного ряда, слабо недосыщенные кремнеземом и бедны щелочами.

Минералого-петрографические особенности других типов пород, входящих в состав терригенно-пирокластической толщи, достаточно подтверждены данными (см. табл. 5) и не требуют дополнительных пояснений.

Метаморфические изменения пород толщи выражены в образовании ассоциаций низкотемпературных минералов, свойственных стадии зеленокаменного перерождения пород и фации зеленых сланцев. К ним в первую очередь относятся хлорит, альбит, кальцит, агрегаты сосюрита и серицита, эпидот, амфибол актинолит-тремолитового ряда и биотит. Вторичные минералы, особенно биотит, мусковит, амфибол и эпидот, нередко развиваются в виде прерывистых

жилок или сплошных гнезд, пятен, вкраплений причудливой формы, возникающих при метасоматозе, контактовом или локальном динамометермальном метаморфизме.

Заканчивая характеристику железоносной терригенно-пирокластической толщи, отметим следующие особенности:

- 1) преобладание вулканокластических отложений, контрастного диабазо-дацитового состава; практически почти полностью отсутствуют промежуточные разности эффузивов, что свидетельствует о слабой дифференциации вещества;
- 2) широко распространены мелко- и тонкообломочные разности пирокластических образований;
- 3) резкая фациальная изменчивость состава пород по латерали;
- 4) невысокая степень метаморфизма пород, соответствующая условиям низких ступеней фации зеленых сланцев, и хорошая сохранность первичных текстурно-структурных особенностей исходных образований.

### **Глубинный магматизм и соотношение его с железорудением**

На территории Терсинского железорудного района породы магматического ряда довольно широко распространены. Морфология и минеральные парагенезисы пород весьма разнообразны. Имеются породы ультраосновного, основного, среднего и кислого составов. Все породы приурочены к различным структурам и имеют специфические особенности, отражающие своеобразие их формирования. Глубинные породы составляют закономерные магматические ассоциации, несут многие черты общности генезиса и вполне обоснованно рассматриваются как представители соответствующих магматических комплексов, широко известных в Кузнецком Алатау.

Многие глубинные породы конечно не имеют прямого отношения к процессам железорудения, и тем не менее для полноты характеристики истории геологического развития района и эволюции магматизма считаем целесообразным дать их описание.

По отношению к железоносным терригенно-пирокластическим отложениям плутонические массивы подразделяются на дорудные и послерудные. Именно в таком порядке с учетом более дробного возрастного положения они и рассмотрены нами далее.

Наиболее древние из дорудных магматических образований представлены гнейсовидными диоритами, габбро-диоритами, габбро и габбро-амфиболитами. Они слагают небольшие силлоподобные тела, обнажающиеся большей частью в бассейне рч. Шат и на водоразделе бассейна рек Серебряная и Чек-Су. Массивы древнейших габброидов не выходят за пределы Терсинского кристаллического массива. Подобно вмещающим породам, они претерпели глубокий метаморфизм и собраны в крутые, нередко опрокинутые складки.

Габброиды имеют крупнозернистое строение (3–10 мм) и преобладающе директивные макроструктуры, возникшие при перекристаллизации первичных пород в условиях метаморфизма. Все разновидности огнейсованных габброидов сложены в основном плагиоклазом андезинового состава и роговой обманкой, незначительно в них содержатся биотит, эпидот, кварц, актинолит, титаномагнетит, циркон и сфен.

При условии залегания, морфологии тел, минеральному составу и химизму рассматриваемые габброиды аналогичны интрузивам, объединяемым в тебинский комплекс раннего–среднего (?) протерозоя (Додин, 1948, 1956, 1958; А.Поспелов, 1963).

Следующими во времени формирования являются гнейсовидные гранитоиды, среди которых выделяются биотитовые граниты, двуслюдяные граниты, плагиограниты, гранатсодержащие граниты, гнейсо–граниты, мигматиты, и пегматоидные микроклиновые граниты. В центральной части Кузнецкого Алатау эти породы слагают многочисленные, небольшие безымянные тела, встречающиеся повсеместно в пределах Терсинского кристаллического массива. Большинство тел имело резковывтянутую форму субпараллельно общему направлению протерозойской структуры формы. Совместно с древнейшими габброидами гранитоиды нередко образуют единые сложно построенные тела, располагающиеся согласно кристаллизационной сланцеватости метаморфитов.

Внешне гранитоиды имеют порфировидную мелко– или среднезернистую, реже грубозернистую до пегматоидной структуру и гнейсовидное (линейно–параллельное) или массовое сложение. В их составе в переменных количествах присутствуют: кварц, олигоклаз, калиевый полевой шпат, биотит, мусковит, гранат пироп–альмандинового ряда ( $N = 1,815$ ) и рудные минералы. Вторичные минералы, присутствующие эпизодически в единичных зернах, представлены хлоритом и эпидотом. Микроструктуры пород, как правило, кристаллобластические.

Гнейсовидные гранатсодержащие гранитоиды, приуроченные к древнейшим метаморфическим образованиям Кузнецкого Алатау, относятся к томскому комплексу гранитоидов раннего–среднего (?) протерозоя (Додин, 1948; 1958; Станкевич, 1968). Становление томских гранитоидов произошло в завершающую фазу древнейшего на территории Кузнецкого Алатау тектоно–магматического цикла (Ю. Кузцов, 1969, 1967).

Слабодифференцированные интрузивы габбро–диоритового состава приурочены к осадочно–вулканогенной толще рифея–нижнего кембрия и по отношению к ее внутренней структуре оказываются соскладчатými. Они представляются как силлы, межпластовые интрузивные тела и реже соскладчатые дайки. Площадь отдельных массивов невелика и изредка достигает 8 км<sup>2</sup>. Наиболее крупные из них имеют собственные названия, например, Шатский массив, протягивающийся в северо–западном направлении от истоков рч. Шат до истоков рч. Лавреновский, Кибрасский массив, расположенный в верховьях

р. Верхний Кибрас и др. Во всех массивах эндо- и экзоконтактовые явления выражены слабо; они устанавливаются микроскопически по субофитовой, диабазовой и габбро-диабазовой структурам, свойственным эндоконтактовым зонам массивов.

Среди пород, слагающих интрузивы, выделяются плагиоклазсодержащие пироксениты, габбро-пироксениты, диабазы, габбро-диабазы, пироксеновые и роговообманковые габбро, габбро-диориты и диориты. Наибольшим развитием в этой серии пользуются габбро и диориты. Все разновидности интрузивных пород возникли, вероятно, в результате пульсационного внедрения расплава. Это подтверждается присутствием вблизи крупных массивов многочисленных мелких дайкообразных тел плагиоклазсодержащих пироксенитов, диабазов и габбро-диабазов, представляющих частично апофизы, а частично более ранние дифференциаты основной интрузии. По химическому составу и петрохимическим особенностям габброиды сходны с вмещающими их андезито-базальтовыми вулканитами и их следует рассматривать как близкие по возрасту комагматические образования, составляющие единую вулcano-плутоническую ассоциацию. Такие вулcano-плутонические ассоциации являются железосными, они характерны для Тургая, Восточного Саяна и других рудных провинций. Габброиды и средне-основные вулканиты претерпели региональный метаморфизм фации зеленых сланцев.

Отмеченные выше характерные черты рифейско-нижнекембрийских интрузивов присущи массивам бийского интрузивного комплекса, имеющего исключительно широкое распространение в Кузнецком Алатау (Гореванов, 1934; Мусатов, 1961; Иванкин, Кузнецов, 1961; Иванова, 1963; Волохов и др., 1964; Ильенок, 1965; Алабин, 1966; Скобелев, 1967; Ю. Кузнецов, 1967; Дымкин, Чувакин, 1972).

Послерудные магматические образования. Дайковый комплекс (комплекс малых интрузий) сформировался в среднем верхнем кембрии. Он не обнаруживает связи с другими типами магматизма и, по-видимому, имеет самостоятельное значение. Для комплекса характерен однообразный состав слагающих пород. В составе даек заметно преобладают роговообманковые габбро, габбро-диориты, реже встречаются диабазовые порфириты и кварцевые диорит-порфириты. Эти дайки располагаются неравномерно и образуют на отдельных, явно тектонических нарушенных участках, закономерно ориентированные рои. Ярким примером подобного роя может служить система даек, обнажающихся в долине рч. Верхняя Терсь между притоками — ручьями Подхребетным и Миригеш — все дайки имеют выдержанное, субширотное простирание, крутые, как правило, близкие к вертикальным углы падения и резкие, с отчетливо выраженными явлениями закалки контакты. Это дает основание полагать, что дайки внедрялись уже в то время, когда вмещающие их отложения, в том числе и рудоносные, успели в достаточной мере латифицироваться и были подвержены деформациям разрывного характера. В пользу этого свидетельствует и тот факт,

что на отдельных участках дайки с апофизами образуют штокверки, явно контролируемые в размещении зонами трещиноватости. В целом намечается приуроченность дайкового комплекса к ниже-среднекембрийской рудоносной терригенно-пирокластической толще. Совсем не исключено, что какая-то часть даек является каналами излияния средних-основных лав, размещенных стратиграфически выше. В настоящее время эти лавы эродированы. Ксенолиты и останцы роговообманковых габбро и спессаритов встречаются среди плагиогранитов и метасоматических кварцевых диоритов Лавреновского массива вблизи вершины горы Белый Голец.

Рыбинский габбро-норитовый плутон расположен в верховьях бассейна р. Верхняя Терсь. Это небольшое (3,5×5 км) этмолитоподобное тело, приуроченное к замковой части Каньмской синклинали, обнаруживает явно секущее взаимоотношение со складчатой структурой, рудоносной терригенно-пирокластической толще. В экзоконтактной зоне интрузива отмечаются роговики пироксен-роговообманкового, плагиоклаз-биотит-роговообманкового и кварц-плагиоклаз-роговообманкового состава. Ороговикованце испытаны и железные руды, повывшие в зону контактового воздействия габброидной интрузии.

Во внутреннем строении массива отчетливо устанавливаются элементы магматической расслоенности, выразившейся в закономерном изменении магматических пород в вертикальном разрезе от оливиновых габброидов до кварцевых диоритов (тоналитов). Изменение петрографического состава пород в стратифицированном разрезе интрузива имеет ритмический характер. Среди магматических пород, связанных как правило постепенными взаимопереходами, выделяются лерцолит-вебстериты<sup>1</sup>, плагиоклазсодержащие оливиновые вебстериты, горноблендиты, вебстерит-клинопироксениты, оливиновые клинопироксениты, габбро-пироксениты, оливиновые, оливинсодержащие и безоливиновые габбро-нориты, габбро, габбро-анортозиты, роговообманковые габбро, габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты. Наибольшим развитием в этой дифференцированной серии пользуются оливиновые и безоливиновые габбро и габбро-нориты.

Макроструктуры интрузивных пород относятся в подавляющем большинстве к типу среднезернистых и имеют крупность зерен 2-4 мм. Макротекстуры их обычно массивные. Менее распространены плоскопараллельные и еще реже - линейнопараллельные текстуры.

Петрохимически эта ассоциация интрузивных пород относится к образованию нормального известково-щелочного ряда с закономерным изменением состава от ненасыщенных кремнеземом меланократовых до слабопересыщенных кремнеземом лейкократовых разностей ( $-13,36 \leq Q \leq +10,28$ ). Породы массива очень бедны щелочами ( $0,49 \leq a:c \leq 2,58$ ) с постоянным и резким преобладанием натрия над калием ( $76 < n < 94,87$ ). В отличие от ультраосновных пород в

<sup>1</sup> Петрографические разновидности пород даны по количественно-минералогической классификации базитов и гипербазитов известково-щелочных габброидных ассоциаций И.М. Волохова (1969, 1971).

основных и умеренно кислых разностях отчетливо проявляется тенденция постепенного обогащения фемических минералов железистым компонентом. Величина  $f$  изменяется от 21,07 в оливиновых клинопироксенитах до 75,27 в тоналитах (Пругов, 1977).

Габброиды обнаруживают определенно металлогеническую специализацию в отношении железа, меди, никеля (Дымкин, и др., 1974<sup>1,2</sup>).

Многие особенности Рыбинского интрузива, а именно — дискордантное положение его во вмещающих породах, этмолиитообразная форма, первичная стратификация магматических пород, обилие петрографических типов известково-щелочного ряда и наличие между ними пород промежуточного состава, связывающих ультраосновные и основные породы в единый дифференциальный ряд — характерны для представителей усинского габбро-пироксенит-дунитового интрузивного комплекса (Волхов и др., 1968, 1969).

Лавреновский плаггиогранитовый массив приурочен к осевой части Июсо-Кибрасской антиклинали, сложенной осадочно-вулканогенными образованиями рифея-нижнего кембрия. С окружающими его породами массив обнаруживает секущие контакты и сопровождается сложными контактовыми изменениями: габбро и габбро-диориты рифея-нижнего кембрия испытали преимущественно интенсивную альбитизацию и окварцевание, сопровождающиеся выносом магнезиально-железистых компонентов из габброидов и общим осветлением их; альбитизация и окварцевание широко проявились также в вулканитах андезито-базальтового состава; вулканогенные породы умеренно кислого состава, слагающие восточную экзоконтактовую зону массива, претерпели в основном термальный метаморфизм, который выразился в образовании зон метаморфитов, скарноидов и других более низкотемпературных метасоматитов, представляющих продукты изменения исходных пород.

В плане массив характеризуется неправильной серповидной формой и протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 15 км при ширине выхода тела, изменяющейся в пределах 0,7–3 км. Контакт массива с вмещающими породами изобилует многочисленными заливами, он нечеткий, особенно в западной части, где в результате интенсивно проявившегося окварцевания ранние габброиды постепенно сменяются кварцевыми диоритами.

Внутреннее строение массива определяется асимметрией слагающих его пород. Плаггиограниты развиты преимущественно в северной части, а кварцевые диориты — в западной части окраинной зоны и слагают центральную часть. Среди пород массива в большом количестве сохранились ксенолиты и останцы вмещающих вулканитов, что в целом усложняет структуру массива.

В породах массива выделяются кварцевые диориты, местами сохранившие текстурно-структурные особенности исходных габброидов, плаггиограниты, кварцевые альбиты и аплиты. Названные породы связаны между собой постепенными переходами. Макроструктуры их яснозернистые (размер зерен 1–5 мм). Текстуры чаще так-

ситовые и пятнистые, реже массивные. Для всех пород, кроме аплитов, характерно сочетание кристаллобластических и типично магматических микроструктур (Дымкин и др., 1973).

В целом породы Лавреновского массива имеют признаки, характерные для пород автохтонных массивов, возникших при глубоких преобразованиях более ранних пород в твердом состоянии и частичном подплавлении их. Последнее подтверждается присутствием в массиве пород с типичными магматическими структурами, таких, например, как аплиты. Автохтонный характер плутона доказывается прежде всего обилием реликтов и останцов вмещающих пород, унаследованием их текстурно-структурных особенностей, широким развитием кристаллобластических структур и появлением среди них эвтектоидных структур, наличием такситовых текстур, повышенным содержанием в породах массива элементов группы железа, особенно титана, что объясняется высоким содержанием этих элементов в исходных породах, резким непостоянством и невыдержанностью состава.

Процесс магматического замещения играл ведущую роль при формировании раннепалеозойских гранитоидов (Ю. Кузнецов, 1960, 1964), которые широко распространены на территории Кузнецкого Алатау и описаны на западных склонах его как мартайгинский комплекс гранитоидов, сформировавшийся в сравнительно узком интервале геологического времени — верхний кембрий—ордовик (Дистанова, 1963, 1965, 1968; Алабин, 1968; Ю. Кузнецов и др., 1971). Лавреновский массив безусловно следует относить к раннепалеозойским гранитоидам, хотя некоторые отличия в составе пород он и обнаруживает. Характерная особенность заключается, вероятно, и в специфике процессов, приведших к образованию массива. Исключительно большую роль при формировании пород Лавреновского массива сыграл, по-видимому, кремнисто-натровый метасоматоз, определивший окончательный состав массива. При этом растворы были практически стерильны в отношении содержания калия.

Кроме Лавреновского массива, к мартайгинскому комплексу относятся небольшие штоки и дайкообразные тела гранитов, гранодиоритов, плагиогранитов и гранит-порфиров, обнажающихся в истоках р. Белая Уса, в верховьях бассейна рек Верхний Кибрас, Верхняя Терсь и Черный Июс.

## Глава 2

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СОСТАВ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ РУД

#### Структурно-геологическая позиция рудных залежей

Все месторождения и проявления рассматриваемых железных руд Терсинского района приурочены к западному крылу Каньмской синклинали (см. рис. 1, 2), сложенной ниже-среднекембрийскими вулканогенными породами диабазо-дацитового состава с маломощными прослоями нормально-осадочных отложений. Резкое преоблада-

ние вулканитов основного и кислого состава без промежуточных разностей и явно подчиненное развитие в этой железоносной структуре осадочных пород свидетельствуют о длительной и непрерывной вулканической деятельности, характеризовавшейся периодической сменой этапов спокойного излияния этапами параксизмальными.

По набору пород и общему строению Каньмская синклиналь может рассматриваться как эпизегеосинклинальная структура, ограниченная с запада и востока региональными разломами.

Основными элементами пликативной тектоники этой территории являются сравнительно пологие слабо асимметричные складки, оси которых имеют субмеридиональное и северо-восточное направления. Именно сочетание этих складок определяет главный структурный план рассматриваемой территории. Отчетливо устанавливается резкое увеличение напряженности складчатости в экзоконтактовых зонах Рыбинского габбро-норитового и Лавреновского диорит-плагιο-гранитного массивов.

Пликативная структура терригенно-пирокластической толщи, как уже отмечалось, осложнена малоамплитудными разрывными нарушениями, образующими зоны раздробленных и рассланцованных пород и определяющими блоковое строение территории. Многие из таких разрывных нарушений сыграли решающую роль структурного фактора в размещении обилия даек габброидного состава и вулканизма в целом.

На дневную поверхность вулканогенно-осадочные руды выходят во многих местах района, главным образом по руслам водотоков, на гребнях хребтов и реке на водоразделах. Чтобы показать характер залегания железных руд, взаимоотношение железных руд с вмещающими породами и их положение в терригенно-пирокластической толще, приведем конкретные примеры.

В естественном залегании магнетитовые руды обнажаются на левом берегу р. Верхняя Терсь, в 1200 м выше по течению устья рч. Подхребетного. Эти обнажения находятся в 250 м к западу от участка "Левобережный", руды которого вскрыты и оконтурены шурфами в 1953 г. Естественные выходы руд по левому берегу реки непрерывно наблюдаются на протяжении немногим более, чем 50 м и представляют серию блоков размером 6-15 м, как бы зажатых между дайками спессартитов и роговообманковых габбро (рис. 3). Все дайки имеют субширотное простирание и крутые, близкие к вертикальным углы падения. Мощность их варьирует в пределах 2-15 м. Некоторые из них соединяются апофизами мощностью в 15-40 см. По имеющимся обнажениям в русле и по берегам р. Верхняя Терсь строение рудного горизонта представляется следующим.

В основании залегает пачка осадочно-вулканогенных пород, состоящая из чередующихся метаморфизованных туфов смешанного состава (под микроскопом в них устанавливается пирокластический материал дацитовых порфиров и диабазовых порфиритов песчано-гравелитовой размерности), полимиктовых алевропесчаников с кар-

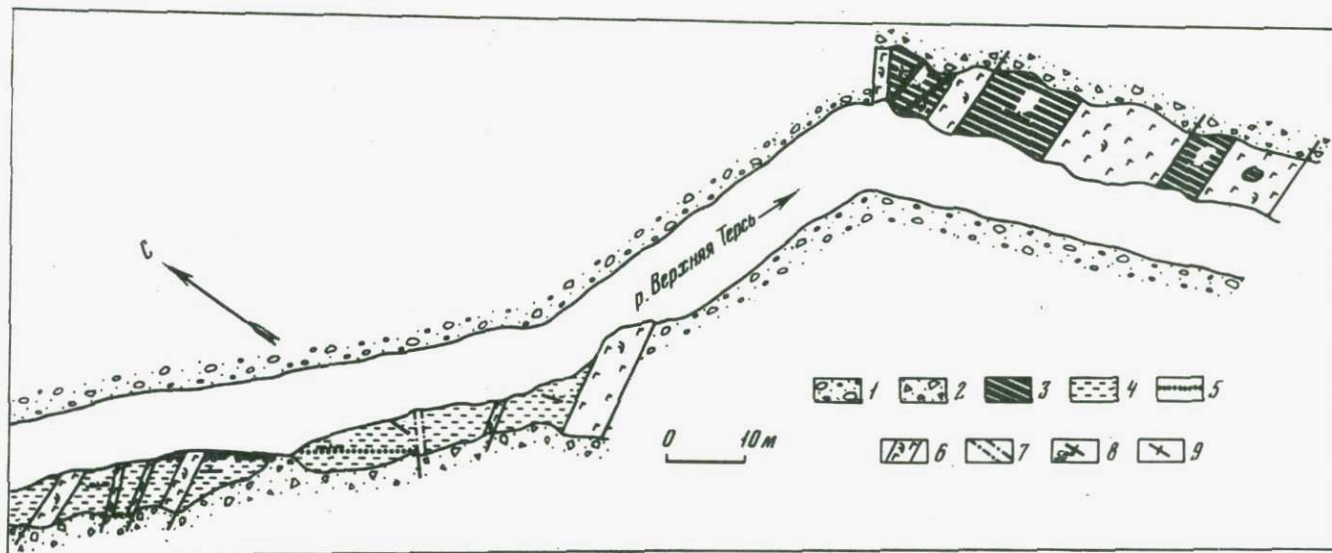


Рис. 3. Геологический план берегов р. Верхняя Терсь (составлен В.П. Пруговым)

1, 2 – современные отложения: 1 – аллювиальные, 2 – делювиальные; 3 – тонкомикрополосчатые, участками микрослоистые руды преимущественно кварц-магнетитовые; 4 – полосчатые кремнистые туффиты с прослойками полимиктовых алевропесчаников и магнезиальных известняков; 5 – убогая вкрапленность магнетита в кремнистых туффитах; 6 – дайки роговообманковых габбро; 7 – зона интенсивного расщепления пород, выполненная в центральной части тектонической глиной; 8 – элементы залегания слоистости (полосчатости) или контактовой поверхности дайки; 9 – падение вертикальное

бонатным, реже кремнистым цементом, магнезиальных известняков и кремнистых туффитов. Последние занимают наиболее высокое стратиграфическое положение и часто непосредственно подстилают руды. В этом случае кремнистые туффиты нередко содержат тонкие (от 1–3 мм до 1,5 см) прослойки и линзочки, обогащенные тонко-вкрапленным магнетитом. Мощность переслаивающихся пород изменяется от 10–15 см до 3–5 м. Осадочно-вулканогенные породы характеризуются север-северо-западным простиранием ( $320-345^{\circ}$ ) и погружаются на восток-северо-восток под углами  $15-50^{\circ}$ . Столь резкие изменения углов падения пород, фиксируемые в общем на небольшом участке, обусловлены скорее всего дифференциальными разворотами некоторых блоков пород между дайками.

Стратиграфически выше метаморфизованных туффитов, через задернованный интервал в 20–25 м, обнажаются тонко- и грубополосчатые (слоистые) магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды, истинная мощность которых приблизительно равна 15 м, причем в коренных выходах не видно основания рудного тела. Кровля его вскрыта в 1972 г.; азимут простирания слоистости руд  $320-350^{\circ}$ , падение север-северо-восточное под углами  $15-50^{\circ}$ .

Венчается разрез метаморфизованными грубополосчатыми туфами и туффитами основного состава, которые в свою очередь, если судить по редким обнажениям на крутом склоне речной долины, сменяются литокристаллокластическими туфами умеренно кислого состава. Мощность этих пород не определена. Азимут простирания полосчатости туфов и туффитов  $335-345^{\circ}$ , падение север-северо-восточное под углом  $45^{\circ}$ .

В 120 м от предыдущего обнажения выше по течению, на правом берегу р. Верхняя Терсь обнажаются темно-зеленые грубополосчатые кремнистые туффиты, содержащие маломощный прослой магнезиальных известняков. Видно, что кремнистые туффиты стратиграфически выше сменяются магнетитовыми рудами. Видимая мощность последних равна приблизительно 1 м; руды перекрыты аллювиальными отложениями. Туффиты, примыкающие к рудам, содержат тонкие прослойки бедных (вкрапленных) руд, располагающиеся параллельно друг друга (рис. 4). Азимут простирания туффитов и руд  $350^{\circ}$ , угол падения  $50^{\circ}$  ВСВ.

Далее вверх по течению реки (и по простиранию рудного горизонта) почти на протяжении 800 м по левому берегу многократно отмечаются выходы туффитов и руд на дневную поверхность. Во всех обнажениях, расположенных друг от друга иногда на расстоянии 30–50 м, устанавливается согласное залегание руд и вмещающих пород. Элементы залегания во всех обнажениях близки к вышеприведенным.

Следующий участок, где обнажаются железные руды, – это русло р. Верхняя Терсь, выше по течению от устья рч. Миригеш. В этом отрезке река течет почти вкрест простирания терригенно-пирокластической толщи; русло хорошо обнажено и поэтому геологическое положение руд отчетливо видно, причем в разрезе толщи отмечаются



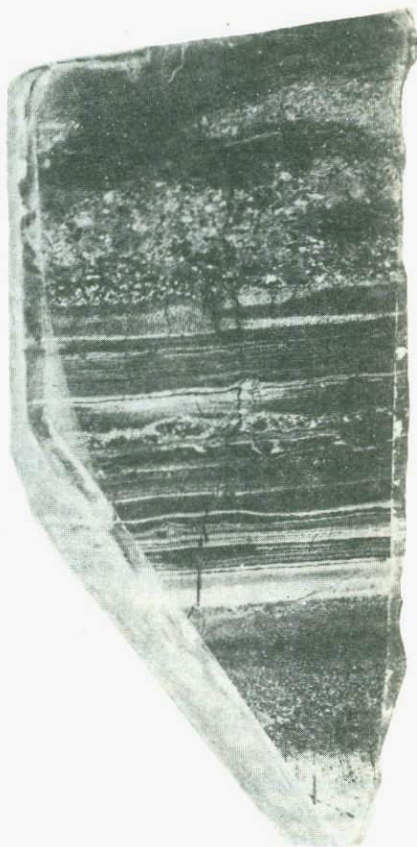
Рис. 4. Кремнистые туффиты с прослоями магнетитовых руд  
В прослое руд (в центре) виден обломок дацитовых порфиров  
гравелитовой размерности; полиров. штуп 503/2; натур. вел.

три стратиграфических уровня локализации руд. Первые выходы руд на берегах реки расположены в 280 м от устья рч. Миригеш. Эти магнетитовые руды расположены в 450 м на север-северо-запад от руд, вскрытых шуффрами ранее в пределах Левобережного участка и являются их продолжением по простиранию.

В основании руд залегают обычно микрозернистые, тонко- и грубополосчатые кремнистые туффиты, окраска которых изменяется от молочно-белых до зеленовато-серых тонов. Слоистость в них обусловлена ритмическим чередованием слоев, окрашенных в различные тона серого или зеленовато-серого цвета; мощность руд составляет от 1-2 мм до 5-7 см. Реже слоистость подчеркивается разной зернистостью минералов в соседних прослоях, иначе говоря - в туффитах хорошо сохраняется их перичная градационная слоистость (рис. 5), позволяющая определить кровлю и подошву пласта.

Рис. 5. Кремнистые туффиты алевро-псаммитовой размерности с прослоями микрокварцитов (светло-серое)

Полиров, штупф 503/21; 3/4 натур. вел.



Под микроскопом туффиты обнаруживают микрогранобластовую структуру и состоят в преобладающем большинстве из кварца с незначительной примесью альбита ( $N_g = 1,540$ ), эпидота ( $N_g = 1,675$ ), амфибола актинолит-тремолитового ряда ( $M_n = 1,643$ ;  $N_g = 1,670$ ;  $cN_g = 13^\circ$ ), хлорита ( $N_m = 1,629$ ), биотита и кальцита ( $N_o = 1,661$ ). Темноцветные минералы слагают обычно уплощенные линзочки и прослои, располагающиеся параллельно друг другу. Этим определяется плоскопараллельная микротекстура кремнистых туффитов. Иногда в шлифах наблюдаются элементы слоистой текстуры и кластической микроструктуры исходных пород: бластопелитовой, blastoaleвропелитовой и реже — blastoалевритовой. Слоистая текстура обусловлена чередованием слоев, различающихся большей частью гранулометрией минералов. Изредка чередующиеся прослойки отличаются только минеральным составом: одни из них сложены кварцем или альбитом и кварцем, другие — актинолитом и эпидотом. Цемент обычно порового типа и характеризуется кремнистым или алюмокремнистым составом. Многие зерна кварца несут регенерационные каемки.

Туффиты как правило содержат ничтожное количество рудного минерала в виде тончайшей микроскопической сыпи. Последняя распределяется в породе довольно равномерно и только местами образует скопления в виде пятен и небольших уплощенных линз. При приближении к рудам в туффитах чаще появляются шнуровидные, уплощенно-линзовидные или чечевицеобразные обособления мельчайших зерен магнетита, приуроченные в большинстве случаев к границе перемежающихся прослоев. Вблизи руд количество таких обособлений увеличивается настолько, что порода отвечает убогим и бедным железных рудам, т.е. практически намечается совершенно



Рис. 6. Туфы дацитовых порфиров с обломками магнетитовых руд (черное)

Полиров. штупф 396; натур. вел.

постепенный переход от кремнистых туффитов к рудам; мощность руд составляет около 5 м.

Стратиграфически выше руд залегают литокристаллокластические туфы дацитовых порфиров. Контактная поверхность их слегка волнистая и в общем она параллельна слоистости руд. В обломочной части пирокластов явно преобладают осколки кристаллов, округленные зерна кварца и кислого плагиоклаза. Обломки дацитовых порфиров, размер которых в поперечнике изредка достигает 5 см, отмечается редко и только вблизи подошвы прослоя туфов. Связующая масса обломков имеет преимущественно кварц-альбитовый состав, гетеробластовое и гранобластовое строение. Такие минералы, как биотит, эпидот, амфибол актинолит-тремолитового ряда и кальцит в сумме составляющие не более 10% объема породы, слагают большей частью небольшие участки, обуславливающие пятнистую окраску туфов.

Азимут простираения слоистости кремнистых туффитов, руд и контактовой поверхности туфов —  $330-340^{\circ}$ , падение восток-северо-восточное под углом  $60-70^{\circ}$ .

В 55 м выше по течению реки вновь наблюдаются магнетитовые руды мощностью около 2,5 м, залегающие среди грубополосчатых (слоистых) кремнистых туффитов. По внешнему облику, текстурно-

структурным особенностям и минеральному составу они аналогичны туффидам, описанным выше. Элементы залегания руд и вмещающих пород идентичны и соответствуют: азимут простирания  $340^{\circ}$ , угол падения  $55^{\circ}$  ВСВ. В юг-юго-восточном направлении по простиранию этих руд на расстоянии 50 м в левом борту долины р. Верхняя Терсь обнажаются разнообломочные туфы дацитовых порфиров, содержащие прослойки густовкрапленного магнетита. Они располагаются между пирокластами разной размерности.

В 75 м от этих руд, в русле реки обнажаются железные руды мощностью около 2 м. Они также залегают согласно среди слоистых кремнистых туффигов и мало отличаются от вулканомиктовых пород, описанных ранее. Элементы залегания их также близки.

В северном направлении железные руды, обнажающиеся в русле р. Верхняя Терсь, прослеживаются (по многочисленным рудным обломкам в делювии и элювиально-делювиальных развалах, а также по редким коренным обнажениям на гребне хребта между рч. Миригеш и р. Озерная) на расстояние примерно 2,5 км до кара, протягивающегося на запад от северной оконечности оз. Рыбного. Там магнетитовые руды вновь наблюдаются в коренном залегании.

Площадь, прилегающая к оз. Рыбному, характерна тем, что наблюдается резкая фациальная смена в составе пород терригенно-пирокластической толщи. На этом участке явно преобладают грубообломочные туфы дацитового, изредка смешанного диабазо-дацитового составов, чередующиеся с покровными телами дацитовых порфиров. Тонкообломочные туфы, туффиты и нормально-осадочные породы отмечаются лишь в маломощных прослоях и линзах. По-видимому, этот участок расположен в прижерловой части вулкана.

Железные руды приурочены к границе литокристаллокластических туфов дацитового состава и карбонатных пород. В туфах, занимающих более высокое стратиграфическое положение по отношению к рудам, среди обломков иногда присутствуют магнетитовые руды (рис. 6), принадлежащие, вероятно, более ранним прослоям. Это определенно указывает на длительный процесс формирования руд, сопровождаемый эруптивной деятельностью древнего вулкана.

Кроме отмеченных выше естественных выходов железных руд на дневную поверхность, во многих местах района они вскрыты поверхностными горными выработками, которые известны как рудные участки Левобережный, Правобережный, Подхребетный, Миригеш, Верхне-Терсинский и Черно-Июсский (см. рис. 1). Судя по фактическому материалу этих участков, геологическое положение железных руд в них практически не отличается от условий залегания руд, выявленных по естественным обнажениям. Рудные тела также залегают среди разнообразных туфов и туффигов, подчиняясь элементам залегания вмещающих пород, т.е. это — типичные стратиформные руды (Смирнов, 1970).

Многочисленные проявления магнетитовых руд в пределах терригенно-пирокластической толщи района фактически представляют выходы на дневную поверхность одного и того же рудного горизон-

та в складчатой структуре толщи (см. рис. 2). Так, участки Правобережный и Миригеш, судя по элементам залегания туффигов, поверхностей покровов эффузивов и руд, слагают западное крыло антиклинальной складки, а участок Левобережный и другие – восточное крыло той же антиклинали, являющейся дополнительной складкой на западном крыле Канымской структуры.

Суммируя изложенное, подчеркнем очень важные для понимания условий формирования руд некоторые детали структурно-геологической позиции.

Рудные тела, встречающиеся в терригенно-пирокластической толще, залегают согласно с вмещающими породами, участвуют в пликвативных дислокациях и как правило приурочены к смене вулканомиктовых образований вулканогенными, т.е. к этапам затухания эксплозивного вулканизма и максимального проявления эксгалиационной деятельности.

Оруденение приурочено к туфо-туффиговой пачке сложного строения и состава, в которой присутствуют маломощные (преимущественно до 1 м) прослои и линзы карбонатных пород. Обычно эти руды залегают между туффидами, представляющими собой большей частью смесь пирокластического материала дацитовых порфиров и продуктов дезинтеграции вулканических пород основного (диабазового) и умеренно кислого (дацитового) состава, и псефитовыми литокристаллокластическими туфами, чаще дацитового состава. Имеются случаи (в общем не типичные) залегания руд между магнезиальными известняками и дацитовыми пирокластами, среди разнообломочных туфов умеренно кислого состава и (реже) среди туфов основного состава.

Рудный горизонт в целом представляет собой толщу тонко- и даже микропереслаивающихся пирокластов, продуктов их перемыва – туффигов и существенно магнетитовых пород.

### Морфология рудных тел

О размерах рудных тел, о изменчивости их по простиранию и особенно по падению можно говорить лишь приблизительно на основании только естественных выходов руд. При поисково-разведочных работах, проводившихся в разное время, рудные тела по простиранию не прослеживались на всю длину.

Железные руды слагают в основном чечевицеобразные, линзовидные и пластообразные тела, мощность которых изменяется от 20–30 см до 30–50 м. Протяженность отдельных рудных тел достигает, вероятно, нескольких километров. Например, в русле р. Верхняя Терсь руды прослежены по почти непрерывным обнажениям более чем на 800 м, а на участке Левобережный поверхностными горными выработками рудное тело прослежено по простиранию без видимого выклинивания на 860 м. Наибольшим распространением пользуются, по-видимому, пласты мощностью от первых дециметров до нескольких метров и протяженностью от нескольких десятков метров до первых сотен метров.

Рудные тела характеризуются прямолинейными и ровными контурами. Наблюдаемые изменения мощности тел обычно происходят постепенно и плавно. Контакты тел в зависимости от петрографического типа вмещающих пород бывают четкими и резкими или имеют характер постепенного перехода. При этом граница рудных тел может быть определена, пожалуй, только путем химического опробования.

Руды, залегающие среди литокристаллокластических туфов умеренно кислого состава как правило обладают четкими контактами. В местах, где видно налегание туфов на руды, например, на левом берегу р. Верхняя Терсь в 280 м вверх по течению от устья рч. Миригеш, отмечается частичная деформация рудных прослоев, выражающаяся "внедрением" туфов в руды с нарушением их первичной горизонтально слоистой текстуры. Этот факт обусловлен, вероятно, тем, что на еще слаболифитизированные руды выпадает огромная масса пирокластического материала, под весом которого происходит деформация.

С туффитами и другими осадочными породами руды обнаруживают часто постепенные переходы. Обычно при приближении к рудам во вмещающих породах отмечаются либо повышенная вкрапленность рудного минерала, либо линзовидные обособления его, располагающиеся по слоистости. Далее количество магнетита постепенно увеличивается и порода уже соответствует бедным рудам. Мощность таких переходных зон достигает иногда 1,5 м. Неоднократные наблюдения таких участков показывают, что их минеральный состав существенно не изменяется; меняется главным образом количественное соотношение минералов за счет постепенного возрастания доли магнетита или сульфидов железа. Состав породообразующих минералов при этом не претерпевает явных изменений. Так, измерения показателей преломления амфибола актинолит-тремолитового ряда, выполненные в кремнистых туффитах, на различном удалении от магнетитовых руд, показали следующее:

- 1) в 20 м -  $1,642 < N_p \leq 1,644; 1,672 > N_g > 1,667;$
- 2) 10 м -  $N_p = 1,644; N_g = 1,665;$
- 3) 3 м -  $1,641 < N_p \leq 1,644; 1,661 < N_g < 1,667.$

Как видно, показатели преломления, а следовательно и состав актинолита в целом остаются практически постоянными; изменения величин показателей преломления ограничиваются главным образом точностью данного измерения. Близкие показатели преломления имеют амфиболы актинолит-тремолитового ряда, присутствующие в составе терригенно-пирокластической толщи (см. табл. 5) и в различных типах железистых руд (см. табл. 15), что свидетельствует о том, что какие-либо контактные изменения вблизи рудных тел отсутствуют.

Ведущим элементом внутреннего строения всех рудных прослоев и линз является последовательное и ритмичное чередование слоев богатых руд со слоями безрудными или слабооруденелыми. Толщина таких образований варьирует в широких пределах, чаще от 1-

2 мм до 3–5 см, реже 10–20 см, причем меньшую мощность имеют рудные прослои. По простиранию (по естественным обнажениям) эти слои выдерживаются на протяжении нескольких десятков метров. Иногда, например, безрудные слои по простиранию плавно выклиниваются и на продолжении сменяются рудными прослоями.

Рудные тела содержат обычно тонкие прослои и линзы слабообработанных яшмовидных кремнистых пород или туффитов, представляющих собой убогие руды. Изредка среди руд встречаются маломощные прослои карбонатных пород. Так, в магнетитовых рудах, обнажающихся в русле р. Верхняя Терсь в 1200 м вверх по течению реки от устья рч. Подхребетного, виден карбонатный прослой мощностью 10–15 см. Он характеризуется четкими прямолинейными контактными поверхностями и прослеживается на протяжении всего обнажения (более 10 м).

Рудные тела, параллельные друг другу в туфо–туффитовой пачке, образуют протяженный рудный горизонт, мощность которого достигает местами 200–250 м. В Терсинском районе он прослеживается на расстоянии более 10 км от истоков р. Черный Июс на севере до долины рч. Подхребетного на юге. Мощность пород, разделяющих рудные прослои в горизонте, варьирует ориентировочно от десятков сантиметров до первых десятков метров. По простиранию горизонта количество и мощность рудных линз существенно изменяются. По-видимому, по простиранию и по падению меняется состав руд (вероятно, это обусловлено фаціальным переходом в связи с изменением глубины бассейна) или изменение окислительно–восстановительного потенциала среды седиментации связано с удалением от источника железа, с появлением сероводородных источников и т.п.

В среднем течении рч. Подхребетного и в его верховьях нами впервые в районе обнаружены серно–колчеданные руды, содержащие в незначительном количестве магнетит. Эти руды приурочены к границе мелкообломочных туфов диабазо–дацитового и дацитового состава, залегают в той же туфо–туффитовой пачке, что и железные руды, и также подчиняются складчатым структурам района. Следует отметить, что непосредственных наблюдений о взаимоотношении магнетитовых и пиритовых руд нет; эти данные требуют проведения дополнительных геологоразведочных работ. В пользу изменения физико–химических условий формирования рудоносных отложений, развитых в бассейне рч. Подхребетного, косвенно указывает вещественный состав этих отложений. По сравнению с другими участками рудовмещающая туфо–туффитовая пачка содержит много маломощных прослоев карбонатных пород и только появляются в заметном количестве туфы и туффиты с карбонатным цементом – породы, в общем, нетипичные для терригенно–пирокластической толщи. Карбонаты образуются, как известно, в резко восстановительных условиях, которые к тому же характеризуют обстановку формирования сульфидов железа.

## Типы руд и их текстурно-структурные особенности

Среди стратиформных руд Кузнецкого Алатау в зависимости от основного полезного компонента выделяются следующие главные типы: 1) магнетитовый; 2) сульфидно-магнетитовый и 3) сульфидный.

Магнетитовые руды. Этот тип руд пользуется наибольшим распространением. Примечательная особенность состава магнетитовых руд – широкое развитие пластинчатого магнетита – мушкетовича, характерная черта этих руд – невысокое содержание полезного компонента и иногда резко изменчивое его количество в пределах небольшого рудного тела. В среднем содержание железа в рудах составляет многим более 30%, при колебаниях от 9 до 46%. В общем, магнетитовые руды даже в пределах небольших рудных линз имеют неоднородный минеральный состав и структурно-текстурный рисунок. По парагенетическим ассоциациям представляется возможным выделить: кварц-магнетитовые, хлорит-кварц-магнетитовые, хлорит амфибол-магнетитовые, эпидот-кварц-магнетитовые, карбонат-амфибол-магнетитовые, эпидот-хлорит-амфибол-плагиоклаз-кварц-магнетитовые руды. Многие разновидности этих руд взаимосвязаны и нередко сменяют друг друга по простиранию или по падению. Практически в каждой из названных разновидностей руд постоянно отмечаются в небольших количествах минералы, определяющие состав других разновидностей. Кроме того, обычно все руды, за исключением, может быть кварц-магнетитовых, в том или ином количестве содержат сульфиды железа и изредка меди.

Несмотря на сложный и непостоянный минеральный состав магнетитовых руд, определенно намечается преимущественность ассоциации окислов, силикатов, карбонатов и алюмосиликатов, присутствующих в рудах и во вмещающих породах. Руды, залегающие в кремнистых туффилах, в преобладающем большинстве характеризуются кварц-магнетитовым, плагиоклаз-кварц-магнетитовым составом при резко подчиненном значении иных, главным образом темноцветных минералов. Темноцветные минералы устанавливаются в ощутимых количествах в рудах, расположенных среди туффитов и туфов смешанного состава. Карбонаты присутствуют в рудах, залегающих, во-первых, на границе магнезиальных известняков и, во-вторых, пирокластов.

Сульфидно-магнетитовые руды. Все, что характерно для магнетитовых руд приложимо и к сульфидно-магнетитовому типу. Руды этого типа связаны постепенными переходами с рудами магнетитового типа и отличаются от них не только более высоким (до 40% объема) содержанием сульфидов железа и, но и более сложными структурами руд.

Сульфидные руды. По внешнему облику и составу эти руды отличаются от предыдущих, что отображает иную фациальную обстановку среды формирования руд сульфидного типа. Главными рудными минералами чаще всего является пирит и несравненно реже – пирротин.

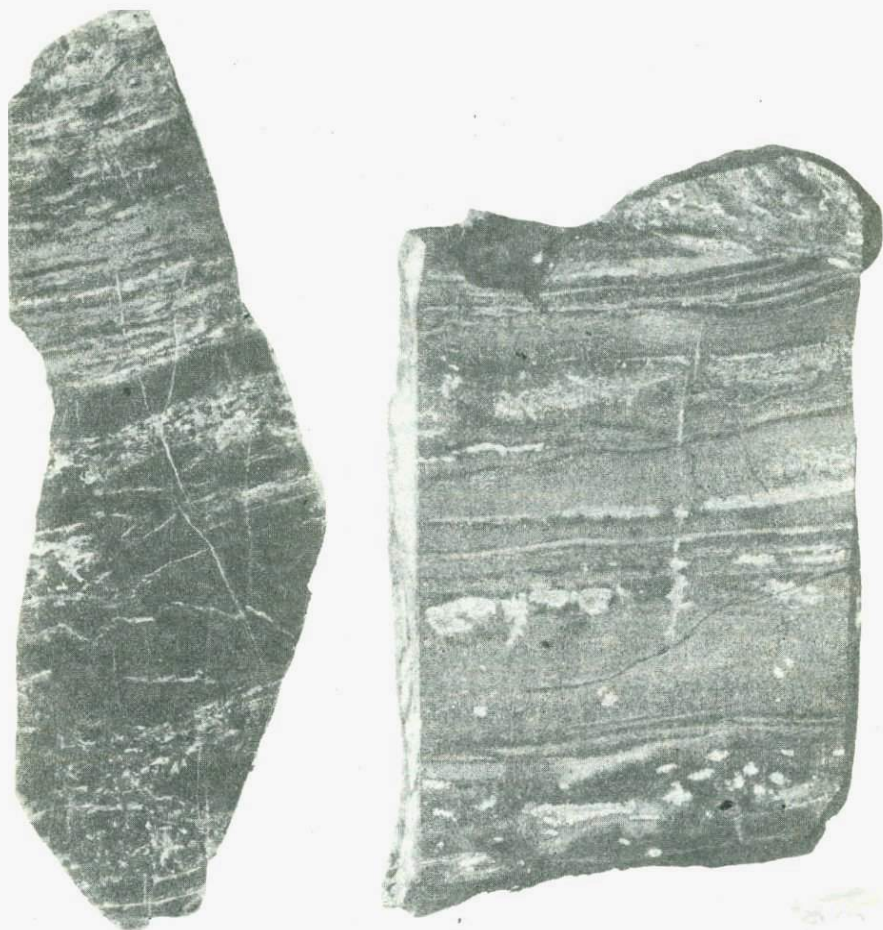


Рис. 7. Слоистые кварц-магнетитовые руды, чередующиеся с туфами псаммитовой размерности

Полиров. штуп 144/1, 1/2 натур. вел.

Рис. 8. Микрослоистая сульфидно-магнетитовая руда с элементами косої слоистости (верхняя часть рисунка)

Полиров. штуп 501/3; 3/4 натур. вел.

В качестве незначительной, но неременной примеси присутствуют магнетит и халькопирит. Нерудные минералы представлены хлоритом, амфиболом, кварцем, плагиоклазом, эпидотом, кальцитом и биотитом. Биотит, судя по особенностям расположения в рудах и по его взаимоотношениям с другими минералами, относится к более поздним образованиям; биотит связан с контактовым метаморфизмом сульфидных руд при становлении даек среднего - основного состава.

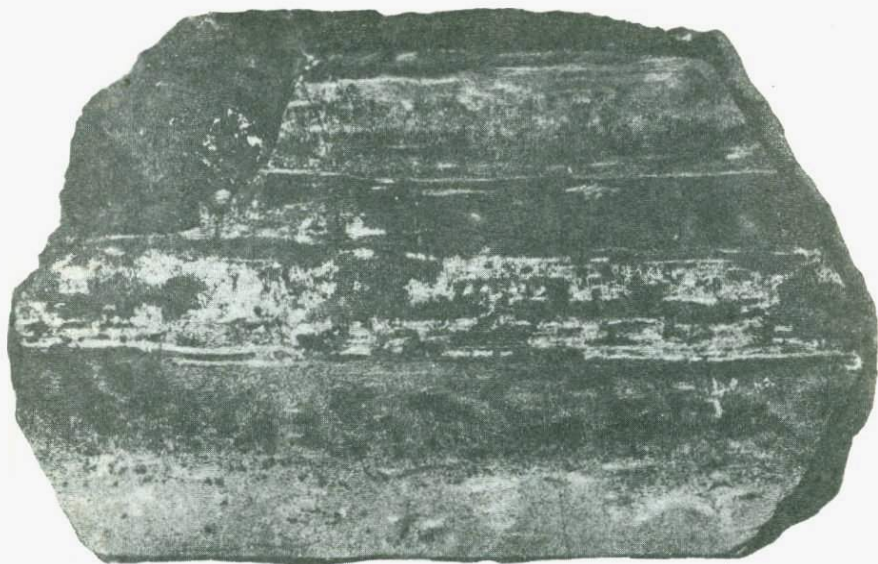


Рис. 9. Слоистая хлорит-кварц-магнетитовая руда с элементами перекристаллизации магнетита

Полиров. штупф К-19/1; увел. 1,5

Сульфидные руды, в отличие от предыдущих типов, мало устойчивы в зоне гипергенеза. Процесс окисления в них проявляется наиболее полно, и на дневной поверхности сульфидные руды встречаются только в реликтовых обломках среди ржаво-бурой охристой массы, сложенной гидроокислами железа. Зона окисления руд распространяется на глубину более 10 м. Ржаво-бурые охры зоны окисления с глубиной сменяются полуокисленными сульфидными рудами через образования, напоминающие структурный эллипс, в котором сохраняются главные черты строения первичных руд.

Для стратиформных руд весьма характерны специфические текстуры и структуры, отражающие особенности формирования руд. Все описанные типы руд имеют примерно одинаковые сложения и строение руд, несколько обособляются (и то лишь в деталях) сульфидные руды. Рассмотрим признаки обособления сульфидных руд более подробно.

Магнетитовый и сульфидно-магнетитовый типы руд. Среди магнетитовых и сульфидно-магнетитовых руд наиболее распространены слоистая, ритмично-слоистая и линзовидно-слоистая, а изредка отмечаются вкрапленная, гнездово-вкрапленная и массивная текстуры. Несомненно, ведущими являются различные комбинации слоистых текстур, которые подчеркивают главные особенности строения рудных линз. Характерные текстуры руд показаны на рис. 7-9, 11 и 12.



Рис. 10. Туфзит, содержащий обильную вкрапленность магнетита (черное)

Видны следы промоин (снизу); прозрачный шлиф 50/а; без анализатора; увел. 7

Слоистые текстуры обусловлены ритмичным чередованием прослоев сплошных, густовкрапленных и средневкрапленных руд с безрудными (силикатными) или слабрудными прослоями. Мощность отдельных полос изменяется от первых миллиметров до пятнадцати сантиметров. Наиболее распространены тонкослоистые руды, мощность прослоев в которых измеряется первыми миллиметрами. Таким образом, выделяются текстуры руд, характеризующиеся всеми переходами от грубослоистых до тонко- и микрослоистых разновидностей. В наиболее толстых слойках, особенно рудных, нередко наблюдается

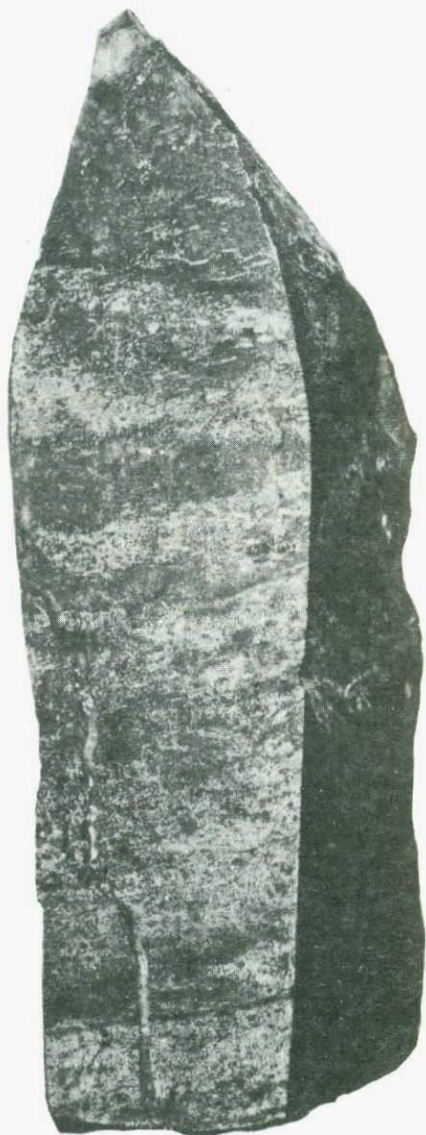
Рис. 11. Кварц-магнетитовая  
руда неяснослоистой текстуры  
Полиров. штуф 500/3;  
увел. 1,3

внутреннее микрослоистое строение, что хорошо видно на фотографиях штуфов (рис. 7-9).

Чередующиеся рудные и силикатные слои имеют обычно разную толщину. Она оказывается неодинаковой даже у близко расположенных рудных прослоев, что, вероятно, связано с неравномерным и пульсирующим поступлением рудного вещества в зону седиментации.

Интересной морфологической особенностью текстур руд и переслаивающихся с ними пород является сохранение в ряде мест признаков косо́й слоистости (см. рис. 8), промоин (рис. 10) и других признаков (рис. 11), свидетельствующих о динамически неспокойных условиях среды при формировании железных руд. Углы наклона косых слоев измеряются в пределах 10-17°. Считается, что небольшие углы наклона слоев указывают на образование косо́й слоистости в морской среде (Ботвинкина, 1968).

Кроме ритмичной последовательности слоев рудного вещества и силикатов, плоско-параллельная текстура руд подчеркивается нередко агрегатными скоплениями, сгустками, линзочками сульфидов железа, располагающимися преимущественно вдоль прослоев и концентрирующимися большей частью в безрудных или слаборудных слоях. От крупных агрегатов сульфидов железа "ответвляются" волосовидные, часто прерывистые жилки пирита, ориентированные вкрось слоистости (см. рис. 8). Вероятно, этот пирит выполняет контракционные трещины (седиментационные трещины), так как



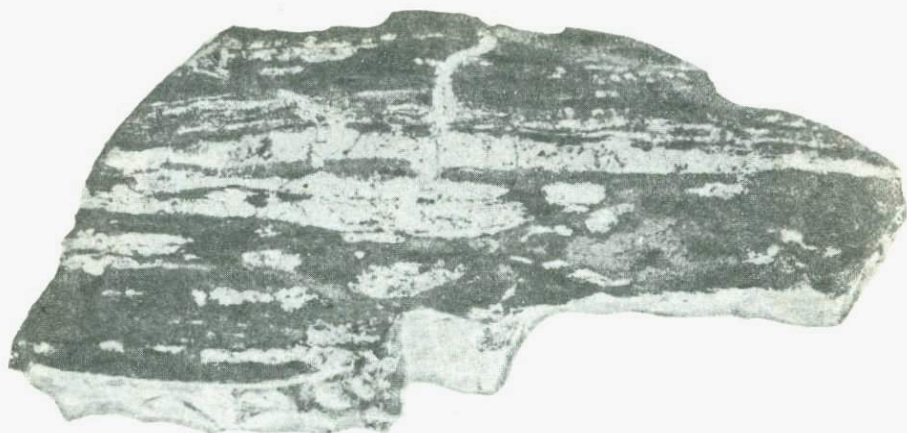


Рис. 12. Линзовидно-полосчатая эпидот-актинолит-магнетитовая руда

Полиров. штуп 340/3; натур. вел.

многие жилки сульфидов начинаются у кровли слоев и направляются к подошве их, не пересекая всю толщину слоя и не продолжаясь в нижележащие рудные прослои. Судя по соразмерности зерен пирита и магнетита, можно сказать, что эти сульфиды являются аутигенными образованиями, возникшими в результате восстановления рудного вещества на ранней стадии диагенеза.

В рудах существенно кварц-магнетитового состава слоистая текстура определяется нередко линзовидными, уплощенно-линзовидными обособлениями гранобластовых агрегатов зерен кварца, располагающихся как правило параллельно друг другу. Размер таких линз по длинной оси варьирует в очень широких пределах — от нескольких миллиметров до десятков дециметров.

Вкрапленные магнетитовые руды несут признаки директивности в виде нечетких уплощенно-линзовидных участков, отличающихся разной интенсивностью вкраплений рудного минерала.

Например, в русле рч. Миригеш, в русле р. Верхняя Терсь, выше по течению от устья рч. Миригеш, на водоразделе р. Озерная — рч. Миригеш и др. в магнетитовых и сульфидно-магнетитовых рудах устанавливаются линзовидно-полосчатые, пятнисто-полосчатые и пятнисто-вкрапленные текстуры, характеризующиеся довольно резким обособлением рудных минералов (рис. 12). Рудные участки обладают часто сплошным (массивным) сложением. Магнетит местами слагает жилки, секущие полосчатость и соединяющие соседние рудные линзочки. Все эти текстурные узоры формировались, скорее всего, на ранних стадиях метаморфического преобразования исходных тонко- и микрослоистых руд, сопровождающихся локальным перераспределением и перекристаллизацией рудного вещества.

Массивные руды, характеризующиеся, как принято считать (Г.Поспелов, Лапин, 1958; Шахов, 1961; Дымкин, 1962), сплошным или вкрапленным расположением рудных агрегатов без закономерности в пространственном их распределении, не имеют широкого распространения и вряд ли их следует рассматривать в качестве самостоятельного текстурного типа. В изученных нами магнетитовых и сульфидно-магнетитовых рудах массивное сложение отмечается иногда в наиболее мощных слоях стратифицированных рудных тел.

В рассматриваемых рудах нередко можно видеть сочетание нескольких разновидностей текстур с неизменным участием разностойкого текстурного типа. Различные комбинации текстур наблюдаются чаще вкрест простирания и реже по простиранию рудных тел. Преимущественно встречаются сочетания слоистого и линзовидно-слоистого, пятнисто-слоистого и массивного сложения.

Магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды имеют большей частью тонко- и микрозернистые макроструктуры (размер минеральных зерен изменяется обычно в пределах сотые - десятые доли миллиметра). Иногда наблюдаются более крупные зерна магнетита (до 1-2 мм). Индивиды сульфидных минералов железа имеют как правило большие размеры, чем магнетит, хотя изредка индивиды сульфидных минералов железа и индивиды магнетита соизмеримы. Сульфиды железа образуют изредка крупные кристаллообласты (до 3-4 мм в поперечнике), которые часто, особенно при наличии агрегатных скоплений, обуславливают пятнистость руд. Более крупные зерна сульфидов свидетельствуют о их большей способности к перекристаллизации при метаморфизме по сравнению со способностью к перекристаллизации у магнетита.

Под микроскопом во многих разновидностях руд можно видеть последовательное чередование полосок, насыщенных в разной степени рудными минералами, с прослойками, сложенными преимущественно кварцем, альбитом, эпидотом, хлоритом и амфиболитом. Граница между рудными и силикатными прослоями обычно достаточно четкая и в общем прямолинейная или слабоволнистая; реже она имеет характер постепенного перехода, обусловленного равномерным уменьшением содержания рудных минералов в направлении к безрудным или слабрудным слоям. Прослойки вкрапленных руд имеют нередко асимметричное строение. Большей частью внизу они характеризуются густовкрапленным, почти сплошным сложением; далее вверх по восстанию слоя количество рудных вкрапленников постоянно уменьшается вплоть до полного исчезновения. Силикатные слои имеют соответственно резкую границу сверху и постепенную - внизу. Иногда устанавливается совершенно противоположное строение прослоев. Все эти детали сложения руд могут отражать либо начальную неоднородность при формировании рудного осадка, связанную с: 1) импульсным поступлением гидротерм в бассейн седиментации, 2) постепенным затуханием процессов высаживания рудного вещества, 3) периодическим взмучиванием рудного осадка и его последующим гравитационным осаждением либо могут найти объяс-



Рис. 13. Ллеврито-псаммитовые тuffиты с градационой слоистостью

Прозрачный шлиф 503/22; без анализатора; увел. 5

нение за счет дифференциального перераспределения рудного вещества при диагенетическом и метаморфическом преобразовании.

Микроструктуры руд относятся главным образом к типу гранобластовых. В разностях, где преобладает (или присутствует в заметных количествах) либо амфибол, либо хлорит, обычно наблюдается сложное сочетание гранобластовой, лепидобластовой, нематобластовой и фибробластовой структур. Строение руд усложняется нередко резким несоответствием размера минеральных зерен и их агрегатов.

В нерудных прослойках изредка видны элементы реликтовой кластической (бластоалевритовой и бластопсаммитовой) структуры, которая фиксируется в форме регенерационных кайм вокруг остроугольных или слабоокатанных зерен кварца. В наиболее мощных слоях иногда сохраняется градационная слоистость (рис. 13).

В полированных шлифах часто отчетливо устанавливаются плоскопараллельные (полосчатые) и реже — гнездово-вкрапленные микротекстуры железных руд. Они определяются распределением силикатов и вытянутостью в одном направлении уплощенно-линзовидных участков, сложенных агрегатами магнетита (мушкетовита) и сульфидов железа. Сульфиды железа более всего тяготеют к нерудным минералам.

По отмеченным выше текстурным особенностям, описываемые руды внешне похожи на докембрийские джеспилиты (Гершойг, 1969; Ходюш, 1969; и др.) и девонские руды типа "железистых кварцитов", широко распространенные в Горном Алтае (Калутин, 1970).

Сульфидный тип руд. По внешнему облику эти руды обладают в основном тонко- и микрозернистым строением с крупностью зерен в сотые или десятые доли миллиметра. Индивиды сульфидов большей частью имеют неправильные очертания. Реже, что характерно только для участков и зон перекристаллизации руд, встречаются крупные зерна пирита с хорошей кристаллографической границей. Они, как будет нами показано, несут все черты, свойственные метакристаллам.

Текстуры сульфидных руд по сравнению с текстурами магнетитовых и сульфидно-магнетитовых руд более разнообразны. Серноколчеданные руды отличаются прежде всего непостоянством текстурно-структурных рисунков, наблюдаемых нередко в пределах одного штуфа. Наиболее распространенные текстуры руд определяются комбинацией тонкомикрослоистого, вкрапленного и сфероидального (глобулярного) характера распределения рудных минералов. Часто отмечаются элементы плейчатости, волнистости и микросмещений рудных слоев. Заметно реже наблюдается линзовидно-полосчатое, неяснополосчатое и пятнистое сложение руд. Все основные типы сложения руд показаны на рис. 14-18.

Тонко-, микрослоистая текстура сульфидных руд, в отличие от таковой ранее рассмотренных типов руд, характеризуется последовательным чередованием полосок, содержащих различную вкрапленность рудных минералов. В штуфах можно видеть все переходы от бедновкрапленных до густовкрапленных почти сплошных руд. Мощность чередующихся полосок варьирует от десятых долей миллиметра до первых сантиметров (р.с. 14-16).

Сульфидным рудам свойственна глобулярная текстура, обусловленная наличием сфероидальных обособлений мелкозернистых агрегатов пирита (рис. 16). Это почти круглые или слабо уплощенные срастания микроскопических зерен пирита вокруг нерудного минерала. Поперечник сфероидальных обособлений равен примерно 1 мм

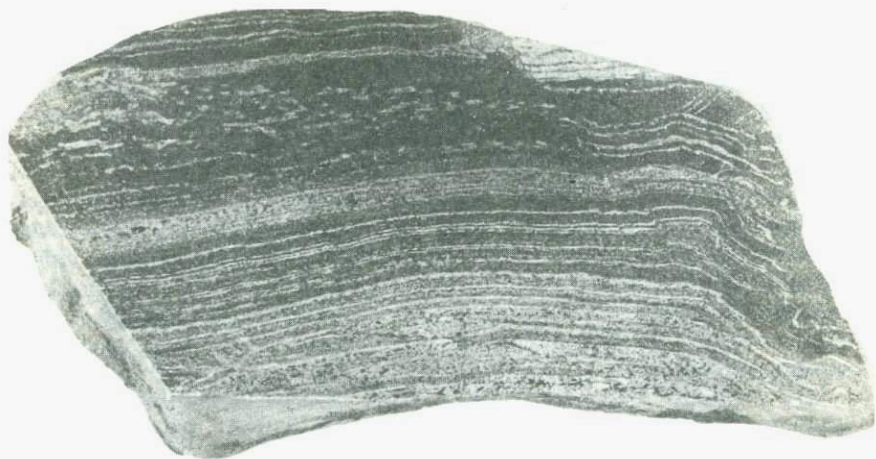


Рис. 14. Тонкослоистая серно-колчеданная руда  
Полиров. штуф 111/3, умен. 1,5



Рис. 15. Серно-колчеданная руда линзовидно-груболосчатой  
текстуры. Внутри прослоев видны отдельные микрослойки  
Полиров. штуф 111/1; умен. 1,2

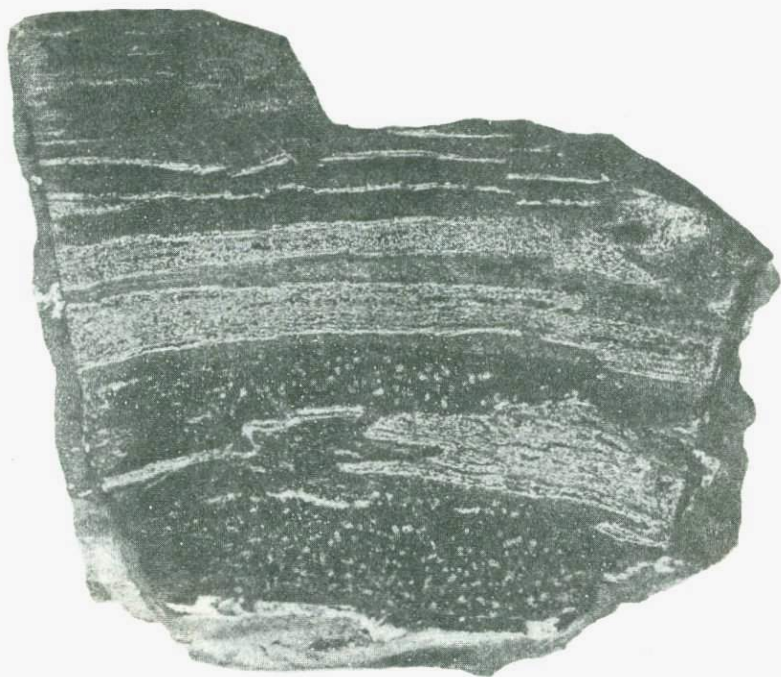


Рис. 16. Серно-колчеданная слоистая руда. В хлоритовой массе (темное, внизу) видны глобулярные выделения пирита (светлое) Полиров. штупф К-1; натур. вел.

с незначительным отклонением в меньшую или большую сторону. В нерудной массе они обычно изолированы друг от друга и расположены на расстоянии 1–3 мм. Реже сфероидальные обособления образуют неправильные агрегаты, состоящие из нескольких "слипшихся" сфероидов.

Глобулярные выделения пирита встречаются как правило среди полосчатых вкрапленных руд, располагаясь либо между густовкрапленными полосками, либо сменяют их по простиранию (см. рис. 16).

Микроскопическое изучение серно-колчеданных руд выявило много общих структурно-текстурных черт с магнетитовыми и сульфидно-магнетитовыми рудами и некоторые их специфические особенности. Микротекстуры сульфидных руд в подавляющем большинстве относятся к типу ориентированных. В данном случае такая направленность обусловлена рядом факторов: цепочным расположением ксеноморфных зерен сульфидов, последовательным чередованием полосок, различающихся разной насыщенностью рудными минералами, ритмической сменой нерудных и густовкрапленных рудных прослоев и т.п. Мощностъ рудных полосок изменяется от десятых долей миллиметра до первых дециметров. Последовательно сменяющие их не-

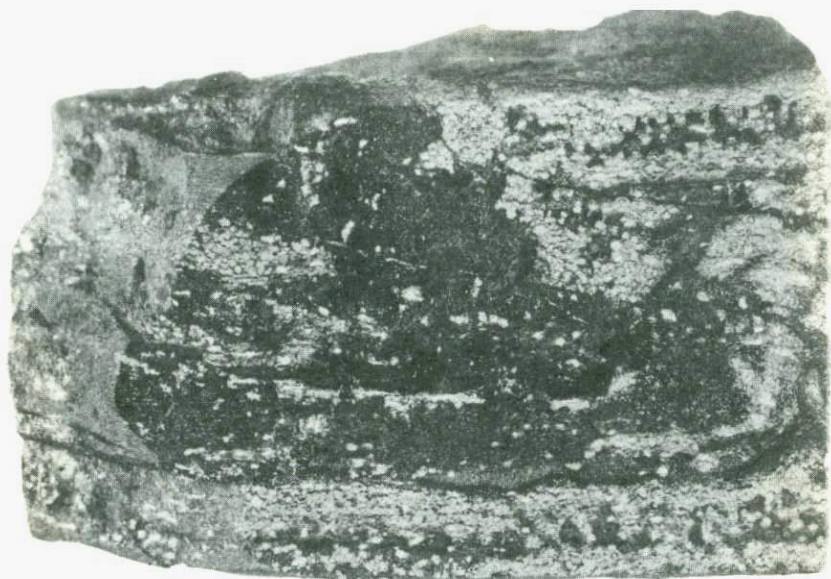


Рис. 17. Перекристаллизованная серно-колчеданная руда. Полосчатая текстура осложнена пятнистым, линзовидным, сгустковым расположением метакристаллов пирита

Полиров. штаф К-17; увел. 1,3

рудные прослои обычно имеют большую мощность, которая выше иногда в 2 раза и более мощности рудных слоев. В нерудных прослоях нередко видна градационная слоистость. Изредка некоторые густовкрапленные рудные образования подчеркиваются тонкими (0,15–0,55 мм) оторочками хлорит-биотитового состава. Индивиды этих минералов очень малы и различимы только при 400-кратном увеличении.

Иногда микроструктура руд определяется чередованием прослоев, представленных вкрапленным пиритом, и полосок, содержащих стяжения пирита концентрического строения – сфероиды. Эти прослои отличаются и минеральным составом силикатной составляющей (например, прослои с рудными вкраплениями сложены эпидотом и кварцем, а полоски со сфероидами – хлоритом, кварцем, эпидотом, амфиболом актинолит-тремолитового ряда и биотитом), и постоянно размером минеральных зерен. В прослоях со сфероидами зерна силикатов в 2–5 раз меньше по сравнению с зернами нерудных минералов в полосках с вкраплениями.

Микроструктура сульфидных руд относится к типу гетеробластных, и в зависимости от преобладания того или иного силиката



Рис. 18. Перекристаллизованная серно-колчеданная руда с полосчато-плойчатой текстурой

Полиров. штупф. 33/1; увел. 1,5

выделяются гранобластовое, лепидобластовое, немагмобластовое, фибробластовое и диабластовое строение прослоев. Во многих из них сохраняются элементы реликтовой кластической структуры, подчеркиваемые угловатыми или слабоокатанными обломками кристаллических зерен плагиоклаза или кварца и регенерационными каемками вокруг них.

### Минеральный и химический состав руд

Перечень минералов, слагающих основные типы вулканогенно-осадочных руд, приведен в табл. 7. В ней приблизительно отражен состав того или иного минерального вида для конкретного типа руд. Более того, в колонках минералы перечислены по возможности в порядке распространенности. Однако в таблицу не включены минералы, установленные в рудах экзоконтактных зон Лавреновского гранитоидного и Рыбинского габброидного массивов. Эти новообразованные ассоциации рассмотрены нами далее в специальном разделе монографии. В таблице не отражено также присутствие в рудах обломков эффузивов умеренно кислого и основного состава, хотя это является важным фактором для понимания обстановки формирования железных руд. Мелкие угловатые и слабоокатанные обломки дацитовых порфиров и пироксен-плагиоклазовых порфиритов присутствуют в рудах, обнажающихся в русле р. Верхняя Терсь в 1200 м выше по течению от устья рч. Подхребетного.

Как видно из табл. 7, железные руды не отличаются большим разнообразием минерального состава. Все типы руд характеризуются одним и тем же набором нерудных минералов. Различия сводятся, главным образом, к количественному соотношению рудных и нерудных минералов.

Приведем характеристику минералов, слагающих основные типы и разновидности руд.

Магнетит является наиболее распространенным минералом в составе первых двух типов руд и наблюдается в резко изменчивых количествах, составляющих от 10 до 75%<sup>1</sup>. В серно-колчеданных рудах он присутствует постоянно в небольшом количестве (3-7%). Места содержание магнетита достигает 25% и таким образом намечается постепенный переход сульфидных руд в сульфидно-магнетитовые.

Магнетит слагают обычно зерна, имеющие неправильную форму и размер в десятые и тысячные доли миллиметра, образующие либо сплошные агрегатные скопления на небольших участках, либо рудную вкрапленность различной интенсивности в нерудной массе. В последнем случае устанавливаются все переходы от убоговкрапленных до густовкрапленных, почти сплошных, руд. Преимущественно изменения интенсивности вкраплений магнетита происходят в полосках, чередую-

<sup>1</sup> Здесь и далее содержание минералов в составе руд приведено в объемных процентах.

Таблица 7

Минеральный состав вулканогенно-осадочных железных руд

Тип	Главные минералы	Второстепенные и редко встречающиеся минералы
Магнетитовые	<p>Рудные: магнетит, мушкетовит, гематит</p> <p>Нерудные: кварц, амфибол актинолит-тремолитового ряда, эпидот, хлорит, плагиоклаз (альбит-олигоклаз)</p>	<p>Пирит, халькопирит, пирротин, марказит, лимонит, ковеллин</p> <p>Кальцит, доломит, апатит, биотит, мусковит</p>
Сульфидно-магнетитовые	<p>Рудные: магнетит, мушкетовит, пирит</p> <p>Нерудные: кварц, амфибол актинолит-тремолитового ряда, эпидот, хлорит, плагиоклаз (альбит-олигоклаз)</p>	<p>Халькопирит, пирротин, гематит, лимонит, марказит, халькозин, ковеллин</p> <p>Кальцит, биотит, мусковит</p>
Сульфидные	<p>Рудные: пирит, магнетит, халькопирит</p> <p>Нерудные: кварц, эпидот, плагиоклаз (альбит, альбит-олигоклаз), хлорит</p>	<p>Пирротин, мушкетовит, лимонит, халькозин, ковеллин</p> <p>Амфибол актинолит-тремолитового ряда, биотит, кальцит, мусковит, апатит</p>

щихся друг с другом и разделенных полосками, сложенными нерудными минералами, чаще кварцем, реже эпидотом, амфиболом актинолит-тремолитового ряда и хлоритом. Этим подчеркивается плоско-параллельная микротекстура руд.

Нередко отдельные индивиды магнетита обладают хорошей кристаллографической огранкой. Размер таких кристаллов изменяется в широких пределах от сотых долей миллиметра до 3 мм. Некоторые из них несут черты, свойственные метакристаллам (Бетехтин и др., 1958): скелетные формы роста, обилие включений нерудных минералов, идиоморфизм и т.п. (рис. 19). Метакристаллы магнетита возникли скорее всего в процессе метаморфизма первичных руд, в резуль-

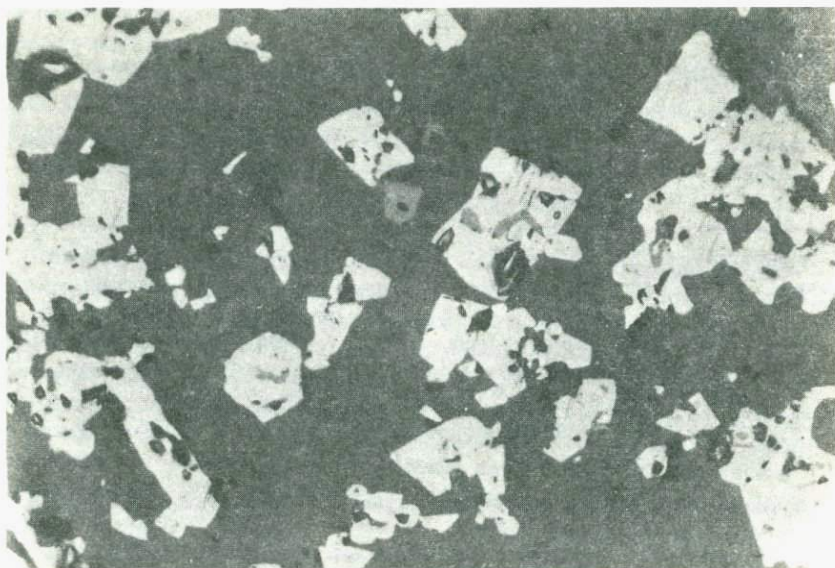


Рис. 19. Скелетные, футляровидные и т.п. метакристаллы магнетита с обилием включений нерудных минералов  
Полиров. шлиф 144/1д; увел. 200

тате собирательной перекристаллизации исходного рудного вещества.

При больших увеличениях (увел. 600–950 и более) выявляются многие детали внутреннего строения зерен магнетита, включая и метакристаллы. Все зерна содержат в том или ином количестве включения нерудного вещества, представленного довольно часто пылевидными обособлениями не диагностируемого изотропного материала темно-серого цвета, реже кварцем и хлоритом. Обычно такие включения незакономерно рассеяны в магнетите. В отраженном свете при больших увеличениях нередко можно видеть, что отдельные зерна магнетита неоднородны. В них в общей однородной массе наблюдаются отдельные участки, сложенные мелкими кристаллитами (размером в тысячные доли миллиметра). Для кристаллитов характерны пластинчатая форма и более высокая отражательная способность. Изредка они образуют веерообразные микроагрегаты; при этом границы отдельных пластинок иногда подчеркиваются пылевидными включениями нерудного вещества. Отмеченные особенности строения зерен магнетита обусловлены, вероятно, тем, что руды, по крайней мере в пределах этих участков, представляют собой скрытокристаллические массы листоватых или чешуйчатых агрегатов, испытавших перекристаллизацию.

Взаимоотношения зерен магнетита с нерудными минералами сложные. В магнетитовых и сульфидно-магнетитовых рудах магнетит кон-

центрируется предпочтительнее среди агрегатов зерен кварца. Обычно оба минерала слагают полосы (прослой) различной мощности, имеющие гетеробластовое строение. Кварц образует более крупные зерна, чем зерна, между которыми располагаются индивиды магнетита. Степень идиоморфизма обособлений и того и другого минерала примерно одинакова. Встречающиеся агрегаты и отдельные зерна амфибола актинолит-тремолитового ряда или хлорита характеризуются сложными взаимными прорастаниями с магнетитом; нередко неравильные кристаллы амфибола включают мелкие зерна магнетита. В полированных шлифах можно наблюдать микроскопические жилки, выполненные агрегатами магнетита. Они ориентированы в основном вкрест полосчатости руд. Все это фиксируют диагенетические и метаморфические преобразования первичных руд. Однако отдельные наблюдения взаимоотношений магнетита с другими минералами и составными компонентами, а также некоторыми деталями строения руд позволяют понять особенности первичного формирования руд.

В рудах, обнажающихся на левом берегу р. Верхняя Терсь, выше по течению от рч. Подхребетного, присутствуют псаммитовой размерности обломки дацитовых порфиоров, плагноклаз-пироксеновых порфириров и осколки кристаллов кварца. Зерна магнетита занимают только интерстиции между кластическими частицами и не обнаруживают с ними никаких реакционных взаимоотношений. Сами обломки не соприкасаются друг с другом. По-видимому, рудное вещество в исходных осадках выступало в качестве цемента базального типа.

Иные взаимоотношения между главными минералами устанавливаются в кварц-магнетитовых рудах, вскрываемых р. Верхняя Терсь, в 280 м вверх по течению от устья рч. Миригеш. Магнетит слагается обычно ксеноморфными зернами размером в сотые и тысячные доли миллиметра, концентрирующимися преимущественно по периферии почти изометричных или эллиптических участков, состоящих из гранобластовых агрегатов кварцевых зерен. Эти участки в поперечнике составляют 1-3 мм и напоминают геленоподобные стяжения кремнезема с рудным веществом. Подобные образования дают основание полагать, что первичное накопление рудных слоев в этих местах связано с хемогенным осаждением коллоидного вещества. Как показали экспериментальные работы (Harder, 1965; Parks, 1967), гидророскислы железа, а также глинозем и магнезия в водной среде играют роль катализатора при полимеризации и осаждении кремнезема, даже из недосыщенных и сильно разбавленных его растворов. Последующие позднедиагенетические и метаморфические преобразования руд выражались прежде всего в образовании минерального вида компонентов и сопровождалась перекристаллизацией, увеличением зернистости минералов и, отчасти, перераспределением рудного вещества. На это, в частности, указывает наличие разобщенных зернышек магнетита внутри овальных агрегатов кварца и проникновение рудного минерала в оvoidы по микроскопическим трещинкам.

Отметим еще одну особенность расположения магнетита, обнаруженную в рудах, обнажающихся в 350 м к западу от северной око-

нечности оз. Рыбное. Магнетит, слагающий ксеноморфные зерна размером в тысячные и десятитысячные доли миллиметра, выполняет главным образом, промежутки между сферолитами. Зерна в поперечнике составляют 0,08–1,5 мм. Они образованы спутанно-волокнистыми агрегатами хлорита и амфибола актинолит-тремолитового ряда и представляют, вероятно, застывшие капли лавы основного состава. Этому не противоречит геологическое положение магнетитовых руд с микропизолитовой структурой, слагающих маломощный (первые сантиметры) прослой в рудах кварц-магнетитового состава. Последние залегают на границе разнообломочных туфов смешанного состава.

В сульфидных рудах зерна магнетита концентрируются преимущественно в полосках (прослоях), сложенных силикатами. Среди них магнетит образует либо более или менее равномерную вкрапленность (рудную сыпь), либо линзовидные, уплощенно-линзовидные агрегаты, максимальные размеры которых составляют 0,8×3 мм.

В существенно пиритовых полосках магнетит присутствует в форме мелких рассеянных зерен, размер которых в поперечнике в 5–10 раз меньше размера выделений пирита; изредка индивиды этих минералов соизмеримы. При этом зерна пирита часто приспособляются к морфологическим ограничениям магнетита. Иногда видны признаки замещения магнетита пиритом. В участках перекристаллизации сульфидных руд мелкие ксеноморфные зерна магнетита отмечаются в порфиробластах пирита.

Изучение микротвердости магнетита отдельных минеральных типов выявило значимые различия твердости. Для магнетитового типа руд микротвердость магнетита колеблется от 433 до 572 кг/мм<sup>2</sup>, среднее арифметическое значение (по 29 замерам) составляет 522,2 кг/мм<sup>2</sup>. Магнетит из сульфидно-магнетитовых руд характеризуется более узкими пределами колебаний величины микротвердости – 536–611 кг/мм<sup>2</sup>, но более высоким значением (по 18 замерам) средней величины – 544 кг/мм<sup>2</sup>. Наблюдения характера отпечатка призмы в зернах магнетита показали, что микрохрупкость минерала в рудах разного минерального состава примерно одинакова. Отпечатки сопровождаются двумя или более микротрещинами в разных углах, что позволяет отнести магнетиты к 3–4 баллу хрупкости по шкале В.И. Сняикова (1965).

Изменение величины микротвердости у магнетитов зависит от пришей минералу анизотропии I и II рода, от количества элементов-примесей в нем и от степени метаморфизма руд (Лебедева, 1963; Сняиков, 1966; Исаенко, Федорова, 1976; и др.). Особенно возрастает твердость магнетита в связи с увеличением содержания (до целых процентов) таких элементов-примесей, как Mg, Si, Al, Ca и Ti (Петрова, 1975). Вариации микротвердости магнетита рассматриваемых руд связаны, по-видимому, с разной степенью метаморфизма отдельных минеральных типов руд.

Сравнение микротвердости магнетита с твердостью этого же минерала из руд разных генетических типов показывает, что по данно-

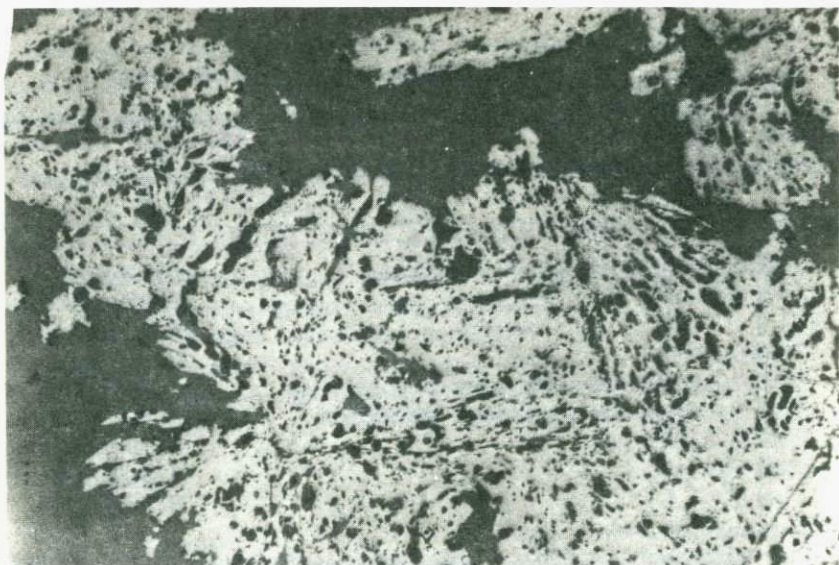


Рис. 20. Веерообразные и сноповидные агрегаты мушкетовита в актинолит-кварц-магнетитовой руде  
Полиров. шлиф 148/1; увел. 70

му показателю описываемый магнетит близок к метаморфогенному магнетиту, твердость которого в подавляющем большинстве случаев изменяется в пределах  $440-570 \text{ кг/мм}^2$  (Гершойг, Дементьева, 1960).

Результаты рентгенометрического определения параметров элементарной ячейки магнетитов из разных участков и химический состав их приведены в табл. 8-10.

Мушкетовит - псевдоморфоза магнетита по гематиту - широко развит в рудах и едва ли по распространенности уступает магнетиту. Практически во всех известных теперь выходах на дневную поверхность вулканогенно-осадочных руд в некоторых прослоях или участках рудный минерал представлен преимущественно мушкетовитом. Содержание его колеблется в очень широких пределах и составляет 10-95%.

Мушкетовит наблюдается в форме пластинчатых и игольчатых агрегатов. Размер отдельных индивидов в поперечнике составляет тысячные и сотые доли миллиметра и сотые - десятые доли миллиметра в длину. Как правило индивиды мушкетовита имеют четкие, ровные очертания. В поперечных срезах такие кристаллы иногда обнаруживают ромбовидную форму. Многие из кристаллов сохраняют двойниковое строение исходного минерала. Необходимо подчеркнуть, что в местах, где руды сложены в мелкие складки, пластинчатые кристаллы и их двойниковые швы обычно деформированы и изогнуты.

Таблица 8

Параметры элементарной ячейки магнетитов

Номер п/п	Морфологическая разновидность	Параметр элементарной ячейки ( $a_0$ ), Å
1	Пластинчатый магнетит	8,39+0,01
2	То же	8,39+0,01
3	"	8,40+0,01
4	"	8,39+0,01
5	Ксеноморфные зерна и изометричные кристаллы магнетита	8,39+0,01
6	То же	8,39+0,01
7	"	8,39+0,01
8	"	8,39+0,01
9	"	8,39+0,01

1-9 образцы: 1 - 430/2 - из кварц-магнетитовых руд, левый берег р. Верхняя Терсь в 1200 м выше устья рч. Похребетного; 2 - 500/2 - из хлорит-кварц-магнетитовых руд, там же; 3 - 430/1 - из актинолит-кварц-магнетитовых руд, там же; 4 - 1022/1 - из кварц-хлорит-актинолит-магнетитовых руд, нижнее течение рч. Похребетного; 5 - 418/1 - из кварц-эпидот-актинолит-магнетитовых руд, вблизи южной оконечности оз. Рыбное; 6 - 396/2 - из альбит-хлорит-актинолит-магнетитовых руд, в 350 м западнее северной оконечности оз. Рыбное; 7 - 1033/1 - из альбит-эпидот-кварц-актинолит-магнетитовых руд, левый берег р. Верхняя Терсь, в 280 м выше от устья рч. Миригеш; 8 - T=28/2 - из кварц-эпидот-хлорит-магнетитовых руд, водораздел рч. Миригеш и р. Озерная; 9 - T-32/2 - из кальцит-эпидот-гранат-магнетитовых руд, там же.

Анализы выполнены в лаборатории рентгено-структурного анализа ИГиГ СО АН СССР; съемка образцов производилась с внутренним стандартом Si металлический. Аналитик М.И. Новожилова.

Пластинки мушкетовита не содержат каких-либо включений и обычно однородны, в них не встречены реликты гематита. Мелкие кристаллики магнетита иногда нарастают на индивиды мушкетовита и частично корродируют их, что, несомненно, указывает на более позднее происхождение магнетита.

Индивиды мушкетовита отмечаются и как отдельные вкрапления среди нерудных минералов или ксеноморфных зерен магнетита, и как агрегатные скопления радиально-лучистого, сноповидного, веерообразного и т.п. строения (рис. 20). Реже пластинки располагаются параллельно друг другу, определяя линейно-параллельную микротекстуру руд. Последняя чаще ориентирована вдоль полосчатости.

Таблица 9

Параметры элементарной ячейки магнетитов вулканогенно-осадочных и метасоматических руд

Номер п/п	Морфологическая разновидность	Параметры элементарной ячейки ( $a_0$ ), Å
1	Пластинчатый магнетит	8,397 $\pm$ 0,004
2	Ксеноморфные зерна и изометричные кристаллы магнетита	8,388 $\pm$ 0,004
3	Ксеноморфные зерна и изометричные кристаллы магнетита	8,400 $\pm$ 0,003
4	Ксеноморфные зерна и изометричные кристаллы магнетита	8,400 $\pm$ 0,003
5	То же	8,413 $\pm$ 0,003
6	"	8,411 $\pm$ 0,004
7	"	8,402 $\pm$ 0,004

1-7 - образцы: 1 - 1033/4 - из кварц-хлорит-актинолит-магнетитовых руд, левый берег р. Верхняя Терсь в 335 м выше от устья рч. Миригеш; 2 - 1033/2 - из эпидот-кварц-актинолит-магнетитовых руд, левый берег р. Верхняя Терсь в 280 м выше от устья рч. Миригеш. 3-7 - (магнетиты Лавреновского месторождения) отобраны из скарново-рудных зон, вскрытых скв. 20 и 17.

Отмеченные выше морфологические особенности зерен пластинчатого магнетита и их агрегатов явно не свойственны этому минералу. Такие формы и другие детали строения, описанные выше, характерны для гематита (Вольнский, 1949; Рамдор, 1962; Кэмерон, 1966; и др.). От описанных в литературе (Вахрушев, 1960; Дымкин, 1962; и др.) веерообразных агрегатов магнетита, возникших в результате замещения цветных силикатов, изученный нами пластинчатый магнетит отличается прежде всего четкими прямолинейными границами индивидов, в нем сохраняются двойниковое строение первичного минерала и целостность кристалла, выявляемая структурным травлением концентрированной соляной кислотой. Все это не оставляет сомнений, что мы имеем дело с псевдоморфозами магнетита по гематиту. Вероятно, первичные руды местами были существенно гематитовыми, впоследствии интенсивно мушкетовитизированными.

Результаты рентгеноструктурного анализа по определению параметра элементарной ячейки магнетита и мушкетовита сведены в табл. 8. Как видно из таблицы, величина кристаллической решетки различных морфологических разновидностей магнетитов, отобранных в разных местах, при данной точности определения не изменяется и близка к стандартной  $a_0 = 8,3963 \text{ \AA}$  (Basta, 1957).

Таблица 10

Химический состав магнетитовых концентратов (вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	2,94	2,75	2,55	3,30	0,50	3,08	5,02
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,12	0,01	0,22	0,20	0,21	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,62	0,65	0,24	0,47	0,12	0,38	0,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	69,02	66,33	69,22	64,38	68,66	66,63	61,20
FeO	25,94	29,22	28,51	30,34	30,34	28,56	28,38
MnO	0,09	0,12	0,09	0,13	0,075	0,11	0,14
MgO	0,41	Следы	Следы	0,45	0,10	0,42	0,99
CaO	0,52	0,25	0,23	0,41	0,20	0,58	1,67
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,12	0,11	0,16	0,14	0,14	0,17
K <sub>2</sub> O	0,07	0,12	0,12	0,06	0,06	0,06	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	0,034	0,039	0,10	0,032	0,022	0,12
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,05	0,04	0,003	0,001	0,001	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	Не опр.	Не опр.	0,001	Не опр.	Не опр.	0,003
NiO	0,01	Следы	Следы	0,003	0,001	0,001	0,008
CoO	0,003	0,002	0,002	Не опр.	Следы	Не опр.	Не опр.
П.п.п.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,26	0,08	0,22	0,47
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	То же	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CO <sub>2</sub>	"	То же	То же	То же	То же	То же	То же
Zn	"	Следы	"	0,03	0,02	0,03	0,03
Сумма	100,27	99,76	101,16	100,28	100,53	100,41	99,63

Нерудные минералы присутствующие в составе магнетитовых концентратов\*

Эп=2	Эп=1	Эп=1	Акт=1	Акт=1	Кв=3	Пир=3
Кв=2	Кв=2=3	Кв=2	Эп=1		Хл=1	Хл=2
			Кв=2=3			Кв=3

\* В объемн. %.

1-16 - образцы: 1 - 430/2, левый берег р. Верхняя Терсь, в 1200 м выше по течению от устья рч. Подхребетного; 2 - 1033/1; 3 - 1033/4 и 4 - 340/4, левый берег р. Верхняя Терсь, в 280 м выше по течению от устья рч. Мирягеш; 5 - 398, среднее течение рч. Мирягеш; 6 - 386/1, северо-западный берег оз. Рыбное; 7 - Т-31/2 и 8 - Т-31/3, истоки р. Верхняя Терсь; 9 - Т-40/1 и 10 - Т-43/1, верховья рч. Черный Июс; 11 - 500/3 и 12 - 501/3, левый берег р. Верхняя Терсь в 1150 м выше по течению от устья рч. Подхребетного; 13 - 403/3, в 350 м к западу от северной оконечности

Более точные определения параметра элементарной ячейки морфологических разновидностей магнетитов также не выявили существенных отличий (табл. 9). Эти расчеты выполнены по данным рентгенограмм с использованием трех рефлексов (400), (333), (440) и применением внутреннего стандарта (германия высокой чистоты).

8	9	10	11	12	13	14	15	16
3,64	1,84	1,62	17,56	6,80	4,90	13,00	3,88	20,25
0,30	0,12	0,24	0,24	0,38	0,24	0,24	0,20	0,10
0,88	0,10	0,22	2,57	2,07	0,36	1,25	0,49	0,73
64,23	67,46	66,79	51,41	60,02	64,17	56,77	63,34	51,58
28,20	29,98	29,98	25,25	27,72	27,28	26,69	30,00	25,43
0,099	0,064	0,07	0,09	0,09	0,12	0,08	0,08	0,10
0,80	0,22	0,22	1,48	1,11	0,92	1,02	0,36	0,28
1,22	0,22	0,27	Не опр.	1,03	1,41	0,25	0,90	0,77
0,18	0,11	0,14	0,17	0,42	0,12	0,10	0,04	0,04
0,06	0,07	0,06	0,02	0,05	0,02	0,05	0,02	0,05
0,21	0,026	0,032	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
0,005	Не опр.	0,003	То же	0,19	То же	0,04	То же	То же
Следы	То же	Не опр.	0,05	Не опр.	0,06	Не опр.	0,02	"
0,002	"	0,01	Не опр.	То же	Не опр.	То же	Не опр.	"
0,001	Следы	Не опр.	0,02	0,02	То же	0,02	0,02	0,02
0,53	0,20	0,39	Не опр.	Не опр.	"	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,15	0,36	0,21	0,29	То же	То же
То же	То же	То же	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,24	"
0,03	0,01	0,01	То же	То же	То же	То же	Не опр.	"
100,35	100,41	100,03	100,01	100,36	100,01	100,00	99,79	99,85

Нерудные минералы, присутствующие в составе магнетитовых концентратов\*

Рог.об.=4	Кв=1	Акт=1	Кв=15	Акт=3=4	Акт=3	Кв=10=11	Акт=3	Кв=19
Пир=2	Эп=1	Кв=1	Хл=9	Хл=2=3	Хл=1	Акт=2=3	Кал=1	Эп=2
				Кв=4	Кв=3	Хл=2	Кв=2	Акт=1

оз. Рыбное; 14 - К-19/1-73, левый борт р. Верхняя Терсь, канава 19; 15 - 144/1-73, там же, в 1600 м выше по течению от устья рч. Подхребетного; 16 - 163/1-73, правый берег р. Верхняя Терсь, в 1500 м выше по течению от устья рч. Подхребетного. 1 выполнен в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик И.К.Кузнецова; 2 и 3 - в Центральной химической лаборатории ЗСГУ; 4-10 - в Центральной химической лаборатории КГУ; 11-16 - в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик Е.Н. Жукова.

Для сравнения были проанализированы магнетиты Лавреновского месторождения. Все они характеризуются более высоким значением  $a_0$  (см. табл. 9).

Химический состав различных морфологических разновидностей магнетита приведен в табл. 10, а рассчитанные на основании этих данных числа катионов в формуле магнетитов, их структурные формулы и молекулярный состав сведены в табл. 11 и 12.

Микрозернистое строение руд и обилие в магнетите микровключений других минералов существенно затрудняли выделение мономинеральных фракций магнетита. Для получения монофракций пробы тщательно измельчались на вибростирателе и многократно пропускались через электромагнитное поле в непрерывном потоке воды. Как следует из табл. 10, химическим методом в анализированных пробах установлены в достаточно больших количествах кремнезем, глинозем, известь, магнезия и щелочи, которые, вероятнее всего, представляют целиком или в подавляющем большинстве, механическую примесь в магнетитах и отражают в конечном счете качество мономинеральных фракций. В этом убеждают резкие колебания концентраций перечисленных окислов в проанализированных пробах. Количественное содержание окисей марганца, ванадия, хрома, никеля, кобальта и цинка не зависит от увеличения или уменьшения в пробе кремнезема, глинозема или извести и, по-видимому, в большей мере обусловлено особенностями химического состава рассматриваемого минерала и условиями его образования. Однако следует иметь в виду, что такие элементы, как никель, кобальт и цинк, присутствующие в пробах в очень малых количествах, могут принадлежать сульфидам железа и меди; последние в микровключениях часто отмечаются в зернах магнетита.

С целью выявить изоморфные элементы-примеси и характер распределения элементов-примесей в магнетите было проанализировано несколько зерен минерала на электронном микроанализаторе MS-46 "Самеса". Химический состав магнетита и числа катионов в его формуле, определенные с помощью этого метода, приведены в табл. 13.

Содержания окислов, указанные в таблице, представляют средние величины из 5-7 определений, полученных способом шагового сканирования. Неудовлетворительная сумма окислов отражает погрешности в расчетах  $FeO_{общ}$ , приведших к систематическому занижению содержания железа в минерале. В магнетитах установлено постоянное присутствие примесей Si, Ti, Al, Mn, Mg, Cr и Ca. Такие элементы, как Ti, Mn, Cr и в меньшей мере Al и Mg характеризуются обычно равномерным распределением и имеют близкие концентрации в пределах анализированных участков индивидов магнетита.

Для кремния и кальция установлены резкие и незакономерные колебания в содержаниях этих элементов, что свойственно механическим примесям, нежели изоморфным. Наиболее высокие содержания кремния и кальция обнаружены в мушкетовитах (обр. 148/1 и 428/1).

Микроскопическое изучение зерен магнетитов, подвергнутых анализу на микрозонде, показало, что в них имеются очень тонкие минеральные включения, особенно обильные в мушкетовите. При точечном анализе некоторые включения были проанализированы, а элемен-

ты, выявленные в них, при арифметическом усреднении рассчитаны в составе магнетита. Выявлено, что произошло разубоживание  $FeO_{\text{общ}}$ .

Концентрации элементов-примесей в магнетитах, установленные в мономинеральных фракциях количественным спектральным анализом, приведены в табл. 14.

Рассмотрение совокупности результатов химического, спектрального и других анализов приводит к выводу, что химический состав магнетитов из различных по минеральному составу руд и их геологическому положению в терригенно-пирокластической толще почти тождествен и близок к  $FeFe_2O_4$ . В очень ограниченных количествах в составе его постоянно устанавливаются ильменитовая, яacobитовая, шпинелевая и магнезиоферритовая молекулы. В ничтожных концентрациях (и к тому же не всегда) отмечаются V, Cr, Ga. Этим, пожалуй, и ограничивается набор элементов-примесей в магнетите.

Все это позволяет предполагать, что в минерале изоморфные замещения  $Fe^{+2} \rightarrow Mn$ ,  $Fe^{+2} \rightarrow Mg$ ,  $Fe^{+3} \rightarrow Ti$ ,  $Fe^{+3} \rightarrow Al$  характеризуются минимальными значениями. Увеличение интенсивности ионнообменных реакций большинство исследователей связывает с увеличением температуры образования минерала. Как следствие высокотемпературные магнетиты имеют более сложный химический состав и максимальные концентрации элементов-примесей (Рамдор, 1962; Вахрушев, 1963; Чернышева, Зайцева, 1974; и др.).

В изученных нами магнетитах отношение закисных и полуторных окислов ( $R_2O_3:RO$ ) близко к стехиометрическому. По данным химического анализа, во многих пробах отмечается избыточная окись железа в небольших количествах (см. табл. 12), что, по-видимому, обусловлено окислением руд в условиях дневной поверхности. Хотя на примере контактово-метасоматических месторождений железа Алтае-Саянской области подмечена тенденция повышения роли окиси железа в магнетитах с понижением температуры их генезиса (Дымкин, Мазуров, 1974).

Сравнивая элементы-примеси верхнетерсинских магнетитов с такими в магнетитах из вулканогенно-осадочных железных руд Горного Алтая (месторождения Коргонское и Зыряновское, Пономарев, 1969; Холзунское, Кассандров, 1972), железистых кварцитов Восточного Саяна и Тувы (Сыдинское и Мугурское, Вахрушев, 1963), КМА (Михайловское месторождение, Илларионов, 1965), Кольского полуострова (месторождения Приимандровского района, Макарова, 1972) и контактово-метасоматических месторождений железа Алтае-Саянской складчатой области (Дымкин, Васильева, 1961; Дымкин, Шарпов, 1967; Вахрушев, 1965; Дымкин, Мазуров, 1974), приходится констатировать, что набор элементов-примесей в магнетитах разных генетических типов очень близок.

Различия заключаются главным образом в их концентрациях. По содержанию Mn, V, Cr, Mg, Ni, Co, Cu изученные нами магнетиты не отличаются от магнетитов из вулканогенно-осадочных месторождений Горного Алтая. Последние характеризуются несколько меньши-

Таблица 11

Числа катионов в формуле магнетитов

	Ti	Cr	Al	Fe <sup>+3</sup>	Fe <sup>+2</sup>	Mn	Mg
1	0,006	0,003	0,007	2,056	0,862	0,003	0,024
2	0,003	-	0,019	1,989	0,976	0,004	-
3	0,0002	-	-	2,040	0,936	0,003	-
4	0,006	-	0,010	1,952	1,021	0,005	0,017
5	0,006	-	0,004	2,001	0,979	0,002	-
6	0,006	-	0,007	1,997	0,953	0,004	0,025
7	0,016	-	0,023	1,953	0,993	0,004	0,006
8	0,009	-	0,022	1,994	0,948	0,004	0,006
9	0,003	-	0,005	1,990	0,985	0,003	0,013
10	0,007	-	0,010	1,984	0,987	0,002	0,007
11	0,009	0,002	0,046	1,949	0,975	0,004	0,007
12	0,010	-	0,076	1,932	0,960	0,003	0,006
13	0,007	0,002	0,005	2,016	0,933	0,004	0,015
14	0,008	-	0,043	1,942	0,988	0,003	0,017
15	0,006	0,007	0,021	1,956	1,019	0,003	-
16	0,004	-	0,013	1,933	1,061	0,004	0,007

ми количествами Al и Ti. Сходные концентрации элементов-примесей имеют магнетиты из железистых кварцитов Приимандровского района Кольского полуострова. Существенные отличия выявляются в содержаниях примесей при сравнении этих примесей с магнетитами из железистых кварцитов других регионов (КМА, Западный и Восточный Саян) и особенно из контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области. В этих магнетитах элементы группы железа, а также Al и Mg устанавливаются в количествах, превышающих как правило в 5-15 раз концентрации тех же элементов в рассматриваемых магнетитах.

Гематит. В руде присутствует обычно в единичных зернах; более того, он устанавливается далеко не в каждом аншлифе. Исключение составляют железные руды, обнаруженные Е.И.Горевановым (1933)

Химическая формула
$(\text{Fe}_{0,862}^{+2}\text{Mn}_{0,003}\text{Mg}_{0,024})_{0,889}(\text{Fe}_{2,056}^{+3}\text{Ti}_{0,06}\text{Al}_{0,007}\text{Cr}_{0,003})_{2,072}\text{O}_4$
$(\text{Fe}_{0,976}^{+2}\text{Mn}_{0,004})_{0,980}(\text{Fe}_{1,989}^{+3}\text{Ti}_{0,003}\text{Al}_{0,019})_{2,011}\text{O}_4$
$(\text{Fe}_{0,936}^{+2}\text{Mn}_{0,003})_{0,939}(\text{Fe}_{2,040}^{+3}\text{Ti}_{0,0002})_{2,04}\text{O}_4$
$(\text{Fe}_{1,021}^{+2}\text{Mn}_{0,005}\text{Mg}_{0,017})_{1,043}(\text{Fe}_{1,952}^{+3}\text{Ti}_{0,006}\text{Al}_{0,010})_{1,968}\text{O}_4$
$(\text{Fe}_{0,979}^{+2}\text{Mn}_{0,002})_{0,981}(\text{Fe}_{2,001}^{+3}\text{Ti}_{0,006}\text{Al}_{0,004})_{2,011}\text{O}_4$
$(\text{Fe}_{0,953}^{+2}\text{Mn}_{0,004}\text{Mg}_{0,025})_{0,982}(\text{Fe}_{1,997}^{+3}\text{Ti}_{0,006}\text{Al}_{0,007})_{2,010}\text{O}_4$
$(\text{Fe}_{0,993}^{+2}\text{Mn}_{0,004}\text{Mg}_{0,006})_{0,958}(\text{Fe}_{1,953}^{+3}\text{Ti}_{0,016}\text{Al}_{0,023})_{1,992}\text{O}_4$
$(\text{Fe}_{0,948}^{+2}\text{Mn}_{0,004}\text{Mg}_{0,006})_{0,958}(\text{Fe}_{1,994}^{+3}\text{Ti}_{0,009}\text{Al}_{0,022})_{2,025}\text{O}_4$
$(\text{Fe}_{0,985}^{+2}\text{Mn}_{0,003}\text{Mg}_{0,013})_{1,001}(\text{Fe}_{1,990}^{+3}\text{Ti}_{0,003}\text{Al}_{0,005})_{1,998}\text{O}_4$
$(\text{Fe}_{0,987}^{+2}\text{Mn}_{0,002}\text{Mg}_{0,007})_{1,006}(\text{Fe}_{1,984}^{+3}\text{Ti}_{0,007}\text{Al}_{0,010})_{2,001}\text{O}_4$
$(\text{Fe}_{0,975}^{+2}\text{Mn}_{0,004}\text{Mg}_{0,007})_{0,986}(\text{Fe}_{1,949}^{+3}\text{Ti}_{0,009}\text{Al}_{0,046}\text{Cr}_{0,002})_{2,006}\text{O}_4$
$(\text{Fe}_{0,960}^{+2}\text{Mn}_{0,003}\text{Mg}_{0,006})_{0,969}(\text{Fe}_{1,932}^{+3}\text{Ti}_{0,010}\text{Al}_{0,076})_{2,018}\text{O}_4$
$(\text{Fe}_{0,933}^{+2}\text{Mn}_{0,004}\text{Mg}_{0,015})_{0,952}(\text{Fe}_{2,016}^{+3}\text{Ti}_{0,007}\text{Al}_{0,005}\text{Cr}_{0,002})_{2,030}\text{O}_4$
$(\text{Fe}_{0,988}^{+2}\text{Mn}_{0,003}\text{Mg}_{0,017})_{1,008}(\text{Fe}_{1,942}^{+3}\text{Ti}_{0,008}\text{Al}_{0,043})_{1,993}\text{O}_4$
$(\text{Fe}_{1,019}^{+2}\text{Mn}_{0,003})_{1,022}(\text{Fe}_{1,956}^{+3}\text{Ti}_{0,006}\text{Al}_{0,021}\text{Cr}_{0,007})_{1,983}\text{O}_4$
$(\text{Fe}_{1,061}^{+2}\text{Mn}_{0,004}\text{Mg}_{0,007})_{1,072}(\text{Fe}_{1,933}^{+3}\text{Ti}_{0,004}\text{Al}_{0,013})_{1,950}\text{O}_4$

в нижнем течении р. Белая Уса. Рудный минерал в них на 90-95% представлен гематитом.

По структурно-морфологическим особенностям и взаимоотношению с магнетитом (мушкетовитом) различаются две разновидности гематита: гематит I и гематит II.

Гематит I встречается в отдельных разностях магнетитового и сульфидно-магнетитового типов руд. Он слагает в основном зерна таблитчатой и пластинчатой формы; размеры зерен в поперечнике варьируют в пределах тысячные - сотые доли миллиметра, а по удалению - сотые - десятки доли миллиметра. В подавляющей массе руд это, как правило, единичные индивиды, располагающиеся чаще на границе гранобластовых зерен кварца. В рудах белосинского участка гематит образует сплошные микрокристаллические агрегаты, сре-

Таблица 12

Молекулярный состав магнетитов (в мол.%)<sup>\*</sup>

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	88,69	96,86	95,50	94,49	97,45	95,13	96,76
MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,30	0,42	0,31	0,46	0,25	0,37	0,49
MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	2,17	-	-	1,18	-	2,17	-
FeTiO <sub>3</sub>	0,65	0,35	0,02	0,64	0,55	0,65	1,58
MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,35	-	-	0,50	-	0,35	0,62
FeCrO <sub>4</sub>	0,09	-	-	-	-	-	-
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	-	0,97	-	-	0,40	-	0,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,75	1,40	4,17	-	1,40	1,33	-
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :RO	1,167	1,028	1,087	0,947	1,027	1,027	0,999

<sup>\*</sup>Номер образцов из табл. 10.

ди которых видны единичные выделения магнетита, мушкетовита и кварца. Под микроскопом магнетит обнаруживает признаки замещения гематита и нередко в виде псевдоморфоз; с кварцем магнетит обнаруживает сложные взаимоотношения.

Гематит II встречается во всех минералогических типах руд. Он характеризуется большей частью удлиненными ксеноморфными зернами, развивающимися по периферии индивидов магнетита и мушкетовита. Совместно с лимонитом он выполняет микроскопические трещины в сплошных и вкрапленных рудах. Постоянное замещение магнетита (мушкетовита) гематитом II, а так же ассоциация его с гидроокислами железа однозначно указывают на образование этой разновидности гематита в связи с поверхностным окислением магнетитовых руд.

Лимонит во всех типах руд отмечается эпизодически и в незначительных количествах. Лишь в зоне окисления сульфидных руд он образует существенные скопления в виде землистых масс ржаво-бурого цвета. Первичные руды распознаются только по редким реликтовым обломкам. Во всех типах руд лимонит развивается преимущественно по пириту и пирротину и слагает каймы различной толщины, а нередко образует и полные псевдоморфозы. По магнетиту (мушкетовиту) он развивается, как правило, вдоль границ индивидов и в микротрещинах.

Кварц среди нерудной составляющей является наиболее распространенным минералом и нередко является главным и единственным компонентом. Кварц входит в состав всех минеральных типов руд и их текстурно-структурных разновидностей, кроме магнетитовых руд, вскрытых канавами в левом борту долины рч. Подхребетного, в 500 м от устья этого ручья и залегающих среди разнообломочных туфов основного состава. Количество минерала в рудах составляет от 7 до 80%.

	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	94,64	98,06	97,99	95,25	92,62	93,96	96,38	96,72	93,87
	0,37	0,25	0,23	0,39	0,32	0,41	0,32	0,30	0,41
	-	1,02	0,21	-	-	1,23	-	-	0,07
	0,88	0,35	0,69	0,91	0,99	0,69	0,78	0,57	0,36
	0,63	0,25	0,49	0,73	0,62	0,25	1,69	-	0,66
	-	-	-	0,11	-	0,11	-	0,02	-
	0,51	-	-	1,56	3,22	-	0,43	1,03	-
	2,97	0,07	0,39	1,05	2,23	3,35	-	-	-
	1,061	1,001	1,008	1,020	1,050	1,070	0,990	0,973	0,911

Кварц представлен изометричными зернами с размером в поперечнике от тысячных долей миллиметра до 3 мм. Очертания зерен обычно различные: округлые, бухтообразно изрезанные, зубчатые и изредка полигональные.

Кварц образует агрегаты линзовидной, уплощенно-линзовидной формы или слагает мономинеральные прослои (полосы), чередующиеся с подобными обособлениями других минералов. В рудах сложного состава кварц, как правило, концентрируется в магнетитовых или пиритовых прослоях. В них, также как и в рудах биминерального кварц-магнетитового состава, он образует с магнетитом и пиритом очень сложные сростания, причем зерна кварца заметно крупнее по сравнению с зернами рудных минералов, особенно магнетита. Это объясняется, по-видимому, неодинаковой кристаллизационной способностью рассматриваемых минералов при диагенетической и метаморфической перекристаллизации первичных кремнисто-железистых отложений. Дифференцированное возрастание размерности индивидов минералов и преимущественный рост зерен кварца (при равной степени их метаморфизма) неоднократно отмечались в докембрийских железистых кварцитах (Yames, 1955; Gross, 1961; Dorr, 1964).

Интересен тот факт, также неизменно отмечаемый и для руд типа железистых кварцитов: выделения кварца, слагающие кварц-магнетитовые или кварц-пиритовые прослои, имеют меньшие размеры по сравнению с размерами индивидов в мономинеральных (кварцевых) прослоях. В прослоях по регенерационным каемкам вокруг некоторых зерен кварца устанавливается кластическая природа.

В магнетитовом и сульфидном типе руд иногда наблюдаются агрегаты кварца, характеризующиеся овальными, сферическими очертаниями. Контуры агрегатов кварца подчеркиваются нередко микроскопической сыпью рудных минералов. Такие агрегаты кварца, очевид-

Таблица 13

Химический состав (в вес. %) и числа катионов магнетита

Компонент	386/1	422/1	148/1	428/1
SiO <sub>2</sub>	0,13	0,07	0,56	0,40
TiO <sub>2</sub>	Не опр.	0,03	0,03	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,13	0,02	0,30	0,33
FeO <sub>общ</sub>	95,8	92,5	89,3	91,6
MnO	0,10	0,07	0,15	0,14
MgO	0,20	0,10	0,39	0,47
CaO	0,10	0,16	0,13	0,24
Na <sub>2</sub> O	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
K <sub>2</sub> O	То же	То же	То же	То же
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,11	0,06	0,04
Сумма	96,56	93,06	90,92	93,25
Числа катионов в формуле магнетита				
Ti	-	0,001	0,001	0,0011
Al	0,007	0,0015	0,018	0,022
Mn	0,004	0,0029	0,0066	0,0064
Mg	0,0015	0,008	0,03	0,035
Cr	0,004	0,0045	0,0024	0,0018
Fe	2,94	2,96	2,86	2,87

Примечание. Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР на рентгеновском микроанализаторе MS-46 фирмы "Самеса". Аналитик Л.В. Усова.

но, представляют продукт раскристаллизации кремневых гелей.

В рудах, обнажающихся в коре оз. Рыбное, микроскопически устанавливается оригинальная и, в целом, нетипичная форма агрегатов зерна кварца, которая не наблюдалась в рудах такого же состава из других мест. В средне- и густовкрапленных магнетитовых рудах микрогранобластовые зернышки кварца слагают участки размером в сотни и реже десятки доли миллиметра, имеющие сложную морфологию. Они характеризуются резко остроугольными, причудливо изогнутыми, рогульчатыми, серповидными, клиновидными и т.п. очертаниями, присущими пепловым частицам. Все это позволяет предполагать первично витрокластическое происхождение подобных агрегатов кварца.

Кварц устанавливается нередко в жилках, пронизывающих руды во всевозможных направлениях. Мощность их обычно не превышает первые миллиметры; по простиранию они часто прерывисты. Совмест-

но с кварцем в них иногда присутствуют ксеноморфные зерна эпидота и изредка — кристаллы пирита.

Как следует из изложенного, кварц, присутствующий в составе стратиформных руд, имеет гетерогенное происхождение. Это могут быть продукты механического отложения в виде осколков кристаллических зерен кварца, пепловые частицы кислого стекла, хемогенного осадка в виде кремнистых гелей совместно с рудным веществом и ранней или поздней стадий диагенетической раскристаллизации первичного железосодержащего силикатного материала. Вследствие значительных диагенетических и метаморфических преобразований руд далеко не всегда удается установить природу кварца. Поэтому теперь уже невозможно оценить масштабы какого-либо одного процесса и роль этого процесса при формировании свободного кремнезема в рудах.

Пирит обнаруживается почти во всех разновидностях руд и присутствует в количестве от единичных зерен до 85%. Естественно, что в отдельных минеральных типах руд он имеет чрезвычайно разнообразное значение. В магнетитовых рудах пирит устанавливается чаще в качестве ничтожной примеси, не превышающей 1%. Руды кварц-магнетитовые обычно не содержат сульфидов железа, в них лишь изредка под микроскопом отмечаются единичные зерна пирита. В сульфидно-магнетитовых рудах пирит составляет существенную часть и его содержание в руде достигает 40%. В сульфидных рудах пирит — главный минерал; содержание пирита варьирует в широких пределах и составляет 12–85%, в связи с чем выделяются все переходные разности от убоговкрапленных до густовкрапленных, почти сплошных руд.

Пирит слагает, большей частью, ксеноморфные зерна, размер которых изменяется от тысячных долей миллиметра до 3 мм. Наиболее крупные индивиды пирита имеют (хотя бы частично) правильные кристаллографические очертания, изредка отмечаются хорошо ограниченные пентагондодекаэдрические кристаллики. Вероятно, все они представляют собой продукт перекристаллизации мелких ксеноморфных зерен в процессе диагенеза и метаморфизма руд. Последнее подтверждается тем, что некоторым крупным индивидам присущи черты порфиробластов: обилие включений нерудных минералов, а также зерен магнетита и халькопирита.

В рудах сульфидно-магнетитового типа пирит располагается преимущественно у нерудных прослоев, чаще образуя более или менее равномерную вкрапленность и реже — агрегатные скопления неправильной формы, несколько вытянутые в направлении слоистости. В магнетитовых (мушкетовитовых) слоях зерна пирита тяготеют больше к силикатам и алюмосиликатам, концентрируясь преимущественно в интерстициях. Взаимоотношения минерала с магнетитом сложные. Нередко зерна пирита располагаются между индивидами магнетита и приспособляются к их морфологическим очертаниям, не обнаруживая каких-либо признаков замещения. При этом соседние крупные зерна магнетита содержат мелкие ксеноморфные обо-

Таблица 14

Содержание элементов-примесей в магнетитах по данным количественного

Номер п.п.	Номер проб	Mn	Ti	V	Cr
1	1022/1	0,04	0,05	0,02	-
2	430/1	0,15	0,03	0,1	-
3	430/2	0,2	0,05	0,05	0,0003
4	500/2	0,1	0,1	0,003	-
5	1033/1	0,03	0,05	0,003	-
6	418/1	0,1	0,001	0,002	-
7	396/6	0,3	0,3	0,01	0,0005
8	T-28/2	0,2	0,2	0,01	-
9	T-31/2	0,03	0,03	0,01	-

Примечание. Элементы Pb, Ge, W, Bi, Ba, Sr, Be, Mo, Sb, Ag, Ce, Y, La, Yb, As в пробах не обнаружены. Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Аналитик В.И.Симонова.

собления пирита. Здесь же можно видеть замещение магнетита (мушкетовита) пиритом (рис. 21).

Этот процесс происходит в отдельных случаях настолько полно, что магнетит сохраняется в пирите только в виде небольших реликтовых участков. Как видно, в сульфидно-магнетитовых рудах оба минерала тесно связаны и подчас трудно установить их возрастную последовательность. Детальные микроскопические наблюдения дали больше доказательств в пользу замещения пиритом всех морфологических разновидностей магнетита. По-видимому, образование магнетита и пирита обязано в большей мере избирательному (и неоднократному) проникновению восстановительных растворов в исходные окисножелезистые осадки.

В серно-колчеданных рудах зерна пирита образуют в основном крапчатость различной густоты среди силикатов и лишь на небольших неправильных участках (обычно 3-5 см<sup>2</sup>) - сплошную массу. Реже ксеноморфные выделения пирита слагают концентрические или слегка овальные стяжения размером 0,5-3 мм в поперечнике. Как правило, под микроскопом хорошо виден центр таких образований, отмеченный либо ксеноморфным зерном пирита, либо (что, в общем, чаще наблюдается) нерудными минералами: агрегатами микрочешуйчатого хлорита, индивидами амфибола актинолит-тремолитового ряда или кварцем. Вокруг подобного центра располагаются обычно ксеноморфные зерна пирита и кварца, размер которых составляет чаще всего сотые доли миллиметра. Пирит не обязательно образует сплошную внешнюю кайму сфероидов; зерна его чаще разобщены гранобластовыми индивидами кварца и эпидота. Некоторые сфероиды характеризуются двумя концентрическими полосками, насыщенными зернами сульфида железа. Иногда равновеликие выделения пирита намечают спиралевидное или радиально-лучистое внутреннее строение сфероидов.

спектрального анализа (в вес.%)

	Ni	Co	Cu	Zn	Ga	Zr
	0,0001	-	0,0001	0,01	0,0001	0,0001
	0,0001	0,0005	0,003	0,03	0,0003	0,0003
	0,002	-	0,001	0,03	0,001	0,0003
	0,0001	0,0001	0,0001	0,01	0,0001	0,0003
	0,003	0,001	0,0001	0,01	0,0001	0,0003
	0,0001	0,003	0,0001	0,01	-	0,0001
	0,002	0,003	0,0003	0,01	0,001	0,001
	0,0005	0,001	0,001	0,01	0,0001	0,0003
	0,007	0,003	0,001	0,01	0,0001	0,0003

Травление серно-кислым раствором перманганата калия позволило выявить особенности внутреннего строения зерен пирита, слагающих сфероиды. Каждый индивид минерала представляет собой агрегат и состоит из приблизительно одинаковых по размерам слегка уплощенных микрокристаллов пирита, тесно примыкающих друг к другу. В сечении они близки квадрату с нарушенными слабо отглаженными углами. В поперечнике они составляют в среднем 40-50 мкм. Количество микрокристаллов пирита в ксеноморфных агрегатах непостоянно; оно весьма изменчиво даже в соседних индивидах сфероидов. Подобное внутреннее строение выделений пирита напоминает фрамбоидальную структуру, широко распространенную в пиритах колчеданных и стратифицированных сульфидных месторождений, а также в пиритах осадочных пород разного возраста - от докембрия до современных осадков (Скрипченко, Лыткин, 1969; Скрипченко, 1972; Ярош, 1973; Игумнов, Буслаев, Ярош, 1974; Сейранян, Павлов, 1974; Rickard, 1970; Raybould, 1973; Kalliokoski, 1974; Massaad, 1974). Существенным отличием от фрамбоидального пирита является более крупные размеры микрокристаллов, слагающих зерна пирита в рассматриваемых рудах. Они превосходят микрокристаллы фрамбоидов в десять и более раз. Различия тем более явственны в расположении микрокристаллов и в форме образованных ими агрегатов. В фрамбоидах часто определенное количество микрокристаллов пирита, если следовать строго геометрическому порядку, формируют шаровидные агрегаты (глобулы), имеющие близкие размеры.

Многие исследователи, вслед за Г. Шнейдерхеном (1923), поддерживают гипотезу биогенного происхождения фрамбоидального пирита, возникшего, как считается, благодаря жизнедеятельности особых серуредизирующих бактерий. Оруденелые бактерии в фрамбои-



Рис. 21. Замещение мушкетовита (светло-серое) пиритом (белое)  
Полиров. шлиф 430/1; увел. 300

дах, выделенных из современных осадков Тихого океана, обнаружены и описаны Н.С. Скрипченко и В.А. Лыткиным (1969). В последнее время экспериментально синтезированы пириты, характеризующиеся фрамбоидальной микротекстурой, в условиях, тождественных морской среде, свободной от бактерий (Vermer, 1969; Farrand, 1970; Кизильштейн, Минаева, 1972) при повышенных температурах (200–300°C) и давлениях (15–85 атм) (Sunagana, Endo, Nakai, 1971).

Сфероидальные обособления пирита в серно-колчеданных рудах сохранили мало черт, свидетельствующих о специфике их формирования. Они во многом затушеваны диагенетическим перерождением рудного осадка и последующей собирательной перекристаллизацией на стадии эпигенеза. Единственная, пожалуй, особенность – это необычная форма агрегатов сульфида железа по сравнению с другими (и кстати более распространенными) скоплениями минерала. Вероятно, сфероиды возникли из коллоидных растворов сложного состава с участием, по-видимому, гидрозакаисного железа. На ранней стадии коагуляции подобных растворов появились каплевидные стяжения (коацерваты) повышенных концентрацией компонентов. Кристаллизация коацерватных капель в восстановительных условиях привела к образованию сфероидальных обособлений силикатов и пирита.

Вблизи секущих даек габбро-диоритового состава, в небольших зонах мощностью 1–25 см, расположенных как по слоистости,

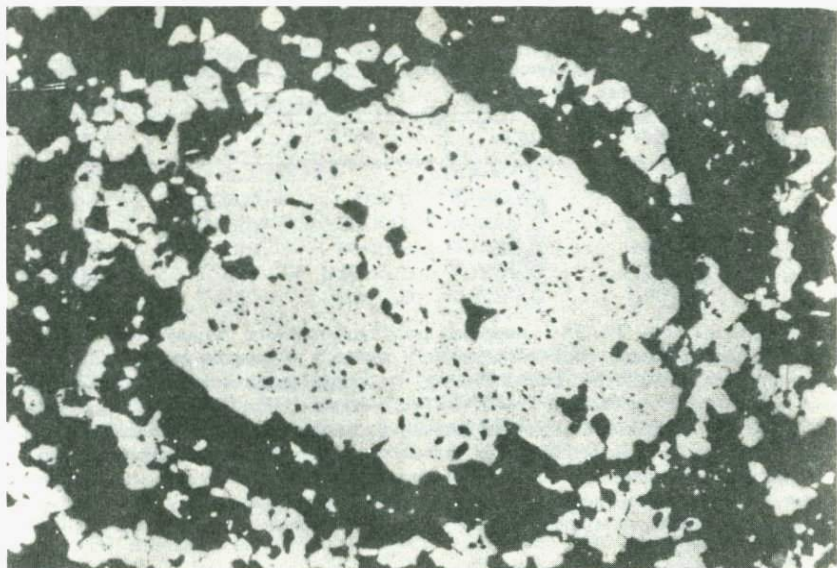


Рис. 22. Ситовидный метакристалл пирита; вокруг него видны концентрические зоны роста, обусловленные собирательной перекристаллизацией

Полиров. шлиф 111; увел. 75

так и под различными углами к ней, в сульфидных рудах наблюдаются крупные хорошо ограненные кристаллы пирита кубической формы с размером ребра до 4 мм. Они образуют нередко крупные агрегатные скопления сложных очертаний размером до 10 см в поперечнике. Пирит перекристаллизован и имеет все свойства метакристаллов. Разные стадии формирования метакристаллов показаны на рис. 22. Под микроскопом отчетливо видны элементы собирательной перекристаллизации сульфидов железа; общее содержание их в рудной массе остается приблизительно прежним. В процессе роста метакристаллы пирита как бы захватывают включения других (в данном случае существенно нерудных) минералов, образуя ситовидные, скелетообразные, футлярообразные и т.п. порфиробласты, переполненные включениями кварца, эпидота, хлорита, актинолита. Обычно именно в этих местах и появляется пирит в секущих жилках и приуроченность их к трещинам отдельности. Сфероидальные агрегаты также перекристаллизованы. По периферии этих агрегатов возникают мелкие разобщенные метакристаллы пирита, образующие при дальнейшем метаморфизме крупные порфиробласты.

Содержания некоторых элементов-примесей, определенных в номинеральных фракциях пирита, приведены в табл. 15. В пиритах никель и кобальт могут изоморфно замещать железо, а мышьяк и сурьма — серу; присутствие меди, свинца и цинка обусловлено меха-

Таблица 15

Концентрации элементов-примесей в пирите по данным количественного спектрального анализа (в вес. %)

Номер п/п	Ni	Co	Pb	Cu	Zn
1	0,052	0,008	0,001	0,0065	0,02
2	0,011	0,032	0,0005	0,018	0,04
3	0,056	0,025	0,0002	0,017	0,015
4	0,075	0,002	0,00016	0,027	0,015
5	0,043	0,015	0,0004	0,027	0,025

1-5 - образцы: 1 - 11/72 - верховья рч. Подхребетного, чередование равномерно-, густокрапленного (почти сплошного) пирита и сфероидов пирита; 2 - 66/72 - среднее течение рч. Подхребетный, среднеокрапленные руды (0,3-2 мм), крупные зерна - метакристаллы; 3 - К-17/72 - верховья рч. Подхребетного, канавы 17, тонко-, микрополосчатые (сплошные) руды (пирит 0,01-0,3 мм); 4 - 11а/72 - верховья рч. Подхребетного, полосчатые руды, пирит представлен метакристаллами (1-1,5 мм); 5 - 111/72 - микрослоистые руды, сложенные ксеноморфными зернами пирита размером сотые-десятые доли миллиметра. As и Sb - не обнаружены. Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГиГ СО АН СССР. Аналитик В.И. Симонова.

нической примесью в виде мельчайших включений минералов (Бетехтин, 1950; Минералы, т. 1, 1960). Концентрации всех элементов определены количественным спектральным анализом.

Никель и кобальт установлены во всех пробах и имеют низкое содержание, сопоставимое с концентрацией этих элементов в пиритах осадочных, вулканогенно-осадочных низкотемпературных сингенетических месторождений (Freischer, 1955; Цамбел, Ялковский, 1965; Канехира, Тацуми, 1973).

Как видно из табл. 15, количество никеля в пирите варьирует в пределах одного и того же порядка цифр, кроме пробы 66/72; содержание кобальта существенно меняется. Последнее, по-видимому, обусловлено тем, что кобальт более чувствителен к метаморфическим преобразованиям руд (Young, 1957; Takimoto, Minato, Hiroно 1963; Цамбел, Ялковский, 1965). В подавляющем большинстве проб никель преобладает над кобальтом. Одной из специфических особенностей рассматриваемых пиритов является то, что в них отсутствуют примеси мышьяка и сурьмы. Эти элементы, особенно мышьяк, постоянно устанавливаются в пиритах вулканогенно-осадочных месторождений в количествах, варьирующих в пределах сотых-десятых долей весовых процентов.

Медь, свинец и цинк обнаружены во всех пробах в незначительном количестве. Микроскопические зерна халькопирита отмечаются в пирите часто; включений минералов свинца и цинка не установлено.

С целью выявления золота в пирите несколько мономинеральных проб были подвергнуты спектрохимическому анализу (табл. 16). Для сравнения приведен анализ одной пробы пирита, отобранной по керну скважины на Лавреновском железорудном месторождении. Ре-

Таблица 16

Содержание золота в пирите по данным спектрохимического анализа

Номер п/п	Номер проб	Вес. %	г/т
1	K-17/72	$5,7 \cdot 10^{-6}$	0,057
2	K-17a/72	$4,4 \cdot 10^{-6}$	0,044
3	66/72	$2,8 \cdot 10^{-6}$	0,028
4	11a/72	$4,1 \cdot 10^{-6}$	0,041
5	11/72	$3,4 \cdot 10^{-6}$	0,034
6	111/72	$5,4 \cdot 10^{-6}$	0,054
7	1116/72	$6,2 \cdot 10^{-6}$	0,062
8	26/55	$3,4 \cdot 10^{-6}$	0,034

1-7 - мономинеральные фракции пирита, выделенные из образцов сульфидных руд различных текстурно-структурных особенностей (см. примечание к табл. 15), 8 - мономинеральная фракция пирита, выделенная из сульфидных руд Лавреновского железорудного месторождения (скв. 26). Анализы выполнены в ИГиГ. Аналитик В.А. Цимбалист.

результаты анализа свидетельствуют о низком (кларковом и околокларковом) содержании золота в рассматриваемом минерале. Под микроскопом в пирите включений золота не обнаружено.

Халькопирит в рассматриваемых рудах отмечается часто, но лишь в единичных зернах. В многочисленных выходах железных руд на дневную поверхность на протяжении 50 км и более нигде не обнаружены сколько-нибудь значительные скопления халькопирита. Различные типы руд содержат разное количество халькопирита. Предпочтительнее халькопирит концентрируется в сульфидных рудах, хотя и здесь содержание минерала, судя по имеющимся данным, редко достигает 1%. В магнетитовом типе руд халькопирит устанавливается несравненно реже.

Халькопирит наблюдается микроскопически и обычно в виде неправильных зерен, размер которых в поперечнике изменяется в пределах тысячные - десятые доли миллиметра. В магнетитовых и сульфидно-магнетитовых рудах явно преобладают зерна размером в тысячные доли миллиметра. Зерна халькопирита размещаются преимущественно в индивидах пирита, реже они обнаруживаются внутри агрегатов магнетита и кварца. В окисленных рудах халькопирит замещается агрегатами халькозина и ковеллина.

Пирротин не является характерным минералом руд; он отмечается эпизодически и едва ли относится к первичным образованиям. Для него свойственны резкие вариации в содержании (от единичных зерен в сульфидно-магнетитовых рудах до 15% в сульфидных рудах) и тенденция концентрироваться, как правило, в участках интенсивного изменения руд в связи с внедрением даек габбро-диоритового состава. Например, в серно-колчеданных рудах, вскрытых расчистками в среднем течении рч. Похребетного, максимальное количество пирротина наблюдается в экзоконтактной зоне дайки спессаритов.

Пирротин слагает в основном мелкие ксеноморфные зерна размером в сотые и десятые доли миллиметра; изредка в поперечнике эти зерна достигают 1 мм. Пирротин приурочен обычно к периферии крупных индивидов пирита и обнаруживает признаки замещения пирита. Изредка отмечается пирротин внутри зерен мушкетовита, магнетита, пирита и среди нерудных минералов.

Марказит в составе руд встречается сравнительно редко. Как правило, он образует зонально-колломорфные скопления, характеризующиеся весьма изменчивой твердостью. В аншлифах отличительной чертой минерала является буровато-коричневый цвет и сильные эффекты анизотропии. В ассоциации с марказитом находятся гематит II, халькозир, ковёллин и лимонит.

Амфибол актинолит-тремолитового ряда относится к распространенным минералам. В составе большинства разновидностей магнетитовых и сульфидно-магнетитовых руд он присутствует постоянно, хотя количественно сильно колеблется — составляет от 5 до 25%. В рудах кварц-магнетитового и притового составов минерал встречается как аксессуарный. Амфибол совместно с эпидотом и хлоритом слагает нерудные прослои; изредка он образует почти мономинеральные полосы мощностью в несколько миллиметров.

Амфибол слагает призматические, длиннопризматические и игольчатые кристаллы, в которых большей частью отсутствуют концевые грани. Поперечник их измеряется чаще сотыми-десятыми долями миллиметра, длина составляет первые миллиметры. Реже отмечаются более крупные кристаллы, длинная ось которых равна приблизительно 1 см. Наиболее мелкие призмочки и иголки амфибола образуют иногда сноповидные, веерообразные и т.п. агрегаты, размером до 3 мм. В микрослоистых рудах, представленных последовательным чередованием полосок разного минерального состава (например, хлорит-кварц-магнетит + хлорит-амфибол-эпидот + эпидот-амфибол), кристаллы амфибола и их агрегаты иногда не ограничиваются распространением только в одном прослое — они продолжают и в соседних прослоях. Все это указывает на образование минерала в стадию позднего диагенеза или даже в стадию метаморфизма. Об этом свидетельствует еще и выполнение длиноволокнистым амфиболом актинолит-тремолитового ряда микротрещинок, секущих под различными углами тонкослоистые руды.

Основные константы амфибола приведены в табл. 17. Судя по оптическим данным, состав амфибола в рудах заметно меняется. Содержание ферроактинолитового компонента ( $\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_2(\text{OH})_2$ ) в нем колеблется и составляет примерно от 5% мол. до немногим более 50% мол.<sup>1</sup>, т.е. по составу это — крайние члены минерального ряда, соответствующие почти чистому тремолиту и актинолиту. Изменения состава в этом ряду, как показывают приведенные показатели преломления, происходят постепенно.

<sup>1</sup> Содержание ферроактинолитового компонента в амфиболе определялось по графику из работы В.Е. Трегера (стр. 115, 1968).

Таблица 17

Показатели преломления, оптические константы и общая железистость амфиболов тремолит-актинолитового ряда

Номер образца	Тип руды	Парагенезис нерудных ми- нералов	$N_p$	$N_g$	$cNg$	$-2V^0$	$f$
403/1	Магнети- товый	Амфибол, хло- рит, карбонаты: кальцит, доло- мит (?)	1,613	1,637	16	83	14
403/36		Амфибол, хло- рит, кварц, карбонаты: кальцит, доло- мит (?)	1,610	1,636	16	-	13
35/2-72		Кварц, амфибол, эпидот, альбит (единичные значения)	1,646	1,665	13	81	52
143/2-73		Кварц, хлорит, амфибол, эпи- дот, альбит (единичные значения)	1,643	1,666	14	78	47
163/6-73		Кварц, амфи- бол (единич- ные значения)	1,642	1,667	-	-	47
K-19a-73		Кварц, амфи- бол, апатит (единичные значения), кальцит (еди- ничные зна- чения)	1,643	1,664	-	-	46
K-19b-73		Амфибол, эпи- дот, хлорит, кварц, кальцит (единичные значения), альбит (еди- ничные значе- ния)	1,644	1,668	13	76	49
501/1		Кварц, альбит, хлорит, амфи- бол	1,642	1,664	-	-	45
501/3a		Амфибол, хло- рит, эпидот, кварц (еди- ничные зна- чения)	1,628	1,649	-	82	30
501/36		Амфибол, хло- рит, эпидот (единичные значения), кварц (еди- ничные зна- чения)	1,635	1,655	15	-	35

Таблица 17 (окончание)

Номер образца	Тип руды	Парагенезис нерудных ми- нералов	Np	Ng	cNg	-2V°	f
503/2а	Сульфидно-магнетитовый	Эпидот, хлорит, амфибол, кварц (единичные значения)	1,621	1,642	-	-	21
340/3		Эпидот, кварц, амфибол, хлорит, альбит (единичные значения)	1,644	1,667	-	76	48
57/72	Сульфидный	Плагиоклаз, эпидот, амфибол, биотит	1,645	1,668	-	-	49
111/2		Кварц, хлорит, эпидот, амфибол	1,638	-	14	-	41

Амфиболы, близкие по составу к тремолиту, присущи магнетитовым рудам, залегающим между магнезиальными известняками внизу и грубообломочными туфами умеренно кислого состава сверху. Такие руды описаны в окрестностях оз. Рыбное, в экзоконтактной зоне Лавреновского массива. В подобных ситуациях тремолит рассматривается обычно как продукт ранних стадий термического метаморфизма магнезиальных известняков в присутствии кремнезема (Дир и др., 1965; Винклер, 1969; и др.).

Амфиболы актинолитового состава характерны для руд, расположенных среди туфов преимущественно смелланного (диабазо-дацитового) состава. Наибольшее содержание железистого компонента в актинолите установлено в рудах, залегающих между кремнистыми туффитами и туфами основного состава. Необходимо подчеркнуть, что состав актинолитов из руд и вмещающих пород, как уже отмечалось, практически одинаков. По-видимому, магнезиальная и железистая молекулы амфибола определяются в месторождениях валовым составом исходных осадков, отлагавшихся совместно с рудным веществом.

Эпидот по сравнению с амфиболом актинолит-тремолитового ряда встречается реже в составе магнетитовых и сульфидно-магнетитовых руд. В сульфидных рудах, наоборот, он относится к главным нерудным минералам (см. табл. 7). Содержание эпидота во всех минеральных типах руд значительно колеблется: от единичных зерен до 20%. Максимальное количество эпидота отмечается в магнетитовых рудах, обнажающихся в верховьях бассейна р. Черный Июс и в русле р. Верхняя Терсь, выше по течению от устья рч. Миригеш. Здесь эпидот слагает почти мономинеральные прослои мощностью в 2-10 мм, чередующиеся с кварц-магнетитовыми и кварц-эпидот-амфиболитовыми полосками. Весьма характерно, что в суль-

фидных рудах он не образует мономинеральных слоев. Нередко эпидот встречается в прерывистых жилках, пересекающих руды в различных направлениях; мощность жилок составляет первые миллиметры.

Эпидот образует изометричные ксеноморфные зерна, предопределяя микрогранобластовое строение прослоев, линз или неправильных участков в рудах. Размер зерен варьирует в пределах сотые доли миллиметра — 3 мм. Иногда отмечаются таблитчатые, удлиненно-таблитчатые индивиды, характеризующиеся кристаллографическими ограничениями лишь по (001) и (100). По оптическим константам (табл. 18) эпидот относится к пистациту.

Кислые плагиоклазы присутствуют во всех минеральных типах руд в количестве от единичных зерен до 15%. Предпочтительно они концентрируются в рудных залежах, расположенных среди разнообломочных туфов дацитового состава. В сульфидных рудах максимальное содержание плагиоклазов отмечено во вкрапленных разностях, вскрытых в среднем течении рч. Подхребтного в магнетитовых и сульфидно-магнетитовых рудах — в ряде месторождений и рудопроявлений в верховьях бассейна р. Черный Июс в долине р. Верхняя Терсь. Плагиоклазы совместно с кварцем, эпидотом и амфиболом обычно слагают нерудные прослои.

Плагиоклазы представляют в основном мелкие ксеноморфные зерна размером в десятые доли миллиметра. Иногда индивиды кислого плагиоклаза обнаруживают призматическую форму, и лишь изредка встречаются порфиробласты альбита в поперечнике размером до 3 мм. Они несут тонкое двойниковое строение и содержат в изобилии мелкие зерна кварца, апатита и рудных минералов. В сульфидных рудах порфиробласты нередко образуют сложные крупные сростания, придающие им псевдопорфировый облик.

Хлорит в небольшом количестве отмечается в рассматриваемых рудах практически постоянно. Обычно содержание его изменяется от десятых долей процента до 5%. В ряде мест, например, на участках Левобережный, Правобережный и Черно-Июский, он присутствует в значительных количествах (до 30–70% от объема отдельных нерудных прослоев). Совместно с хлоритом присутствуют кварц, эпидот и амфибол.

Хлорит образует как правило микрочешуйчатые агрегаты, определяющие (при значительном содержании агрегатов) основную ткань нерудных прослоев. В такую войлокоподобную массу погружены индивиды других минералов. Реже отмечаются листочки, пластинки и чешуйки размером в тысячные и сотые доли миллиметра. Чаще они слагают микроучастки в виде розеток с размером в поперечнике до десятых долей миллиметра. Иногда, что характерно для рудных прослоев, наблюдаются редкие одиночные чешуйки хлорита, размер которых в поперечнике достигает нескольких десятых долей миллиметра.

Показатели преломления хлоритов приведены в табл. 19. Как видно из этой таблицы, оптические свойства минерала непостоян-

Таблица 18

Показатели преломления и угол оптических осей эпидотов различных минеральных типов руд

Номер образца	Тип руд	Парагенезис нерудных минералов	$N_p$	$N_g$	$-2V^\circ$
T-42/1	Магнетитовый	Кварц, эпидот, амфибол актинолит-тремолитового ряда, олигоклаз (альбит-олигоклаз)	1,727	1,774	73
144/16-73		Эпидот, хлорит, амфибол актинолит-тремолитового ряда, кальцит (единичные значения), альбит (единичные значения)	-	1,776	-
K-19/в-73		Амфибол актинолит-тремолитового ряда, эпидот, хлорит, кварц, кальцит (единичные значения)	-	1,766	74
148/2-73		Кварц, эпидот, хлорит, альбит (единичные значения)	1,719	-	-
340/3	Сульфидно-магнетитовый	Эпидот, кварц, амфибол актинолит-тремолитового ряда, хлорит, альбит (единичные значения)	-	1,767	-
503/2а		Эпидот, хлорит, амфибол актинолит-тремолитового ряда, кварц (единичные значения), кальцит (единичные значения)	-	1,778	72
57/72	Сульфидный	Плагноклаз, эпидот, амфибол, биотит	-	1,773	73
117/72		Кварц, эпидот, плагноклаз, биотит (единичные значения), хлорит (единичные значения)	1,725	1,776	72

Таблица 19

Показатель преломления и аномальные цвета интерференции хлоритов в отдельных минеральных типах руд

Номер образца	Тип руд	Парагенезис нерудных минералов	Аномальные цвета интерференции	<i>N<sub>m</sub></i>
500/2	Магнетитовый	Кварц, хлорит, амфибол актинолит-тремолитового ряда (единичные значения)	Темно-синевато-фиолетовые	1,622
500/36		Кварц, хлорит	Желто-зеленовато-бурые	1,618
500/3а		Кварц, хлорит (единичные значения)	Зеленовато-бурые	1,621
144/1е-73		Кварц, кальцит, амфибол актинолит-тремолитового ряда, эпидот, хлорит	Нет	1,617
33/1-72		Амфибол актинолит-тремолитового ряда, эпидот, хлорит, кварц (единичные значения)	Желто-бурые	1,631
T-40/2		Эпидот, кварц, амфибол актинолит-тремолитового ряда, хлорит	Нет	1,632
T-41		Кальцит, эпидот, кварц, хлорит	Синевато-фиолетовые	1,637
66/72		Сульфидный	Альбит, хлорит, эпидот, биотит	Фиолетово-сиреневатые
111/5-72		Кварц, биотит, хлорит, амфибол актинолит-тремолитового ряда (единичные значения)	То же	1,627
117/7-72		Хлорит, биотит, кварц, альбит (единичные значения), эпидот (единичные значения)	Нет	1,629

ны. Наибольшей величиной *N<sub>m</sub>* обладают хлориты, присутствующие в составе магнетитовых руд из рудопроявлений в истоках р. Черный Июс. Судя по изложенным данным, хлориты из железных руд по составу относятся к ряду грохаунит-прохлорит-тюрингит.

Биотит устанавливается в минеральных типах руд, приуроченных к дайкам лампрофиров и габброидов. Появление этого минерала в рудах связано, вероятно, с контактовым метаморфизмом в связи с внедрением малых интрузий. Наибольшее количество биотита сосредоточено в серно-колчеданных рудах, вскрытых в бассейне рч. Подхребетного. Содержание биотита изменяется в весьма широких пределах - от единичных чешуек до 15%. В магнетитовых и сульфидно-магнетитовых рудах концентрация биотита обычно невелика и лишь в редких случаях составляет 1%. Во всех разновидностях руд для биотита характерно крайне неравномерное, пятнистое, прожилковое расположение скоплений.

Биотит образует мелкие чешуйки и кисточки, измеряющиеся тысячными-десятыми долями миллиметра. Как правило, эти выделе-

ния биотита слагают мономинеральные микроучастки сложной морфологии, приуроченные к рудным или нерудным прослоям. Многие чешуйки биотита подчеркивают микротрещины, секущие слоистость под разными углами.

Мусковит развит преимущественно в сульфидных рудах в ассоциации с биотитом. В других минеральных типах руд он чрезвычайно редок. Мусковит наблюдается чаще в мелких (сотые доли миллиметра) одиночных чешуйках, располагающихся предпочтительно в зернах кислого плагиоклаза.

Кальцит относится к второстепенным минералам во всех минеральных типах руд. Более того, в серно-колчеданных рудах он наблюдается изредка. Обычно кальцит устанавливается в составе руд, залегающих среди часто переслаивающихся тонкозернистых туфов смешанного состава и туффилов с прослоями карбонатных пород, либо приуроченных к границе магнезиальных известняков и пирокластов. Такая позиция руд известна в долине р. Верхняя Терсь, в 1200 м вверх по течению от устья рч. Подхребетного, в окрестностях оз. Рыбное и на одном из рудопроявлений в истоках р. Черный Июс. Содержание кальцита в рудах невелико и лишь изредка достигает 12%.

Кальцит встречается в мелких неправильных зернах, образующих плотные агрегаты. Иногда отмечаются тонкозернистые массы карбоната, заполняющие интерстиции между другими минералами. Изредка кальцит выполняет микроскопические жилки, секущие руды в разных направлениях.

Показатель преломления  $N_o$ , замеренный в одиннадцати шлифах, изменяется в пределах 1,660–1,664, т.е. минерал по составу близок к чистому кальциту.

Доломит является исключительно редким минералом. В качестве примеси они встречаются только в амфибол-кварц-магнетитовых рудах, обнажающихся в окрестностях оз. Рыбное. Содержится в руде в количестве 1–2%, слагает редкие мелкие зернышки размером в десятые доли миллиметра; ассоциируется с игольчатыми кристаллами тремолита; показатель преломления  $N_o$  минерала по нескольким замерам в нескольких зернах равен 1,679.

Апатит в ничтожном количестве отмечается во всех минеральных типах руд. В количестве до 1–1,5% апатит встречен только в рудах, обнажающихся в верховьях р. Верхняя Терсь и в долине рч. Мирингеш. Апатит сложен мелкими призматическими кристалликами, размер которых в поперечнике обычно составляет сотые доли миллиметра, а длина кристалликов равна первым десяткам долям миллиметра. Изредка встречаются изометричные, округлые зерна апатита. Размер их также не превышает десятых долей миллиметра. Апатит развит как в рудных, так и в нерудных прослоях; концентрируется предпочтительно в зернах кварца и альбита. Показатели преломления апатита, замеренные в иммерсионных средах, равны  $N_o = 1,640$  и  $N_e = 1,636$ .

По содержанию апатита рассматриваемые руды заметно отличаются от таковых Горного Алтая. В ряде месторождений и рудопроявлений Алтая апатит играет роль породообразующего и относится к типоморфным минералам вулканогенно-осадочных руд (Пономарев, 1969). Особенно много апатита содержится в рудах Холзунского месторождения, что позволило исследователям выделить апатит-магнетитовый тип оруденения (Калугин, 1959, 1968; Кассандров, 1966, 1968; и др.). В этих рудах количество апатита составляет 10-20%, а в нерудной части достигает 90% (Кассандров, 1966).

Низкие концентрации апатита в вулканогенно-осадочных рудах Терсинского района отражают, по-видимому, общую геохимическую специфику железоносного диабазо-дацитового вулканизма, выражающуюся в ничтожном содержании фосфора. В какой-то мере разделение железа и фосфора могло быть связано и с физико-химическими условиями, господствовавшими при формировании железоносных осадков. Изучение современных месторождений лимонита вулканического происхождения в Японии (Сиикава, 1973) показало, что совместное осаждение этих элементов происходит только при очень низких значениях pH среды (pH 2-3).

В заключение рассмотрения минерального состава стратиформных руд следует подчеркнуть, что все типы этих руд имеют в целом простой минеральный состав. На протяжении всей рудной полосы нерудные минералы практически не отличаются ни составом, ни особенностями распространения, ни взаимоотношениями с главными рудными минералами. Степень метаморфических преобразований разных типов руд, судя по минеральным ассоциациям, близка и в общем невелика. Последнее подтверждается сохранением структурно-текстурных рисунков руд и особенностей вещественного состава, отражающих первичные условия формирования железоносных отложений: градационная и косая слоистости, промоины в чередующихся прослоях, кластическая природа части зерен кварца и плагиоклаза, присутствие пирокластического материала и др. Тем не менее структурные взаимоотношения большинства минералов сложные и нередко указывают на вторичное происхождение минералов.

Сопоставление минеральных ассоциаций силикатной части руд (см. табл. 17-19) и вмещающих пород (см. табл. 5) обнаруживает почти полное тождество и соответствует низким ступеням зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

Сведения о химическом составе магнетитовых руд приведены в табл. 20. Как видно, химический состав рассматриваемых руд не остается постоянным. Имеют место широкие вариации в содержании компонентов, что вполне естественно при значительном количественном изменении минерального состава руд.

Обращает на себя внимание невысокое в целом содержание рудных компонентов, хотя для анализа отбирались штуфы из более "богатых" руд. В этом отношении наиболее показательны результаты

Таблица 20

Химический состав магнетитовых руд

Номер п/п	Минеральный состав	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1	Мушкетовит, кварц; примеси: амфибол, эпидот, хлорит	46,76	0,65	7,35	24,07
2	Мушкетовит, кварц, амфибол; примеси: эпидот, хлорит, альбит, кальцит	40,65	0,65	11,85	16,07
3	Магнетит, кварц; примеси: эпидот, альбит, амфибол	40,33	0,20	4,13	31,14
4	Магнетит, амфибол, эпидот; примеси: кварц, хлорит	8,00	0,10	0,73	59,03
5	Магнетит, кварц; примеси: хлорит, амфибол	20,02	0,12	2,15	50,77
6	Магнетит, амфибол, пироксен; примеси: хлорит	14,47	0,27	1,23	49,91
7	Магнетит, пироксен, амфибол	7,18	0,23	1,20	59,00
8	Магнетит, кварц; примеси: амфибол	28,74	0,10	0,41	48,59
9	Мушкетовит, кварц; примеси: эпидот, амфибол, альбит, пирит	54,93	0,10	2,13	23,81
10	Магнетит, хлорит, амфибол; примеси: кварц, эпидот	20,14	0,10	1,58	46,03
11	Магнетит, пироксен, эпидот, кварц	13,12	0,10	0,48	52,42

	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
	10,43	0,12	1,01	8,01	0,14	0,04
	8,96	0,26	5,05	13,20	0,47	0,08
	15,16	0,11	2,21	4,47	0,42	0,06
	26,45	0,12	1,20	3,21	0,09	0,07
	21,45	0,13	1,00	3,35	0,10	0,06
	24,02	0,20	2,61	6,42	0,26	0,05
	26,88	0,13	1,20	2,93	0,23	0,08
	21,59	0,06	0,30	0,14	0,06	0,06
	13,16	0,08	1,30	2,65	0,30	0,04
	19,59	0,21	5,32	4,65	0,14	0,06
	25,02	0,12	2,71	5,45	0,14	0,05

Таблица 20 (окончание)

Номер п/п	Минеральный состав	П. п. п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	S
1	Мушкетовит, кварц; примеси: амфибол, эпидот, хлорит	1,15	0,031	0,00	0,02
2	Мушкетовит, кварц, амфибол; примеси: эпидот, хлорит, альбит, кальцит	1,77	0,046	0,77	Следы
3	Магнетит, кварц; примеси: эпидот, альбит, амфибол	1,68	0,119	Следы	Не опр.
4	Магнетит, амфибол, эпидот; примеси: кварц, хлорит	-	0,215	Не опр.	То же
5	Магнетит, кварц; примеси: хлорит, амфибол	-	0,045	То же	"
6	Магнетит, амфибол, пироксен; примеси: хлорит	-	0,213	"	"
7	Магнетит, пироксен, амфибол	-	0,213	"	"
8	Магнетит, кварц; примеси: амфибол	-	0,032	"	"
9	Мушкетовит, кварц; примеси: эпидот, амфибол, альбит, пирит	1,46	0,034	"	"
10	Магнетит, хлорит, амфибол; примеси: кварц, эпидот	2,18	0,082	"	"
11	Магнетит, пироксен, эпидот, кварц	-	0,027	"	"

1-11 образцы: 1 - 33/1-72 - левый берег р. Верхняя Терсь, 330 м вверх по течению от устья рч. Миригеш; 2 - 35/2-72 - правый берег р. Верхняя Терсь, 415 м вверх по течению от устья рч. Миригеш; 3 - 340/4 - левый берег р. Верхняя Терсь, 275 м вверх по течению от устья рч. Миригеш; 4 - 398 - среднее течение рч. Миригеш, правый берег; 5 - 386/1-350 м к западу от северной око-

	Ni	Co	Zn	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма
	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,78
	То же	То же	То же	То же	То же	99,83
	Следы	Следы	0,00	0,09	0,014	100,11
	"	0,002	0,00	0,03	Следы	99,21
	"	0,002	0,00	0,05	0,006	99,30
	"	Следы	0,00	0,38	0,018	100,01
	"	0,004	0,00	0,10	0,004	99,34
	"	0,002	0,00	0,03	0,01	99,17
	"	0,002	Следы	0,05	0,008	100,40
	"	0,002	0,00	0,05	0,014	100,14
	"	0,002	0,00	0,03	0,004	99,66

личности оз. Рыбное; 6 - Т-31/2 и 7 - Т-31/3 - водораздел рек Верхняя Терсь и Черный Июс; 8 - Т-40/1, 9 - Т-43/1 и 10 - Т-70/9 - истоки р. Черный Июс; 11 - 397/3 - среднее течение кл. Ровный, левого притока р. Верхняя Терсь. Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ЗСГУ, г. Новокузнецк.

Таблица 21

Содержание петрогенных компонентов в нерудной части магнетитовых руд

Номер п.п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO
1	75,66	0,77	7,0	2,43
2	57,88	0,68	9,93	10,70
3	78,23	0,35	4,68	6,44
4	57,58	0,43	3,03	12,99
5	75,08	0,23	4,96	5,64
6	54,84	0,91	2,73	14,56
7	54,06	1,35	5,41	13,51
8	96,66	0,20	0,81	1,42
9	89,56	0,10	2,06	3,14
10	58,82	0,18	2,81	23,18
11	55,83	0,26	1,28	17,16
Среднее	69,84	0,52	4,34	9,40

бороздового опробования. Пятьдесят шесть бороздовых проб<sup>1</sup>, отобранных на участке Левобережный, показали, что содержание рудного железа изменяется в пределах 9–32,5 вес.%. Опробование железных руд, обнажающихся в русле р. Верхняя Терсь, выявило еще больше контрасты в содержании полезного компонента – от 6,7 до 56,6 вес.%. Эти предварительные сведения указывают, что стратиформные руды относятся с промышленной точки зрения преимущественно к бедным и средним. Слабая разведанность рудопроявлений не позволяет пока оценить соотношение этих типов руд на протяжении всей полосы распространения руд и выявить среди них долю богатых руд.

Для всех разновидностей руд характерным является сравнительно высокая кремнистость. Ряд проб показывает, что руды более чем на 90–95 вес.% состоят из закисного и окисного железа и кремнезема. По составу эти руды совершенно идентичны железистым кварцитам (ранее подчеркивалось сходство по текстурно-структурным особенностям). Повышенная кремнистость, как отмечали многие исследователи (Калугин и др., 1967; Калугин, 1969; Гросс, 1969; Дымкин, Щербак, 1973), вообще свойственна железным рудам вулканогенно-осадочного типа.

В табл. 21 приведены относительные содержания петрогенных компонентов нерудной части (принята за 100%) магнетитовых руд; дан коэффициент основности, показывающий отношение суммы молекулярных количеств магнезии и извести к сумме молекулярных количеств кремнезема и глинозема. Низкие значения коэффициента

<sup>1</sup> К сожалению, не сохранились результаты химического анализа этих проб, что затрудняет дать промышленную оценку железным рудам.

и их коэффициент основности

CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	(MgO + CaO)/(SiO <sub>2</sub> + Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )
13,90	0,19	0,05	0,20
20,12	0,60	0,08	0,46
9,24	0,70	0,06	0,19
24,67	0,87	0,43	0,62
13,53	0,45	0,11	0,23
25,94	0,91	0,11	0,70
23,87	1,35	0,45	0,63
0,61	0,20	0,10	0,02
4,60	0,49	0,05	0,08
14,57	0,35	0,09	0,61
24,83	0,51	0,13	0,73
15,10	0,61	0,15	0,37

основности в рудах свидетельствуют о принадлежности к рудам кислого состава.

Резкие изменения петрогенных компонентов в силикатной части руд несомненно зависят от исходного состава руд и указывают, отчасти, на разные источники материала, поступающего к месту рудоотложения.

В общем, руды характеризуются относительно низким содержанием окиси титана, глинозема и магнезии. Очень малое количество щелочей в черудной части, причем натрий резко преобладает над калием. Известь является наиболее весомым (после кремнезема) компонентом, но она также присутствует в резко изменчивых количествах, что обусловлено главным образом переменчивым содержанием в рудах амфибола актинолит-тремолитового ряда и эпидота.

Сравнение компонентов силикатной части рассматриваемых руд с таковыми из девонских руд Горного Алтая (месторождения Калгутинское, Зырянское, Коргонское и др., Калугин и др., 1967) обнаруживает в них много общего. По содержанию кремнезема, окиси титана, глинозема и магнезии сопоставляемые руды не отличимы. Изученные нами руды отличаются незначительно повышенным содержанием извести и явно пониженным – щелочей. Главное различие заключается в иных, диаметрально противоположных, калиево-натриевых отношениях в силикатной части руд. В вулканогенно-осадочных рудах Алтая калий, как правило, резко преобладает над натрием. Эти различия находят объяснение в особенностях состава осадочно-вулканогенных толщ, вмещающих руды. В Горном Алтае железоруденение приурочено к толще, среди эффузивных компонентов которой преобладают кисло-щелочные вулканиты (В.А. Кузнецов, 1963; Лапин, 1963; Калугина, Калугин, 1966). Сравнительный анализ руд двух провинций дает основание считать, что состав силикатной части вулканогенно-осадочных железных руд (при не интенсиных их метаморфических преобразованиях) во многом опреде-

Таблица 22

Содержание галлия и германия в магнетитовых рудах (г/т)

Элемент	33/1-72	35/2-72	340/4	398	386/1
Галлий	14	10	15	8	9
Германий	2	1,5	2,5	2,5	2

ляется составом продуктов синхронного или близкосопряженного вулканизма района.

Содержание пятиоксида фосфора изменяется существенно, но абсолютное количество ее невелико и не превышает первых десятых долей процента. Среднее содержание этого компонента, по результатам анализированных разновидностей магнетитовых руд, составляет 0,096 вес.%, что примерно в 1,5 раза ниже промышленных кондиций руд, пригодных для получения чугуна мартеновским способом. Сопоставимые количества фосфора устанавливаются в подавляющей массе вулканогенно-осадочных руд Горного Алтая, но среди них отмечаются высокофосфористые разновидности. Концентрация пятиоксида фосфора в таких рудах достигает более 13 вес.% (Кассандров, 1966). На Холзунском месторождении высокофосфористые разновидности руд обнаруживаются преимущественно при фациальной смене железных руд марганцевоносными породами (Кассандров, 1966). В рассматриваемых нами рудах, как показало детальное микроскопическое изучение, разновидности с высоким содержанием апатита отсутствуют.

Количество и характер распределения серы в рудах химически не изучены. Судя по данным минералогических исследований, в магнетитовых и сульфидно-магнетитовых рудах количество серы вряд ли может превысить первые десятые доли процента; содержание ее может существенно возрасти только на очень малых участках, которые можно выявить, пожалуй, при штучном опробовании.

Следующей характерной чертой руд оказывается крайне ограниченный и, в общем, однородный набор элементов-примесей, выявленный спектроскопическим и, отчасти, химическим методами. Полуколичественным спектральным анализом (55 проб) устанавливаются постоянно (за исключением единичных проб) медь, галлий, ванадий, марганец, никель и титан; в 95-80% проб присутствуют кобальт, хром, германий, барий, цинк, свинец. Гораздо реже обнаруживаются цирконий, бериллий, стронций и молибден. В единичных пробах определены серебро, олово, скандий, иттрий, иттербий.

Количество галлия и германия в рудах определялось совместно с другими компонентами (см. табл. 20) химическими методами в штучных пробах; содержание этих элементов показано в табл. 22.

Нетрудно заметить, что во всех анализированных пробах галлий и германий присутствуют в незначительном количестве, близком к концентрациям их в осадочных и интрузивных породах вообще (Мей-

	T-31/2	T-31/3	T-40/1	T-43/1	T-70/9	397/3
	15	21	2	11	6	6
	3	2	2,5	1,5	2,5	4,5

сон, 1971). В рассматриваемых рудах количество германия вполне сопоставимо с содержанием его в магнетитовых рудах Калгутинского месторождения (Калугин и др., 1967). Железистые кварциты докембрия имеют обычно более высокие концентрации германия (Григорьев, 1969).

По данным спектрального полуколичественного анализа железных руд рассчитаны коэффициенты корреляции ( $r$ ) между минералообразующими и редкими элементами<sup>1</sup>, их средние (табл. 23) содержания ( $\bar{x}$ ) и стандартные отклонения ( $S$ ). Для расчета коэффициентов включены элементы-примеси, которые характеризуются симметричной или близкой к ней кривой распределения на гистограммах и устанавливаются в подавляющем большинстве анализированных руд. Уровень значимости рассчитанных коэффициентов корреляции ( $r_{\text{знач}}$ ) равен (или больше) 0,26; в табл. 23 подчеркнуты коэффициенты корреляции, превышающие  $r_{\text{знач}}$ .

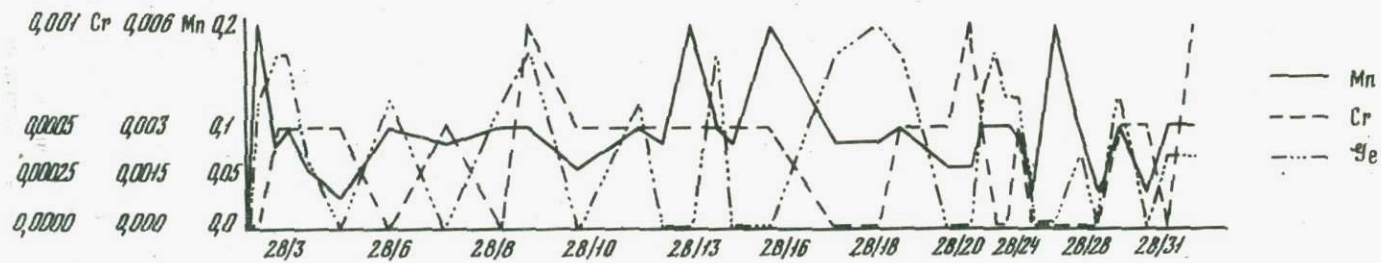
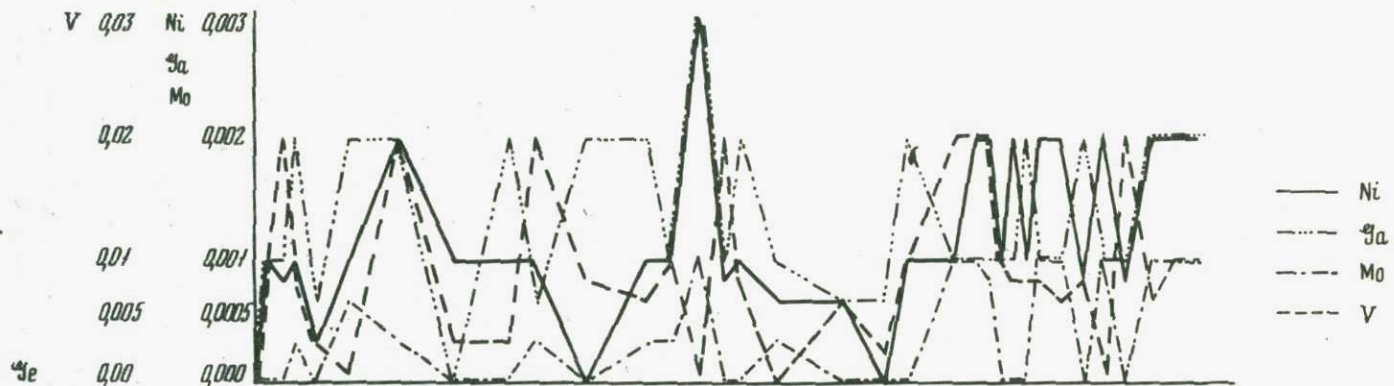
Изучение степени корреляционной связи между концентрациями элементов в железных рудах показало следующее. Как и следовало ожидать, элементы, между которыми возможны изоморфные взаимоотношения, характеризуются в основном устойчивыми отрицательными корреляциями. Вместе с тем выясняются группы и ассоциации элементов, содержание которых определяется достаточно высокими положительными связями. К ним относятся Pb-Fe-Zn, Mg-Mn-Co, Cu-Ni-Fe, Cu-V-Cr-Ti, Zr-V-Ba-Ni-Cr, Cr-Zr.

Обращает на себя внимание очень высокая положительная связь марганца и магния, показывающая на возможное присутствие марганца в составе магнезиальных силикатов железных руд - хлорита, эпидота, амфибола актинолит-тремолитового ряда.

Положительные корреляции никеля с медью и железом указывают, скорее всего, на вероятную концентрацию никеля только в сульфиде железа и меди. Кобальт, напротив, обнаруживает отрицательные связи с медью и очень слабые положительные - с железом. Сильными положительными корреляциями кобальт связан с марганцем и магнием, что свидетельствует, возможно, о присутствии части кобальта в магнезиальных минералах.

<sup>1</sup> Несмотря на невысокую точность спектрального полуколичественного анализа мы полагаем, что при массовых определениях систематическая ошибка не затуманивает общие геохимические закономерности.





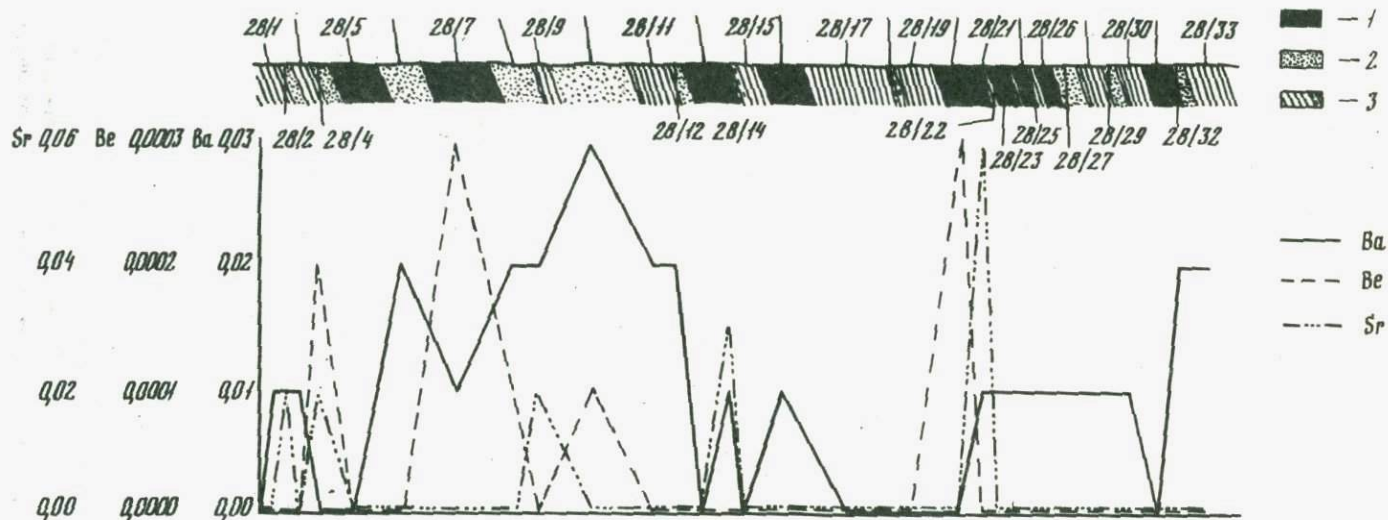


Рис. 23. Геохимический профиль и геологический разрез; масштаб 1:40 (левый берег р. Верхняя Терсь)  
 1 - густовкрашенные (богатые) магнетитовые руды; 2 - бедновкрашенные магнетитовые руды; 3 - кремнистые туффиты

Таблица 24

Концентрации элементов-примесей в сульфидных рудах (%)

	Pb	Cu	Zn	Ba	V
$K_{\text{макс}}$	0,003	0,04	0,03	0,06	0,02
$K_{\text{мин}}$	0,00	0,003	0,005	0,00	0,003
$n$	13	14	14	11	14
$\bar{x}$	0,0009	0,013	0,012	0,022	0,0077

Примечание: Анализы выполнены в спектральной лаборатории Комплексной тематической экспедиции Новосибирского геологического управления.  
 $K_{\text{макс}}$  - максимальное содержание элемента в рудах;  $K_{\text{мин}}$  - минимальное содержание элемента в рудах;  $n$  - количество проб (из 14), в которых установлен элемент;  $\bar{x}$  - среднее содержание элемента в рудах.

дифферендно. Они почти в равных количествах устанавливаются (и могут отсутствовать) в различных типах руд и во вмещающих породах.

Сравнение приведенных данных с послойным анализом слабо метаморфизованных гематитовых руд Калгутинского месторождения (Калугин и др., 1967) обнаружило следующее. В калгутинских рудах особенности концентрации стронция, бария, марганца и молибдена близки таковым для этих элементов в изученных нами рудах. Отличие состоит в том, что бериллий, никель, хром и ванадий концентрируются в основном в прослоях туффитов псаммитовой и алевритовой размерности, а германий и мышьяк накапливаются в гематитовых слоях.

Распределение ряда элементов-примесей (Cr, Ni, V, Ba, Mn, Mo) по отдельным прослоям в магнетитовых рудах р. Верхняя Терсь во многом напоминает их поведение в железистых кварцитах Белозерского района. По данным А.И. Никонова (1969), в кварцитах хром, никель, кобальт и ванадий концентрируются в магнетитовых и гематитовых прослоях (хотя отмечаются они и в безрудных прослоях), а марганец, титан, медь, молибден и барий встречаются как в рудных, так и в безрудных прослоях.

Химический состав сульфидных руд не изучен. Мы располагаем одним химическим анализом бедновкрапленных пиритовых руд, обнажающихся в среднем течении рч. Подхребетного (в %):  $\text{SiO}_2$  - 43,76,  $\text{TiO}_2$  - 0,65,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 15,79;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 15,51,  $\text{FeO}$  - 2,27,  $\text{MnO}$  - 0,28;  $\text{MgO}$  - 6,86,  $\text{CaO}$  - 1,40,  $\text{P}_2\text{O}_5$  - 0,965,  $\text{Na}_2\text{O}$  - 2,70,  $\text{K}_2\text{O}$  - 0,92; п.п.п. - 8,65, S - 9,02,  $\text{CO}_2$  - 0,0, сумма - 99,22. Количественно-минералогический состав этих руд следующий (в %): кварц - 28, альбит - 23, биотит - 13, хлорит - 6, амфибол - 2, пирит - 19, магнетит - 9.

Набор и содержание элементов-примесей в сульфидных рудах (по данным 14 спектральных полуколичественных анализов) приведены в табл. 24. Как видно, комплекс элементов-примесей и их концентрации в сульфидных рудах в целом мало отличается от на-

	Ga	Mn	Ni	Mo	Cr	Sr	Ti
	0,002	0,1	0,006	0,001	0,003	0,02	0,4
	0,001	0,03	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
	14	14	10	6	7	3	14
	0,0013	0,063	0,0016	0,00036	0,0015	0,0029	0,25

В единичных пробах обнаружены следующие элементы (в %): Sn - 0,0003, Be - 0,0003, Y - 0,002; Yb - 0,0003, Co - 0,002, Sc - 0,002, Zr - 0,006. Ge, Be, Cd, Sb, P, Hf, La, Li, Nb, Se, Ta, Ce - в рудах не установлены.

бора элементов, присущих магнетитовым и сульфидно-магнетитовым рудам. В сульфидных рудах выявлено более высокое содержание Pb, Cu, Zn и Mo, что отражает, по-видимому, специфические условия их образования.

## АЛТАЙ, ВОСТОЧНЫЙ САЯН, ГОРНАЯ ШОРИЯ

### Глава 3

#### ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И РАЗМЕЩЕНИЕ В НИХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

##### Вулканогенно-осадочные руды Горного Алтая

Горный Алтай - одна из немногих рудных провинций, в которой так полно сохранились месторождения вулканогенно-осадочного типа. Формируясь в тесной связи с вулканизмом, железные руды Алтая запечатлели в себе многие весьма существенные признаки, позволяющие восстановить палеогеографические условия среды накопления железистых осадков и определить важнейшие физико-химические параметры оруденения.

Вместе с тем в этой провинции, пожалуй, как ни в какой другой, прослеживается последовательный ряд месторождений от почти неизмененных вулканогенно-осадочных со всеми присущими им признаками, через мало измененные - до глубоко метаморфизованных, практически не сохранивших первичных черт формирования. Столь различная степень изменения месторождений (некогда относящихся, по-видимому, к одному генетическому типу) обусловлена неодинаковой историей их дальнейшего развития. В частности, одни месторождения типа Калгутинского и Коргона размещены вне зон смятия и в удалении от гранитоидов; они, естественно, претерпели незначительное изменение. Другие месторождения, наоборот, приурочены к мобильным структурам и к полям развития крупных интрузив-

ных плутонов (Холзунское, Инское). Руды этих месторождений подверглись глубокому метаморфизму, в них полностью изменился состав минеральных парагенезисов, появились ассоциации, типичные для зон контактового и регионального метаморфизма.

В настоящее время все эти месторождения настолько непохожи друг на друга, что доказать бесспорно их единую первичную природу не представляется возможным. Пожалуй, наиболее серьезным доводом генетической близости месторождений Алтая является стратиграфическая приуроченность их к вулканогенно-осадочным толщам нижнего и среднего девона. Это своеобразный железозносный горизонт, отличающийся специфическим набором пород, среди которых важнейшую роль играют вулканиты. И вообще, тесная ассоциация продуктов кислого эксплозивного вулканизма и лавовых образований с железными рудами – одна из характерных черт геологии Алтая.

Небольшая часть месторождений, размещенная в мобильных структурах, локализована в проблематичных по возрасту метаморфических породах. Однако и здесь совсем не исключено, что вмещающие оруденение метаморфиты относятся к тем же девонским толщам, только глубоко преобразованным в зонах глубинных разломов.

Железородные месторождения Алтая в свое время изучались В.А. Кузнецовым, В.П. Нехорошевым, Б.Ф. Сперанским, Ф.Н. Шаховым, Я.Р. Зильберманом, С.С. Зиминым, Б.Н. Лапиным, Н.М. Пивнем и другими исследователями. Особенно большой вклад в познание геологии и генезиса руд Алтая внес А.С. Калугин и руководимая им группа сотрудников Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья – Е.М. Аксенов, Л.З. Бахорин, А.Г. Гузман, С.И. Зубко, В.И. Иванов, Т.С. Калугина, Э.Г. Касандров, В.А. Мариич, В.Г. Пономарев, Б.Г. Яковлев. Вопросы геохимии, минералогии и петрографии освещены в работах В.А. Вахрушева, Ю.В. Индукаева, С.С. Коляго, К.В. Кочетковой, В.С. Кузубова, Ф.В. Сухорукова. По одному из крупнейших месторождений Алтая – Холзунскому И.А. Калугиным написана монография, в которой освещена роль метаморфизма в преобразовании руд и вмещающих пород. Проблема генезиса руд и источников железа неоднократно рассматривалась А.М. Дымкиным, И.А. Калугиным, А.Л. Павловым, С.С. Долгушиным.

Перечисленными исследователями, конечно, не исчерпывается список геологов, проводивших работы на месторождениях Алтая; значительная роль принадлежит коллективу геологов Западно-Сибирского геологического управления.

Основная масса месторождений и рудопроявлений, как видно из рис. 24, сконцентрирована в нижне- и среднедевонских вулканогенно-осадочных толщах, приуроченных к шовной зоне Горного и Рудного Алтая. Полоса девонских отложений прослеживается в северо-западном направлении более чем на 500 км при ширине до 150 км.

Возрастное положение вмещающих оруденение пород определяет достаточно четко. В ряде мест в подстилающих образованиях,

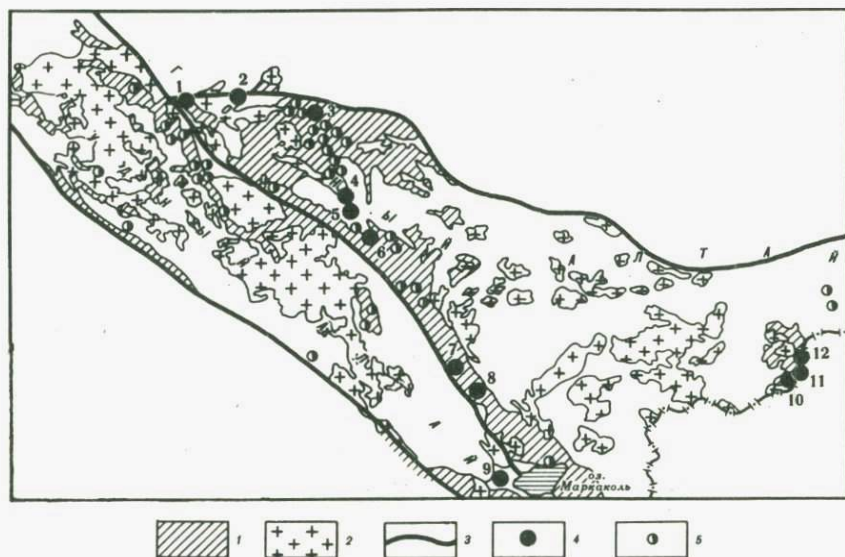


Рис. 24. Схема размещения девонских вулканогенно-осадочных месторождений и рудопроявлений железа Алтая (по А.С. Калугину и Т.С. Калугиной)

1 - эффузивно-осадочные железозносные отложения; 2 - палеозойские интрузивные массивы; 3 - главные разломы; 4 - полезные ископаемые; 5 - месторождения и рудопроявления: 1 - Белорецкое; 2 - Инское; 3 - Коргонское; 4 - Коксинское II; 5 - Коксинское I; 6 - Холзунское; 7 - Коробихинское; 8 - Родионов Лог; 9 - Маркакульское; 10 - Калгутинское; 11 - Водопадное; 12 - Эльбесин

непосредственно в самих рудах и в перекрывающих руды известняках, найдена морская фауна среднего девона, в юго-восточной части Алтая найдены споры растений верхней части нижнего девона.

Мощность железозносных отложений на всем протяжении этих отложений не остается постоянной, она изменяется от сотен метров в структурах типа наложенных мульд до нескольких километров в мобильных долгоживущих прогибах (Калугин и др., 1967).

Различная структурная обстановка среды осадконакопления предопределила и фаціальную пестроту состава пород железозносной девонской толщи. Так, в шовной зоне, разделяющей Горный и Рудный Алтай наиболее широко развиты вулканогенные породы - туфы, эффузивы, туфобрекчии, игнимбриты. По-видимому, в этой части структуры была сосредоточена основная масса вулканических очагов, активная деятельность которых сопровождалась накоплением в благоприятных участках железистых осадков. За пределами шов-

ной зоны, как указывает А.С. Калугин (1964), железоносные вулканогенно-осадочные отложения субмаринного типа сменяются безрудными, существенно терригенными и карбонатными образованиями, среди которых вулканиты либо отсутствуют совсем, либо появляются в виде маломощных продуктов перемыва.

В структурном отношении рудоносная толща связана с герцинским тектогенезом, она сформировалась на жестком каледонском основании и относится к типу эвгеосинклиналей с характерным саплическим профилем вулканизма. Основу этой структуры составляют туфы, игнимбриты, эффузивы риолитового, дацитового и трахитового составов, а также вулканиты натровой специализации – альбитофиры и кератофиры. По данным А.С. Калугина (1970), эти породы по мощности слагают до 70% железоносных отложений. Вулканиты среднего и основного составов развиты ограниченно. Особенно редко в разрезах железоносной толщи встречаются базальтовые породы – диабазы, диабазовые порфириты и т.п. Резкое преобладание кислых и щелочных вулканитов – одна из отличительных особенностей Горного Алтая. Другие железорудные провинции с аналогичным типом месторождений характеризуются совершенно иным набором пород. Скажем, в Кузнецком Алатау, Горной Шории, Тургае вмещающие оруденение толщи имеют андезитобазальтовый состав и только в качестве второстепенной составляющей в них встречаются кислые вулканиты.

Разрез рудовмещающей толщи Алтая в различных его участках фациально несколько изменчив, но в принципе сохраняется одно не менее важное условие: преобладание вулканитов в разрезе и постоянное присутствие карбонатных пород.

Приведем для сравнения два опорных разреза, относящихся к разным структурно-фациальным блокам. Один из них, расположенный в бассейне р. Калгуты, характеризует отложения, сформировавшиеся в относительно спокойной обстановке и позднее не претерпевшие существенных изменений. По А.С. Калугину (1964), породы железоносной толщи залегают несогласно на красноцветных терригенных образованиях нижнего силура и имеют следующий состав снизу вверх:

	Мощность, м
Подрудная пачка – туфы кристаллокластические, резе туфолоавы, кварцевые кератофиры, кератофиры, редко диабазы, яшмы, местами гематитовые жилы и др. . . . .	100-500
Рудная пачка – руды гематитовые слоистые, содержащие прослои туфов и туффитов, с флорой верхней части нижнего девона. . . . .	2-60
Надрудная пачка нижняя – туффиты, известняки с фауной нижней части среднего девона, кварцевые кератофиры. . . . .	40-300
Надрудная пачка верхняя – туфопесчаники, туфопесчаники, алевролиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты красные и зеленоцветные. . . . .	300

Как видно из разреза, состав пород по вертикали существенно меняется и отражает прежде всего эволюцию вулканизма. Нетрудно заметить, что максимальная вулканическая деятельность приходится на нижнюю часть разреза, в которой рудное вещество в виде гематита хоть и появляется, но в очень малых количествах. Паразитально однородные пласты туфов, достигающие мощностей во многие десятки метров, как отмечает А.С. Калугин, представляют одноактные отложения раскаленных туч. Местами, вверх по разрезу, они сменяются единичными потоками лав, маломощными карбонатсодержащими красноцветными туфоалевролитами, переотложенными туфами типа грязевых потоков, но затем снова доминируют в разрезе.

Подрудная пачка в основной своей массе формировалась в наземных условиях, и только может быть отдельные потоки лав связаны с субмаринной средой.

В подрудной толще вулканитов, как уже указывалось, встречается гематит. Он не образует сколько-нибудь существенных скоплений, но его появление важно для решения генетических вопросов. В нижней части разреза гематит тонко диспергирован, он пропитывает эффузивы и туфы, играет роль цемента. Равномерное распределение рудного вещества придает породам "краснокаменный" облик. Вверх по разрезу количество гематита в вулканитах заметно увеличивается, он появляется в виде гнезд, небольших уплощенных линз, округлых обособлений и ветвящихся жил. Изучение всех этих форм выделения гематита показало, что ни в одном случае он не обнаруживает явных признаков развития по силикатным минералам. Иначе говоря, это не поздний — метасоматический гематит, как предполагают некоторые исследователи. Есть веские основания считать гематит сингенетичным, возникшим при дифференциации рудного и силикатного вещества в магматических условиях; такой гематит более подробно описан нами ниже при характеристике второго типа разреза.

Рудная пачка отличается от подстилающей толщи однообразием слагающих ее пород. Представлена она слоистыми гематитовыми рудами, туфами и туффитами. Лавовые образования, достаточно широко распространенные в подрудной пачке, отсутствуют. Есть основание полагать, что вулканическая деятельность в эпоху железоруденения проявилась исключительно в эксплозивной форме. Мощные накопления рыхлого пирокластического материала, по-видимому, быстро размывались и образовывали неподалеку от центров извержения толщи туффитов. Состав вулканитов рудной пачки аналогичен составу подстилающих пород. Это кислые витрокристалло- и литокластические туфы, состоящие из обломков кварца, плагиоклазов, калиевого полевого шпата, девитрифицированного стекла, эффузивных пород, осколков апатита, циркона, ильменита, титаномагнетита, нередко обнаруживающие признаки спекания и сваривания. А.С. Калугин, В.Г. Пономарев и др. (1967) рассматривают эти образования как аналоги молодых игнимбритов Новой Зеландии, Суматры и Перу. Аналогичный туфам состав свойствен и туффитам.

Вулканогенные железосные отложения Алтая выделяются в порфирную (Кузнецов, 1963), риолито-дацитовую (Лапин, 1963), кварц-кератофировую (Кузнецов, 1964) и туфовую риолито-кератофировую (Калугин, и др., 1967) формации.

Рудная пачка, как свидетельствуют многие признаки, формировалась в субмаринных условиях, "начиная от плоского илистого побережья и доходя до глубин ниже досягаемости волнений. Присутствие в мелководных рудах остатков псилофитов указывает на то, что вблизи берега существовала зона растительности" (Калугин, 1964, с. 34). В то же время наличие многочисленных остатков флоры в туффитах свидетельствует о частичном сносе материала с суши и области мелководья.

Надрудная толща, подразделенная А.С. Калугиным на две пачки, характеризуется преобладанием существенно осадочных образований, среди которых лишь в виде примеси присутствует вулканический пепел. Завершение рудоотложения, по-видимому, было связано самым непосредственным образом с затуханием вулканической деятельности. И если отдельные излияния кератофировых лав в это время еще имели место, то эксплозивные процессы, по крайней мере в непосредственной близости от ареалов рудообразования, прекратились полностью. Продукты былой деятельности вулканов отмечаются в этой толще в виде переотложенного материала в туфопесчаниках, туффитах, туфоалевролитах. В ряде мест Алтая вулканомиктовым материалом переполнены пелитоморфные известняки.

Другой разрез толщи железосных отложений Алтая характеризует месторождения зон смятия (Холзунское, Родионов Лог, Маркакуль). Рудные тела, имеющие преимущественно магнетитовый состав, залегают в сложно дислоцированных толщах. Такого типа месторождения претерпели существенное изменение: вмещающие их породы несут явные следы расщепления, руды, залегающие среди них - перекристаллизованные и даже частично переотложенные, - сопровождаются принципиально новыми минеральными парагенезисами, возникшими в условиях динамометаморфизма. Несравненно интенсивнее в этом типе разреза проявились метасоматические процессы с образованием среднетемпературных парагенезисов: актинолит + эпидот + хлорит + кальцит + кварц + альбит + калиевый полевошпат. В зонах повышенной циркуляции растворов и в контактовом ореоле гранитоидов появляются высокотемпературные метасоматиты типа известковых скарнов с присущим им биминеральным (пироксен + гранат) или более сложным составом (Белорецкое, Инское месторождения).

Месторождения, размещенные в зоне смятия (зона нередко называется Северо-Восточной зоной смятия или, что одно и то же, Белоубинско-Южноалтайской структурно-фациальной зоной), характеризуются тем же, что и в районе Калгуты набором вмещающих железоорудные пород, но всегда в различной степени расщепленных и измененных процессами гранитизации, диоритизации и контактового метаморфизма. Как указывает И.А. Калугин (1976), ме-

таморфизм приразломной зоны довольно специфичен и не соответствует общепринятым понятиям регионального метаморфизма. Резко выражено линейное сплющивание и рассланцевание пород, четко выделяются границы отдельных зон расланцевания, линзовидно-пластообразная форма внедренных интрузий, неоднородность степени метаморфизма, который резко возрастает близ разломов и пластовых интрузий и быстро ослабевает при удалении от них. Развитые в зоне смятия сланцы хлорит-серицитовой и альбит-эпидот-хлоритовой субфаций происходят не только в результате динамометаморфизма, но и контактовых и гидротермальных процессов.

В зоне смятия типичные линейные, сильно сжатые, нередко опрокинутые складки, довольно обычно надвиговые и сдвиговые перемещения отдельных блоков по разломам. Юго-восточная зона смятия по характеру формирования вполне оправданно рассматривается как глубинный долгоживущий разлом (Калугин, 1976).

Рудоносная толща зоны смятия сложена вулканогенно-осадочными девонскими породами. Причем в нижней части разреза (нижний эйфель) преобладают осадочные образования: известково-глинистые и глинистые сланцы, кварц-полевошпатовые песчаники, известковистые алевролиты. В верхней части разреза появляются туфогенные песчаники, туфы и лавы кварцевых альбитофиров. В рудной зоне количество вулканических продуктов заметно возрастает, появляются риолитовые и дацитовые порфиры, кератофиры, туфы такого же состава и реже андезитовые порфиры. Для вмещающих железооруденение вулканитов характерно обогащение щелочами, особенно калием. Среди существенно туфо-лавовых образований изредка отмечают туффиты, карбонатно-туфогенные сланцы, известняки и доломиты.

Важно заметить, что некоторые покровы кислых лав и туфы содержат повышенное количество тонкорассеянного гематита и магнетита (Дымкин и др., 1978). В отличие от аналогичного гематита района Калугуты, в Холзунской зоне он почти повсеместно перекристаллизован в мелкозернистые агрегаты пластинчатого или изометричного габитуса. Но даже и тогда гематит не обнаруживает признаков замещения порообразующих минералов, которые, по видимому, одновременно с гематитом также претерпели перекристаллизацию. В участках, где метаморфизм осуществился более полно, гематит как правило превращается в магнетит (мушкетовит). Содержание этих минералов в вулканитах иногда достигает 15-18% - в сущности это уже бедные железные руды. Вкрапленность гематита и магнетита, подобно вулканическому стеклу, наполняет основную массу эффузивов, лавобрекчий и цемент туфов. Вулканиты с высоким содержанием рудного компонента не сопровождаются какими-либо околорудными изменениями и не обнаруживают признаков метасоматического развития. Все это создает определенное мнение о сингенетичной магматической природе рудной вкрапленности.

Обогащенные гематитом и магнетитом порфиры, кератофиры и туфы определяют в целом продуктивность кварц-кератофировой формации Алтая на железооруденение.

В Коксинско-Холзунской зоне сингенетичным гематитом особенно обильно насыщены трахитовые порфиры, кератофиры, кварцевые порфиры и аналогичные им по составу туфы. Для вулканической толщи наиболее типичны кератофиры, средний состав которых, по-видимому, отвечает составу "очаговой" магмы (Дымкин и др., 1978). Дифференциация такой магмы могла привести к обособлению существенно железистого вещества и высококремнистых, обогащенных щелочами силикатных продуктов. Именно таким путем скорее всего возникли линзы и прослой сплошного гематита и магнетита, встречающиеся среди туфов и эффузивов в естественных обнажениях района Холзунского месторождения. Руды эти массивные, тонкозернистые, изредка в них встречаются кварц бипирамидальной формы и небольшие скопления апатита; силикатные минералы - плагиоклаз, калиевый полевой шпат и темноцветные, составляющие основу эффузивов, не обнаружены. Гематит-магнетитовые обособления довольно резко отделяются от вмещающих их вулканитов и не сопровождаются сколько-нибудь заметными околорудными изменениями. Приведенные факты дают основание предполагать, что рудные выделения в вулканитах являются продуктами ликвации сложного глубинного расплава.

Возможность отделения рудного вещества в магматический период и механизм этого процесса описаны в одной из наших работ (Дымкин и др., 1978). Здесь же мы подчеркнем только, что кристаллизация магнетита в силикатных расплавах непосредственно связана с ростом парциального давления кислорода ( $P_{O_2}$  атм), который вызывает распад силикатов, содержащих двухвалентное железо. Как пример приведем реакцию разложения фаялита с образованием магнетита и кварца:  $3Fe_2SiO_4 + O_2 = 2FeFe_2O_4 + 3SiO_2$ . Появление в системе ферритов железа и кварца предопределяется интенсификацией окислительно-восстановительных реакций, которые в свою очередь контролируются величиной  $P_{O_2}$ .

Существенное влияние на состояние элементов в окисных и силикатных расплавах оказывает их основность. Она определяется, как известно, концентрацией свободных ионов кислорода  $O^{2-}$ , не входящих в состав кислородных и кремнекислородных комплексов. В окисно-силикатных расплавах донорами свободных ионов кислорода обычно являются основные окислы, испытывающие ионизацию с освобождением кислород-аниона ( $CaO = Ca^{2+} + O^{2-}$ ;  $Na_2O = 2Na^{+} + O^{2-}$  и т.д.). В то же время акцепторами ионов кислорода служат кислотные окислы, при ионизации которых происходит поглощение свободных ионов кислорода ( $SiO_2 + O^{2-} = SiO_3^{2-}$ ;  $Fe_2O_3 + O^{2-} = Fe_2O_4^{2-}$  и т.д.). Учитывая это, равновесные соотношения в окисных и окисно-силикатных расплавах, содержащих железо, необходимо анализировать с учетом величины  $P_{O_2}$  и  $pO$  ( $pO = -lg [O^{2-}]$ ) и в зависимости от температуры и состава системы. Реакция в данном случае должна протекать по схеме:



Если при этом учесть и силикатную часть системы, то реакция равновесия будет выглядеть так:



Анализируя две последних реакции, нетрудно сделать заключение, что появление в расплаве феррит-ионов и кремнекислородных ионов за счет разложения железистых силикатов полностью контролируется величинами  $P_{\text{O}_2}$  и  $p\text{O}$  окисно-силикатного расплава.

В современном представлении окисные и силикатные расплавы рассматриваются как ионные жидкости (Есин, Гельд, 1966), и все качественные и количественные их изменения приводят к существенной перегруппировке внутренней структуры системы, предопределяя тем самым ликвационную дифференциацию.

В природных условиях разделение сложного силикатного расплава на существенно силикатную и рудную составляющие может быть вызвано (Дымкин и др., 1978) обогащением магмы кальцием (в основном за счет ассимиляции карбонатных пород) и щелочными металлами — калием и натрием. И в том и в другом случае эти компоненты существенно интенсифицируют процесс ферритизации сложного силикатного расплава. Повышение роли щелочей в процессе эволюции магмы может быть связано с интрателлурическими потоками, которые особенно активны в зонах повышенной проницаемости пород. Последнее, по-видимому, наиболее типично для алтайских месторождений: железные руды здесь ассоциируются с высокощелочными вулканитами.

Обосновывая ликвационно-магматическое происхождение для определенной части руд, мы, отнюдь, не считаем, что это — единственный путь накопления железа в месторождениях. Судя по структурно-текстурным признакам, условиям залегания и соотношению оруденения с вмещающими породами, большая часть руд Алтая относится к типу вулканогенно-осадочных. А.С.Калугин (1970) подробно описал такие руды.

Наиболее существенным признаком стратиформных железных руд Алтая является согласное залегание их с вмещающими вулканогенно-осадочными породами. Мелкие слои и прослои гематитовых руд, мощность которых не превышает нескольких миллиметров, прослеживаются в обнажениях на достаточно большие расстояния. Они с удивительным постоянством чередуются в разрезе с такими же или несколько большими по мощности слоями силикатных образований. Типичные для месторождений Юго-восточного Алтая слоистые гематитовые руды показаны на рис. 25, 26. В составе нерудных слоев и прослоев постоянно отмечаются кварц, полевые шпаты, остроугольные обломки девитрифицированного стекла кислых эффузивов, и туфов, а также вторичные продукты, возникшие в процессе диagenеза осадка и последующего весьма слабого метаморфизма. Основу большинства нерудных слоев составляет кварц, и только отдельные слои сложены в значительной части полевошпатовой класти-

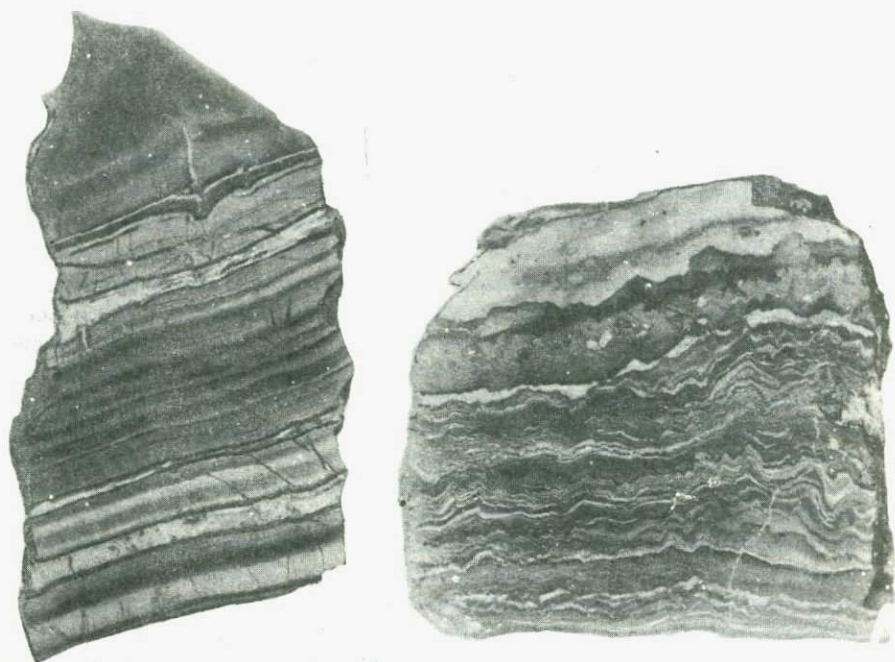


Рис. 25. Слоистая гематитовая руда. Участок "Ближний"  
Полиров. штуп; натур. вел.

Рис. 26. Слоноплощатая гематитовая руда. Месторождение Водопадное  
Полиров. штуп; натур. вел.

кой. По своей природе кварц в этих слойках не одинаков. Большая часть кварца представлена различной величины обломками, остроугольная форма которых свидетельствует, что сколько-нибудь существенная транспортировка отсутствует. Скорее всего, что это — осколки, выброшенные вместе с пепловыми частицами стекла в момент взрывной деятельности вулканов. Другая часть кремнезема представлена халцедоном, кварцином и даже кое-где сохранившимся опалом. В первоначальном виде, по-видимому, это была коллоидная взвесь, осаждавшаяся в субмаринных условиях хемогенным путем. Нерудные слойки, в которых преобладает халцедон-опаловая масса, нередко обильно пропитаны дисперсным гематитом; гематит распределен более или менее равномерно и, подобно кремнезему, четко отделяется от соседних слойков, в которых гематит в какой-то мере уже перекристаллизован, распределен неравномерно: пятнами, линзочками или более сложной формы обособлениями. Как мы предполагаем, дисперсный гематит является сингенетичным, он осаждал-

ся вместе с кремнеземом в морской среде. Позднее, в процессе диагенеза, кремнезем переходил во все более устойчивую модификацию: опал → халцедон → кварцит → кварц, а распыленные в нем окислы (может быть, гидроокислы) железа чаще обособлялись в виде пятен, гнезд и редко — в форме самостоятельных слоев. О коллоидном состоянии первичного вещества отдельных нерудных слоев свидетельствуют, в частности, трещины дегидратации, выполненные либо кварцем, либо почти одним гематитом.

Полевые шпаты, слагающие вместе с кварцем нерудные слои, представлены мелкими осколками альбит-олигоклаза, реже андезина и ортоклаза. Степень измененности их в различных участках Калгутинской рудной зоны далеко не одинакова. Одни из них сохранили кластическую структуру, хотя и несут наложенную серицитизацию и пелитизацию. В них видна двойниковая решетка, а в редких индивидах плагиоклаза — едва заметные фрагменты зональности. Значительная часть полевошпатовой кластики претерпела существенные диагенетические изменения — оказалась перекристаллизованной или замещенной вторичными продуктами: гидрослюдами, серицитом, турмалином, местами нерудными слоями, интенсивно окварцованными. Кремниевый метасоматоз проявился в различных участках рудной зоны с неодинаковой полнотой. Наряду со сплошными полями окварцевания, а такие участки напоминают по составу и структуре железистые кварциты, имеются зоны, в которых этот процесс выразился в образовании многочисленных, различно ориентированных жилков кварца.

Кроме названных минералов, в нерудных слоях иногда присутствует глинисто-кремнистое вещество, в котором под микроскопом были встречены мельчайшие пепловые частицы. В неизменном виде этот пелитовый материал не сохранился: почти повсеместно он преобразован в гидрослюдистые агрегаты, хлорит, халцедон, по нему обильно развиты серицит и карбонаты.

Рудные слои, чередующиеся в разрезе с существенно силикатными, состоят, по существу, из тех же минеральных ассоциаций, только доминирующим становится гематит. В малоизмененных слоях, практически не затронутых региональным метаморфизмом, гематит представлен тонкораспыленной массой, в которой кое-где удается видеть (под микроскопом при больших увеличениях) пластинчатые агрегаты. Диспергированный гематит цементирует беспорядочно распределенные в слоях кластические зерна кварца, полевых шпатов, обломки эффузивов и туфов. Нередко гематитом бывают сложены отдельные нитевидные прослойки, содержащие различноориентированные пепловые частицы (рис. 27).

Определенный интерес представляют собой выделения гематита в форме сферолитов (месторождение Водопадное и др.). Они обособляются в окружающей их туфовой массе в виде отдельных округлых телец (рис. 28) или же образуют непрерывную цепочку, в которой каждый сферолит тесно сростается с соседними (рис. 29). Внутренняя структура сферолитов довольно сложная. Большой частью



Рис. 27. Осколки пепловых частиц (стекла и кварца) в гематитовой массе; по А.С. Калугину (1970)

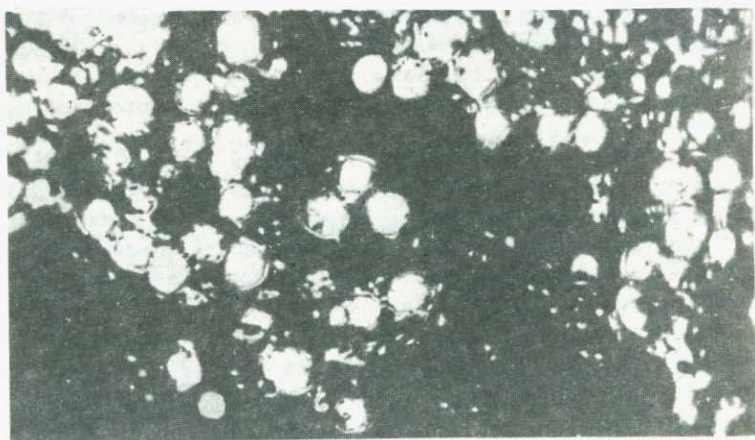


Рис. 28. Сферолиты гематита в туфовой массе; по А.С.Калугину (1970)

они характеризуются концентрически-зональным строением, только одни сферолиты в ядерной части бывают сложены сплошным гематитом (белое, см. рис. 29), а другие - опал-халцедоновой массой. Следует сказать, что последние встречаются значительно реже. Гематитовое "ядро" сменяется к периферии концентрическими зонами радиально-лучистого халцедона, а он в свою очередь - более раскристаллизованным радиально-лучистым гематитом. Число таких зон невелико и составляет не более 5-6, а в некоторых сферолитах ограничивается 2-3.

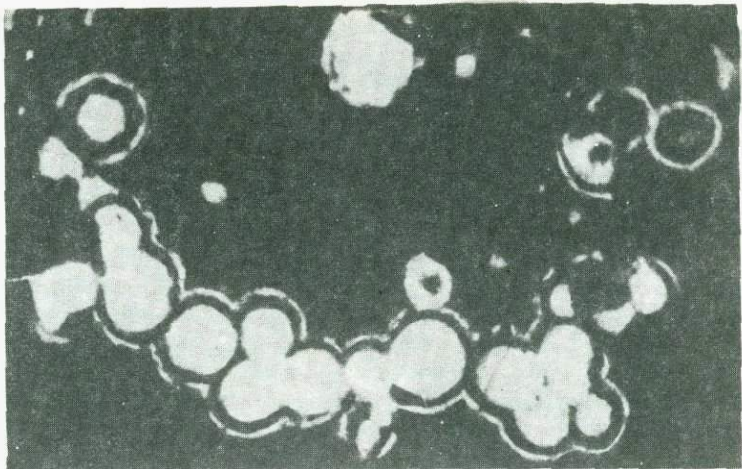


Рис. 29. Сросшиеся сферолиты гематита; по А.С. Калугину (1970)

В менее измененных участках рудного горизонта, именно там, где раскристаллизация по каким-то причинам задержалась, оолито-подобные выделения обычно сложены опалом, густо пропитанным диспергированным гематитом. Такие обособления не обнаруживают концентрической и радиально-лучистой структуры, они представляются как единое целое. По-видимому, в таком состоянии первоначально были все каплевидные выделения кремнисто-гематитового вещества, но с течением времени эта масса претерпела раскристаллизацию с зональным распределением хапцедона и гематита.

Сопоставляя сферолиты Алтая с таковыми из месторождений Сибирской платформы (Дымкин и др., 1975), Тургая (Дымкин, 1962), можно с определенной долей уверенности говорить о возникновении сферолитов из коллоидных растворов.

Хорошая в целом сохранность гематитовых руд Юго-восточного Алтая (Калгута, Эльбесин и др.) позволяет охарактеризовать многие первичные признаки этих руд и проследить диагенетические преобразования, которые в других сходных месторождениях вследствие более глубокого метаморфизма руд частично или полностью утрачены.

Одним их характерных признаков осадочного накопления железистого вещества является градационная слоистость. В рудной толще она прослеживается повсеместно, но с различной четкостью и повторяемостью отдельных слоев. Градационная слоистость в рудах обычно 4-5-членная, редко отдельные ритмы более многочисленны. Частое чередование сходных по составу слоев и совершенно небольшая их мощность свидетельствуют о быстрой смене обстановки среды железнакопления и повторяемости отдельных процессов. Необходимо отметить, что в составе ритмов нет слоев и прослоев,

состоящих из грубого и даже крупнозернистого материала. В основном это алевропелитовые и реже псаммитовые разности осадков, среди которых большую роль играет вулканический пепел. То, что грубый пирокластический материал в слоистых рудах отсутствует, вероятно, свидетельствует о некоторой удаленности центров извержения от мест накопления железистых осадков.

Градационная слоистость сохранилась (правда, в несколько измененном виде) и в вулканогенно-осадочных рудах Кузнецкого Алатау и Зауралья (Тургайский прогиб). Однако, в отличие от Горного Алтая, в этих рудных провинциях отдельные слои представлены псефитовым вулканогенным материалом, указывающим на относительную близость центров вулканической деятельности.

Руды Алтая, и в особенности алевро-псаммитовые разности, обнаруживают явные признаки субмаринного отложения вещества. Местами в рудах сохранились знаки ряби волнения, многочисленные трещины усыхания (рис. 30), указывающие на периодическое отступление моря, отпечатки растительных остатков, промоины и желоба размыва, выполненные в сущности теми же чередующимися слоями, но ориентированными совершенно иначе (рис. 31). Любопытно, что слои, выполняющие промоины, имеют одинаковую мощность и на склонах и в придонной части; и только в верхах разреза происходит вышоложивание слоистости за счет линзовидного утолщения отдельных слоев. Такое строение слоев дает возможность предполагать, что они "провалились" в промоины уже будучи сформированными.

В слоистых гематитовых рудах отдельные слои бывают сложены автокластическими брекчиями. Небольшие обломки слоистых руд округлой или даже угловатой формы располагаются в связующей псаммитовой массе незакономерно, они различно ориентированы и не сортированы. В обломках хорошо сохранились черты первичной слоистости, тогда как псаммитовая масса кажется массивной. Вполне возможно, что такие автобрекчиевые слои возникли в процессе размыва первичнослоистых руд и последующего переотложения их в несколько иных условиях - в обстановке обмеления бассейна и более высокой скорости подводных течений.

Частые размывы осадков по наслоению, широкое развитие пузырей с кратерами, по мнению А.С. Калугина (1970), являются доказательством неустойчивости уровня столба крошащей воды и мелководных условий накопления железистых осадков. В дополнение к этому А.С. Калугин указывает, что в смежном районе на уровне железоносного горизонта, т.е. в той же стратиграфической толще, в карбонатных породах встречаются залежи гипса, свидетельствующие, как известно, не только о замкнутости и засолонелости бассейна, но и о сухости климата в период рудоотложения.

Руды месторождений, расположенных в мобильных зонах (Холзунская и др.), отличаются по строению и составу от описанных выше: имеют существенно магнетитовый состав, гематит играет подчиненную роль и нередко присутствует только в виде реликтов.



Рис. 30. Трещины усыхания в гематитовой руде  
Месторождение Калгута, по А.С. Калугину (1970)



Рис. 31. Ложбина размыва в ритмично-слоистой гематитовой руде; месторождение Эбельсин; по А.С. Калугину (1970)

Вместе с магнетитом появляются сульфиды: пирит, халькопирит, пирротин. Таким образом, первоначальная окислительная обстановка среды рудоотложения при диагенезе и метаморфизме сменяется более восстановительной. Для таких руд характерен совершенно иной минеральный состав силикатов. В зависимости от их количественного содержания выделяют апатит-магнетитовые, альбит-магнетитовые, актинолит-биотит-магнетитовые, карбонатно-гидросиликатно-магнетитовые и другие минеральные типы руд. Наиболее распространенными в них являются текстуры: линзовидно-полосчатые, полосчато-вкрапленные, плейчатые, массивные. Местами они усложняются образованием прожилковых и гнездовых руд, возникших путем перекристаллизации и частичного переотложения первичного железистого вещества.

Первичная слоистость в метаморфизованных рудах Алтая как таковая, конечно, не сохранилась, но унаследованность ее в форме тонкой полосчатости прослеживается повсеместно. Определяющим для структурно-текстурных особенностей этих руд стал динамометаморфизм, проявившийся в узкой приразломной зоне. Вмещающие породы в этой зоне претерпели интенсивное расщепление, они нередко будинированы, местами приобрели сложно-плейчатое строение и состав, отвечающий альбит-хлорит-мусковитовой субфации зеленых сланцев. Достаточно широко в приразломной зоне развиты линейные тела метасоматитов. По данным И.А. Калугина (1976), процессы динамометаморфизма и метасоматоза в железорудных месторождениях Алтая синхронны, и соответственно зоны расщепления рассматриваются этим автором как флюидопроводники. Главными продуктами метасоматоза являются породы типа альбититов и образования актинолит-эпидот-альбитового состава.

Между различными по составу породами и рудами нет резких переходов, сменяются они в разрезе постепенно, что может быть связано с некоторой перегруппировкой рудно-силикатного вещества в процессе метаморфизма. Рудные тела характеризуются линзовидной или пластообразной формой и по составу силикатных минералов совершенно идентичны вмещающим породам.

И.А. Калугин (1976) отмечает, что в породах и рудах Холзунской зоны широко развита линзовидная грубая и тонкая тектоническая полосчатость, осложненная многочисленными прожилками альпийского типа. Для метасоматитов свойственны тонкозернистые структуры, директивная ориентировка минералов, вращение отдельных зерен, что свидетельствует о синтетектоническом типе кристаллизации.

Руды, как и вмещающие их породы, повсеместно перекристаллизованы. Здесь уже нет, как, скажем, в Колгуте и Эльбесине, пылевидного гематита, он восстановлен до магнетита, а руды в целом приобрели мелко- и среднезернистое строение. Среди этой массы изредка бывают встречены одиночные выделения или небольшие скопления крупнокристаллического магнетита, представляющего продукт более поздней перекристаллизации. Размеры порфириобластов магне-

тата иногда достигают 1–1,5 см в поперечнике. Такие индивиды при разрастании проникают в соседние полоски и как бы прерывают их сплошность.

Важно заметить, что при метаморфизме первичных вулканогенно-осадочных руд большая протяженность отдельных рудных слоев не сохраняется; перекристаллизовываясь, они преобразуются в отдельные плоские линзы, чередующиеся с такими же линзами-слоями силикатного состава. В участках, где метаморфизм сопровождался метасоматозом, слоистость совсем исчезает, и руды приобретают сложное пятнистое строение. Восстановить первичную слоистость в таких рудах невозможно. Особенно полно утрачивается слоистое строение руд в месторождениях, расположенных в контактовом ореоле крупных plutонов. Показательным в этом отношении является Инское месторождение, приуроченное как и Холзунское, к Северо-Восточной зоне смятия. Месторождение залегает в железосодержащих девонских отложениях, но по сравнению с Юго-Восточным Алтаем роль вулканитов среднего и основного составов в них заметно увеличивается. Находясь в контактовом ореоле крупного гранитного plutона, сформировавшегося позднее руд, месторождение оказалось интенсивно измененным. Высокотемпературные процессы контактового метаморфизма и метасоматоза обусловили появление скарновой минерализации и отчетливо стадийный характер отложения послемагматических ассоциаций. Словом, это месторождение уже никак нельзя назвать вулканогенно-осадочным, хотя для него и предполагается первично вулканогенная природа источника железа.

Прослеживая, таким образом, все стадии изменения рудного вещества на месторождениях Горного Алтая, можно вполне определенно сказать, что в подавляющем большинстве месторождения первоначально формировались в довольно близких геологических условиях. Однако позднее история развития месторождений уже не одинакова. В частности, одни месторождения сохранили черты первичного строения и безошибочно распознаются как вулканогенно-осадочные, другие, — наоборот, оказались глубоко преобразованными, утратили свою оригинальность и в настоящее время рассматриваются как образования контактивно-метасоматического типа.

### **Вулкано-тектонические структуры Восточного Саяна и положение в них стратиформных железных руд**

Восточно-Саянская рудная провинция насчитывает десятки железорудных месторождений, различающихся структурно-геологической позицией, минеральным составом и историей формирования. В отличие от Горного Алтая, рассматриваемая провинция характеризуется фемическим профилем развития вулканизма. Во всех рудных полях преобладают андезитово-базальтовые и базальтовые вулканиты, кислые и щелочные разности встречаются ограниченно и составляют малую часть разрезав рудомещающих толщ.

Основная масса месторождений сосредоточена на западном склоне Восточного Саяна, в его средней части, административно относящейся к Красноярскому краю.

По условиям образования месторождения подразделяются на вулканогенно-осадочные гематит-магнетитовые, скарново-магнетитовые, и собственно магматические - титаномагнетитовые. Наиболее широко распространены месторождения скарнового типа, размещенные в собственно складчатой части Восточного Саяна и в окраинной зоне Сибирской платформы. Последняя выделяется как область протеросаян, испытавшая существенные вертикальные поднятия. Имеющиеся магнетитовые месторождения объединены в так называемый Средне-Ангарский железорудный район, представляющий собой погруженную часть Иркинеевского выступа. Этот выступ состоит из ряда горст-антиклинальных складок, прослеживаемых вдоль Средне-Ангарского глубинного разлома на десятки километров. Платформенные магнетитовые месторождения приурочены к трубкам взрыва, относятся к типу гидротермально-метасоматических и поэтому мы не будем на них останавливаться. Нет необходимости также рассматривать титаномагнетитовые месторождения, связанные с формированием дифференцированных габброидных массивов.

Типичные вулканогенно-осадочные месторождения, сохранившие признаки первичного строения, развиты в Восточном Саяне ограниченно. По вещественному составу они подразделяются на магнетит-гематитовые (Белокитатский район) и существенно гематитовые - наименее метаморфизованные - (Минусинская котловина). Эти месторождения изучены слабо, не имеют промышленного значения и до сих пор остаются, к сожалению, вне поля зрения геологов. Для месторождений данного типа характерны следующие особенности: существенно гематитовый состав, типично пластовая форма рудных тел, значительная протяженность (до 5-7 км) и согласное залегание с вмещающими толщами (Курцерайте и др., 1974). В собственно Восточном Саяне вулканогенно-осадочные руды залегают среди нижнекембрийских отложений (колпинская свита), представленных кремнистыми породами, альбитофирами, порфиритами и мелкообломочными туфами. Все вулканиты насыщены тонкораспыленным гематитом и меньше магнетитом, составляющими базис основной массы эффузивов и цемент в туфах. В контактовом ореоле гранитоидов гематитовая масса перекристаллизовывается с образованием мушкетовитовых агрегатов и мелкозернистого магнетита. При этом происходит локальная перегруппировка рудного вещества, но сколь-нибудь крупных его скоплений, достигающих промышленных размеров, пока не установлено.

Вулканогенно-осадочные руды Минусинской котловины приурочены к более молодым - среднедевонским толщам, в составе которых заметно преобладают тонкообломочные вулканомиктовые и глинистые породы. Руды этой провинции мало изменены, наряду с гематитом в них присутствуют гидроокисные соединения, образующие участки сгустковые обособления коллоидного типа.

По характеру оруденения и фациальному составу вмещающих их месторождения Белокитатского района, по-видимому, являются аналогом Каргонского типа месторождений Горного Алтая.

К иному формационному типу относится Сыдинское месторождение, расположенное в верховьях р. Сыды (правый приток Енисея). Это месторождение залегает среди кварц-сланцевых сланцев, переслаивающихся с амфиболизированными порфиритоидами и известковыми серицит-хлорит-альбит-кварцевыми сланцами. Руды гематит-магнетитового состава характеризуются тонкополосчатым сложением, обусловленным чередованием полос с различным содержанием гематита, магнетита, кварца, альбита, серицита. Вместе с вмещающими породами руды собраны в мелкие, сложно построенные складки, рассеченные массой прожилков кварца, магнетита и кальцита. Наибольшая концентрация оруденения отмечается в ореольных зонах гранитоидов. Руды этого типа относятся к формации железистых кварцитов. Генезис руд осадочно-метаморфический.

Главная масса наиболее крупных магнетитовых месторождений сосредоточена в северо-западной части Восточного Саяна, в области сочленения его с Западным Саяном. Месторождения расположены в пределах раннекаледонского Сисим-Казырского синклинория, сложенного в нижней части существенно карбонатно-терригенными образованиями, дислоцированными в салаирскую стадию тектогенеза в складки северо-восточного простирания. На нижнекембрийских отложениях с резким угловым несогласием залегают породы кизырской свиты позднекембрийского или даже ордовикского возраста. Свита представлена преимущественно основными эффузивами, лавобрекчиями и туфами. Особенно мощная толща вулканитов выполняет Таят-Табратский прогиб, сформировавшийся на раннекаледонском складчатом основании в виде наложенной структуры типа эвгеосинклинали. В течение длительного времени эта структура была ареной интенсивной вулканической деятельности и подвергалась неоднократному дроблению. Серию крупных разрывных нарушений, составляющих в сущности зону глубинного разлома, прослеживается в северо-восточном направлении на десятки километров. К этой зоне приурочены не только главная масса эффузивов и туфов, указывающая на концентрацию именно здесь вулканических центров, но и сходные по составу и близкие по времени образования гипабисальные тела габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Магматогенные образования этого ряда представляет единую вулканоплутоническую ассоциацию.

Подробная характеристика железоносных магматических комплексов региона приведена в работе Г.В. Полякова (1971). Вопросы металлогении и геологии отдельных рудных районов и месторождений неоднократно освещались в печати В.В. Богацким, А.М. Дымкиным, Г.Б. Князевым, В.Г. Корелем, Ш.Д. Курцерайте, М.П. Мазуровым, Н.В. Перфильевой, В.Е. Хохловым, С.М. Николаевым и другими исследователями.

По набору пород, геологическому положению, петрохимическим особенностям и характеру металлогении Таят-Табратская эвгеосинклиналь сходна с железоносной вулканоплутонической структурой Тургайского прогиба. Однако первая формировалась в каледонский, а вторая - в герцинский тектономагматический циклы. Несмотря на разновозрастное положение Восточно-Саянской и Тургайской рудных провинций, размещенные в них магнетитовые месторождения обнаруживают ряд весьма существенных черт сходства. И в той и в другой провинции широко развиты околорудные скаполитовые метасоматиты, свидетельствующие об участии в рудообразующих процессах большого количества хлора. Многие месторождения пространственно связаны с вулканотектоническими структурами и локализируются в виде слоев в эффузивно-пирокластических толщах.

Приуроченность месторождений к такого рода структурам, согласное в первом приближении залегание рудных тел, пластовая или пластообразная их форма - вот те основные признаки, на которых базируются некоторые исследователи, пытаясь обосновать вулканогенно-осадочную природу восточно-саянских месторождений.

На первый взгляд, этих признаков достаточно для доказательства седиментогенного способа накопления рудного вещества. Однако это не так. Названные критерии с равным успехом используются и при обосновании метасоматического генезиса месторождений. Не вдаваясь в подробности полемики, мы, тем не менее, считаем необходимым подчеркнуть, что рассматриваемые магнетитовые руды подавляющего большинства месторождений в современном их виде несут отчетливые признаки метасоматического образования. Магнетит как главный минерал руд ассоциирует с гранатом, пироксеном, скаполитом и другими метасоматическими парагенезисами. В то же время массивные прожилковые, пятнистые текстуры руд, крупно- и среднезернистые структуры руд совсем не похожи на текстуры и структуры вулканогенно-осадочных руд Горного Алтая. Рассматриваемые руды могут сопоставляться только с рудами Белорецкого и Инского месторождений, глубоко преобразованных в контактовой зоне интрузивов. Но если в Горном Алтае можно проследить определенную последовательность изменения руд от Калгутанского до Инского месторождений и приуроченность их к одному и тому же рудному горизонту, то в Восточном Саяне этого нет. Месторождения Восточного Саяна залегают в разных стратиграфических горизонтах кембрия и не сохранили тех признаков, опираясь на которые можно было бы уверенно говорить о вулканогенно-осадочном происхождении магнетитовых руд.

Правда, в некоторых месторождениях наряду с массивными, гнездово-блочными, вкрапленными и прожилковыми рудами встречаются тонкополосчатые разности, чисто внешне напоминающие тонкослоистые руды Горного Алтая. Однако вещественный состав этих образований совершенно иной. Рудные полоски обычно сложены крупно- или среднезернистым магнетитом и сульфидами с несущественной примесью пироксена, граната, скаполита, актинолита, эпидота, хло-

рита, альбита. Чередующиеся с ними нерудные полоски как правило бывают представлены либо существенно скарновыми минералами, либо более низкотемпературной метасоматической ассоциацией. Реликты первичных минералов в полосчатых рудах не сохранились, и только исключительно редко в отдельных полосках на флангах месторождений, где метасоматоз обычно ослабевает, вместе с новообразованиями актинолита, эпидота и хлорита встречаются обломочные зерна плагиоклаза и кварца, свидетельствующие, по-видимому, о первично кластической природе исходных осадков. Этот факт, как и наличие кое-где мушкетовита, и, наконец, сохранность полосчатых руд в виде небольших реликтов среди массивных разностей, позволяют рассматривать их как первично-слоистые образования, глубоко измененные впоследствии метасоматическими процессами. Такие руды, несмотря на признаки слоистого строения руд, в настоящее время неправильно было бы называть вулканогенно-осадочными, это типичные скарново- и гидросиликатномагнетитовые руды, источник железа которых тесно связан с деятельностью вулканов.

Анализируя геологическое положение железорудных районов Восточного Саяна, особенность образования в них руд и околорудных метасоматитов, мы пришли к выводу, что в подавляющем большинстве своем скарново-магнетитовые месторождения сформированы в результате полигенных процессов. Отложение железистого вещества осуществлялось еще в доорогенную стадию развития геосинклинали сингенетично накоплению вулканогенно-осадочных толщ. В основном это тонкослоистые руды, залегающие среди андезито-базальтовых порфиритов, туфов и туффитов. В настоящее время руды этого типа во всем своем объеме не сохранились, они встречаются в виде реликтов среди метасоматических руд. Позднее, в инверсионный этап, вулканская деятельность сменяется формированием глубинных магматических комплексов, в ореольных зонах которых размещены скарново-магнетитовые месторождения. В этот период, по-видимому, происходят преобразование большей части ранее возникших вулканогенно-осадочных руд, частичное их переотложение и изменение нерудной составляющей. Это время характеризуется интенсивными метасоматическими процессами, обусловившими образование гранатпироксеновых скафнов и других более низкотемпературных ассоциаций. Естественно предположить, что железо вулканогенно-осадочных руд использовалось на образование скарнов, метасоматических руд и других фемических минеральных парагенезисов. Но только ли оно было источником скарново-магнетитовых руд, определенно сказать трудно. Имеются многочисленные примеры аккумуляции железа в таких месторождениях за счет экстрагирования его из фемических минералов вмещающих вулканитов. Осветленные таким путем породы широко распространены около скарново-магнетитовых месторождений.

Ни в коей мере нельзя пренебрегать и возможностью привноса железа с глубин магматогенными флюидами. То, что в силикатных расплавах содержится существенное количество железа, которое мо-

жет отделяться в форме самостоятельной фазы, было показано в предыдущем разделе на примере месторождений Горного Алтая.

Вулканиды Восточного Саяна, так же как и в других рудных провинциях, характеризуются высоким содержанием железа. Оно фиксируется обычно в фемических минералах, но во многих эффузивах и туфах образует самостоятельную фазу в виде тонкораспыленного магнетита и гематита. Количество железа в отдельных порфиритах и туфах по данным химических анализов достигает 18–21%. Такие породы уже давно принято называть рудными порфиритами. Обогащенные магнетитом или гематитом вулканиды встречаются в разных структурных зонах, но больше всего они концентрируются в пространственной связи с железорудными месторождениями, составляя основу вмещающих толщ.

В рудных порфиритах и туфах гематит и магнетит густо пропитывают основную массу эффузивов, изредка появляются в виде тонких пылевидных агрегатов в краевых частях порфировых выделений плагиоклаза, но никогда не обнаруживают явных признаков метасоматического развития по первичным породообразующим минералам. В первичномагматическом магнетите под микроскопом почти всегда видна ильменитовая решетка как доказательство распада твердых растворов. Содержание  $TiO_2$  достигает в нем 6%.

В некоторых вулканидах наряду с этой разностью широко бывает представлен вторичный магнетит, возникший в постмагматическую стадию при разложении фемических минералов – роговых обманок и пироксенов. Он ассоциирует в породах с актинолитом, эпидотом, хлоритом, образуя различно ориентированные микропрожилки или неправильной формы скопления. В этом магнетите обычно нет ильменитовых вростков, но сохраняются многочисленные реликты нерудных минералов: пироксена, роговой обманки, реже плагиоклаза. Количество  $TiO_2$  в нем, судя по многочисленным исследованиям на микрозонде, не превышает десятых долей процента.

Первичная вкрапленность магнетита в вулканогенных породах Восточного Саяна, скорее всего, представляет собой самостоятельную фазу, возникшую на глубине в процессе дифференциации силикатного расплава. Основные причины ликвации магматических систем были рассмотрены нами ранее, при описании руд Горного Алтая.

Добавим только, что возможность расслоения сложного расплава на силикатную и рудную части подтверждается экспериментально. Боуэн Л.Н. и др. (1930) исследовал ферросиликатную систему  $Na_2O-Fe_2O_3-SiO_2$  и показал (рис. 32), что поле, расположенное вблизи линии  $SiO_2-Fe_2O_3$ , характеризуется несмесимостью этих соединений и образованием двух жидкостей. Обращает на себя внимание небольшое содержание натрия в поле расслоения системы, соответствующее количеству натрия в вулканидах железорудных районов. В природных условиях, как отмечалось ранее, натрий способствует ликвации расплава и обособлению в нем существенно рудной составляющей. Эту же роль, очевидно, играет натрий и в эксперименталь-

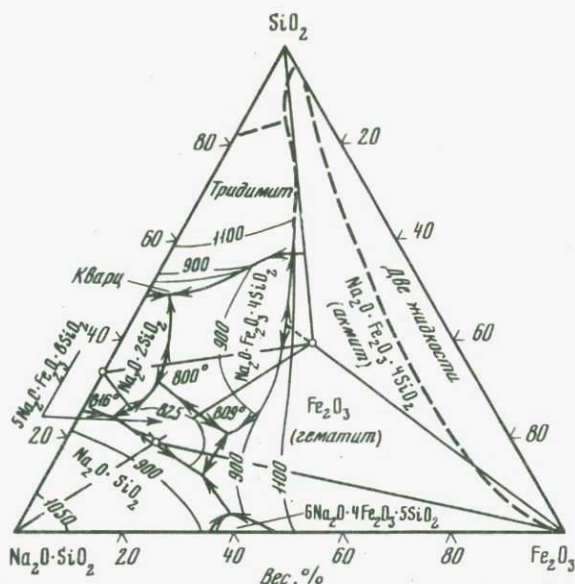


Рис. 32. Диаграмма состояния частной тройной системы (по Боуэну)

ной системе. Следовательно, возможность участия магматогенного железа в образовании магнетитовых месторождений вполне реальна.

Завершая этим общую характеристику оруденения и связи его с вулканизмом, а также подчеркивая полигенность формирования некоторых железорудных месторождений, остановимся на пространственной связи рудных полей с определенными вулкано-тектоническими структурами.

Ирбинский железорудный район — один из основных промышленных объектов Восточного Саяна. Магнетитовые месторождения известны издавна, однако систематическое изучение месторождений с применением геофизических методов и глубокого бурения скважин проводится только в последние 35–40 лет. Новые данные по геологии и генезису месторождений приведены в монографии А.М. Дымкина, М.П. Мазурова, С.М. Николаева (1975), а так же в статьях А.В. Капиноса, В.Г. Кореля, Ш.Д. Курцерайте, М.П. Мазурова, Н.В. Порфильевой. Геологическое строение района, его структурное положение и история формирования освещены Б.П. Зубкус, Н.Л. Сапроновым, А.Д. Шелковниковым, А.Е. Шнейдером и др. По данным этих исследователей в строении района ирбинских железорудных месторождений принимают участие основные и средние вулканы колпинской ( $\epsilon$ ), известняки балахтисонской ( $\epsilon_1$ ), карбонатно-туфогенные отложения осиновской ( $\epsilon_2$ ), андезито-базальтовые эффузивы, туфы и туффиты кизирской ( $\epsilon_2$ ) и имирской ( $S_2 - D_1$ ) свит, а также разновозрастные (кембро-ордовикские и силур-девонские) интруз-

живные породы. В пределах рудных полей широко развиты пироксен-гранатовые скарны, скаполитовые, актинолит-эпидотовые и хлоритовые метасоматиты. М.П. Мазуров (Дымкин и др., 1975) выделил три этапа скарнирования, связанные соответственно с формированием габбро-диорит-гранодиоритовой, гранитной и сиенитовой интрузий.

Геологическая позиция ирбинских месторождений определяется приуроченностью их к Кордовскому поднятию, окруженному, по Х.Н. Сагалакову и В.А. Зонову, Ирбинским синклинальным прогибом и Курской впадиной. Обе структуры являются частью Арбатского синклинория.

Н.В. Перфильева, анализируя геофизические и геологические данные, пришла к выводу, что район месторождений представляет собой кольцевую вулкано-тектоническую структуру, в центре которой расположен Кордовский плутон, окруженный вулканогенно-осадочными толщами кембрия (рис. 33). Аналогичного типа структуры известны и в других районах Алтае-Саянской складчатой области, но особенно хорошо они изучены на территории Дальнего Востока, где широко проявился молодой вулканизм. Вулканические структуры, выраженные обычно купольными поднятиями или, наоборот, кальдерами проседания, формируются длительное время и сопровождаются гранитоидным и более основным глубинным магматизмом.

Согласно геофизическим исследованиям, Кордовский гранитоидный плутон, соответствующий гравитационному максимуму, окаймляется серией магнитных и гравитационных аномалий, оси которых имеют форму дуг. Кривизна последних уменьшается по мере удаления от Кордовского плутона. По данным В.Г. Кореля и Н.В. Перфильевой (1974) к центральной части максимума интенсивность гравитационного поля понижается до некоторого минимума, имеющего овальную, несколько вытянутую форму. Предполагается, что этот минимум отвечает корню Кордовского плутона или жерлу вулкана, впоследствии заполненному гранитоидной магмой.

Кордовский гравитационный максимум окружен с трех сторон локальными гравитационными минимумами – Ирбинским, Курским и Бурлукским, соответствующими, по мнению Х.Н. Сагалакова и В.А. Зонova, либо прогибам докембрийского фундамента, либо штокообразным массивам ирбинско-краснокаменского комплекса.

Составленная Н.В. Перфильевой схема геологического строения Ирбинского рудного района отражает в принципе особенности кольцевой вулкано-тектонической структуры и раскрывает в какой-то мере основные моменты ее формирования. На приведенной схеме (см. рис. 33) отчетливо видно, что по мере удаления от Кордовского плутона происходит смена древних толщ все более молодыми: метаморфизованные вулканиты колпинской свиты сменяются мраморизованными известняками более молодой балахтисонской свиты, а эта последняя – еще более молодыми толщами осиновской и кизирской свит. Весьма существенно также, что в этом же направлении изменяется и фациальный состав пирокластики: грубообломочный

материал, характеризующий прижерловую фацию, сменяется к периферии мелкообломочными туфами и туффитами – продуктами перемыва вулканического материала, располагающегося обычно в некотором удалении от центров извержения.

Среди кембрийских вулканитов в пределах кольцевой структуры повсеместно встречаются известняки, содержащие остатки рифообразующей органики (археоциаты, брахиоподы, водоросли, трилобиты). По мнению М.П. Мазурова карбонатные линзы, окаймляющие кордовский плутон, представляют собой остатки древней рифовой постройки (биогермы), а брекчиевые их разности с пелитовым цементом – околорифовые образования.

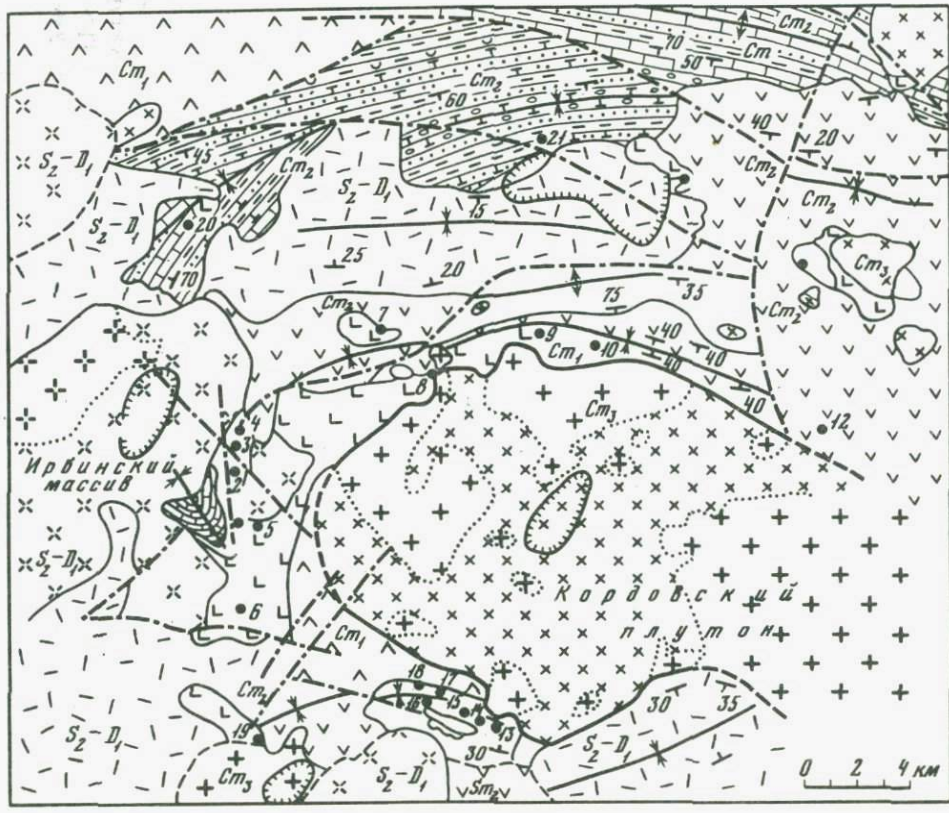
Железородные месторождения района расположены в контактовом ореоле Кордовского плутона, а часть их непосредственно примыкает к Ирбинскому массиву. В современном виде месторождения относятся к типу скарновых и гидросиликатных. В парагенезисе с магнетитом постоянно находятся пироксен, гранат, актинолит, эпидот, хлорит, а в контактовой части с известняками в рудах много вкрапленного кальцита. Рудные тела залегают согласно с вмещающими породами, однако постоянно наблюдаемые в них раздувы и пережимы создают более сложные взаимоотношения. Нередко единое рудное тело по падению и простиранию расщепляется на ряд более мелких тел, которые постепенно выклиниваются (Дымкин и др., 1975).

Первичные породы, по которым метасоматически развивались скарны и магнетитовое оруденение, сохранились только на флангах месторождений и в некотором удалении от рудной зоны. Иногда реликты субстрата отмечаются и внутри скарново-рудных тел. Они бывают представлены порфиритами, туфами, туфобрекчиями, тонкослоистыми туффитами, туфопесчаниками и известняками. В туффитах и туфопесчаниках иногда обнаруживаются тонкие полоски мелкозернистого магнетита и мушкетовита. Эти минералы не замещают клас-тические зерна кварца, полевых шпатов, они тесно срastaются между собой, определенно свидетельствуя о сингенетичности образования. Но, как только туффиты подвергаются скарнированию, структурные соотношения магнетита и вновь возникающих пироксена и граната становятся иными. Магнетит в этом парагенезисе играет уже роль цемента или же мелкими прожилками рассекает скарны. Правда, в этих же скарново-магнетитовых телах наблюдаются и обратные соотношения: прожилки граната нарушают целостность магнетитовых полосок, пересекая их в различных направлениях. Все это, а также большое сходство полосчатых скарново-магнетитовых руд с первично слоистыми и, наконец, случаи перехода одних в другие по падению рудных тел (месторождение Безымянное, Центральное) определенно свидетельствует о метаморфогенно-метасоматическом преобразовании первично слоистых руд.

В месторождениях Восточного Саяна полосчатые (слоистые) руды не имеют большого значения, развиты они ограниченно. Главная масса руд представлена массивными разностями с содержанием же-

Группа		Система	Отдел	Связь	Индекс	Мощность
Палеозойская						
Кембрийская		Авонская	Нижний	Имурская	$St_1$	1500
Средний		Балхунская	Средний	Осиновская	$St_2$	1200 - 1300
Верхний		Средняя	Верхний	Имурская	$St_3$	2200 - 2300
Средняя		Средняя	Средний	Имурская	$S_2-D_1$	1000 - 1100
Нижняя		Нижняя	Нижний	Имурская	$S_2-D_2$	400 - 450

Легенда



- 1 [Symbol]
- 2 [Symbol]
- 3 [Symbol]
- 4 [Symbol]
- 5 [Symbol]
- 6 [Symbol]
- 7 [Symbol]
- 8 [Symbol]
- 9 [Symbol]
- 10 [Symbol]
- 11 [Symbol]
- 12 [Symbol]
- 13 [Symbol]
- 14 [Symbol]
- 15 [Symbol]
- 16 [Symbol]
- 17 [Symbol]
- 18 [Symbol]

леза 40–55%. Восстановить исходную природу этих руд значительно труднее. Они не сохранили признаки, которые могли бы однозначно подтвердить их первичную природу. Однако косвенные указания на связь массивных руд с первично слоистыми имеются. Прежде всего это пространственная их совмещенность. По керну многих скважин и особенно наглядно в карьерах, среди сплошного поля развития массивных скарново–магнетитовых руд, небольшими линзочками, пятнами, гнездами встречаются тонкополосчатые руды. Они не прослеживаются на большие расстояния и довольно резко сменяются по простиранию и падению рудами массивного скопления. Изучая их взаимоотношения, нам удалось установить, что большая часть тонкополосчатых руд в скарновый этап претерпела перекристаллизацию, а полосы, сложенные пироксеном и гранатом, заместились впоследствии магнетитом. Иначе говоря, высокотемпературный ме-

Рис. 33. Структурно–геологическая схема Ирбинского железорудного района; составила Н.В. Перфильева

1 – имирская свита (вулканогенные образования преимущественно кремнекислого субщелочного состава); 2 – кизирская свита (порфириты, их туфы, туфо- и лавобрекчии, линзы известняков); 3 – осинонская свита (песчаники, конгломераты, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфы, известняки с фауной трилобитов и брахиопод); 4 – балахтисонская свита (хемогенные, органогенные, мраморизованные известняки с остатками археоциат и водорослей, прослой известняковых конгломератов и глинистых сланцев); 5 – колпинская (тарбатская свита; зеленокаменные эффузивы и порфириты с линзами известняков и глинистых сланцев). Ирбинско–краснокаменский комплекс; 6 – щелочные граниты и 7 – сиениты, граносиениты, кварцевые сиениты, сиенит–порфиры; ольховский комплекс; 8 – граниты, плагиограниты, адамеллиты и 9 – диориты, кварцевые диориты. Метаморфиты и метасоматиты: 10 – апотуфо–порфиритовые габбро- и диоритоподобные метаморфические породы с реликтами исходных вулканитов и участками гибридно–метасоматических диоритовых пород, 11 – метасоматические породы, 12 – месторождения и рудопроявления: Ирбинское (1 – Гранатовый, 2 – Центральный, 3 – Промежуточный, 4 – Безымянный, 5 – Успенский, 6 – Таловский участки), Бурлукское (7 – Дальний, 8 – Новый, 9 – Центральный, 10 – Восточный участки), 11 – Мульгинское, 12 – Кордовское, 13–18 – Изыгское; 13 – участок В, 14–Г, 15–Д, 16–IV, 17–V, 18–VI, 19 – Курское, 20 – Знаменское, 21 – Верхне–Ирбинское, 22 – Краснореченское; 13 – оси антиклинальных складок, 14 – оси синклинальных складок, 15 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые; 16 – тектонические нарушения; 17 – элементы залегания: а – слоистости, б – полосчатости, совпавшей со слоистостью; 18 – предполагаемые жерла вулканов (поля более низкого значения силы тяжести, т.е. относительные минимумы

тасоматоз способствовал в данном случае природному обогащению руд. Дополнительным источником железа при формировании богатых руд на месте тонкополосчатых могли быть вмещающие вулканиты и локальная перегруппировка железа внутри рудных залежей.

По отношению к Кордовскому плутону месторождения располагаются зонально: наиболее высокотемпературные локализованы в контактовом ореоле, а средне- и низкотемпературные – в некотором удалении от него. В то же время все месторождения в первом приближении повторяют очертания кольцевой вулканоплутонической структуры. Ирбинское, Бурлукское, Кордовское, Изыгское, Курское, Таловское и Мульчинское месторождения (см. рис. 33) в этой структуре образуют первое – внутреннее кольцо. Сопровождающие оруденение окolorудные метасоматиты (гранат + скаполит + пироксен) возникали при температурах 740–520°C. Месторождения Знаменское, Верхне-Ирбинское и Краснореченское рудопроявление составляют второе, внешнее кольцо. Окolorудные метасоматиты, представленные актинолитом, эпидотом, хлоритом, сформировались при более низких температурах – 550–300°C (Дымкин и др., 1975).

Таким образом, изложенный фактический материал свидетельствует, во-первых, о том, что в пределах рассматриваемой структуры имеется отчетливо выраженная зональность, обусловленная становлением Кордовского плутона и, во-вторых, формирование железорудных месторождений проходило в два этапа, разделенных между собой существенным промежутком времени. Первый этап связан с накоплением железистого вещества в процессе вулканической деятельности. В это время образовались слоистые руды, сингенетичные вмещающим толщам. Второй этап характеризуется существенным преобразованием первичных руд и силикатной составляющей. Под воздействием высокотемпературных флюидных потоков формируются скарны и другие метасоматические ассоциации, руды в основе своей утрачивают первичный структурно-текстурный рисунок, перекристаллизуются и частично переотлагаются. Второй этап совпадает по времени с формированием Кордовского плутона.

Таят-Табратский железорудный район, расположен в междуречье Кизира и Казыра в Таят-Табратском торговом прогибе Сисим-Казырского синклинория. Имеющиеся здесь магнетитовые месторождения – Таятское, Табратское и Хабалькское – локализованы среди нижнекембрийских сложно дислоцированных отложений балахтисонской и осиновской свит (Поляков, 1971). Первая из них в районе месторождений сложена слоистыми и массивными известняками, участками мраморизованными, фациально сменяющимися в северо-восточной части существенно терригенными образованиями – алевролитами, песчаниками и конгломератами. Осиновская свита постепенно без видимых признаков перерыва сменяет балахтисонскую. Она состоит из туфопесчаников, туфоконгломератов, туффитов, а в верхней части сложена вулканитами основного и среднего состава.

Вмещающие железоруденение вулканогенно-осадочные толщи прорваны интрузивами габбро-диорит-гранодиоритового комплекса

(Поляков, 1971). Формирование комплекса осуществлялось в такой последовательности: I фаза – габбро, габбро–диориты, II фаза – диориты и кварцевые диориты, III фаза – гранодиориты и диориты, IV фаза – диоритовые порфириты и лампрофиры.

Все магнетитовые месторождения приурочены к экзоконтактовым ореолам габбро, габбро–диоритов и гранодиоритов. По характеру околорудных метасоматитов они относятся к скаполитовому, скарновому и гидросиликатному подтипам. Табратское месторождение выделено нами в особый дашкесанитовый подтип (Дымкин и др., 1967). Вопросы геологии, петрографии и минералогии этих месторождений освещены в печати Д.В. Калинин, Г.В. Князевым, В.Г. Корелем, М.П. Мазуровым, Н.Г. Перфильевой, В.Е. Хохловым. Подробная характеристика рудных объектов в свое время была дана А.И. Каньгиным, В.Г. Михалевым, А.А. Ярмаком.

Месторождения Таят–Табратского района различаются не только характером метасоматических процессов, но и условиями залегания, структурным положением, морфологией рудных зон. Все они залегают среди вулканогенно–осадочных толщ и тесно связаны с вулканоплутоническим магматизмом (Дымкин, 1970). Наиболее наглядно эта связь выражается в приуроченности некоторых месторождений, например, Таятского, к своеобразным вулканическим структурам – кальдерам оседания. На характеристике этого месторождения мы остановимся более подробно.

Месторождения, как видно на рис. 34, представлено серией поэтапно залегающих магнетитовых рудных тел пласто- и линзообразной формы. По данным глубоких разведочных скважин нижняя часть рудовмещающей толщи сложена переслаивающимися туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфоконгломератами, среди которых встречаются покровы базальтовых порфиритов и диабазов. Вверх по разрезу роль вулканитов заметно возрастает, и наряду с эффузивами среднего и основного составов появляются туфы и тонкообломочные туффиты. Заканчивается разрез взрывными брекчиями, туфоконгломератами, содержащими обломки рудных порфиритов и габбро–диоритов.

Вмещающие оруденение породы круто падают ( $60-80^\circ$ ) навстречу друг другу и образуют своего рода конусную структуру. Основание этой постройки (конуса) располагается сверху (см. рис. 34), а вершина – где-то на глубине. Ранее геологами эта структура интерпретировалась как изометричная в плане брахисинклинальная складка размером 700–600 м. Внешнее обрамление складки, по данным Л.И. Каньгина и Г.В. Горшкова, сложено нацело скаполитизированными псаммитовыми породами, чередующимися в разрезе с бедными магнетит–скаполитовыми рудами. Далее, вверх по разрезу, вкрапленный тип оруденения сменяется более богатыми тонкополосчатыми амфибол–скаполит–магнетитовыми рудами, в которых сложно изгибающиеся (рис. 35), или, наоборот, почти прямолинейные (рис. 36) полосы магнетита часто перемежаются с такими же по мощности (не более 1,5–2 мм) полосками нерудных минералов –

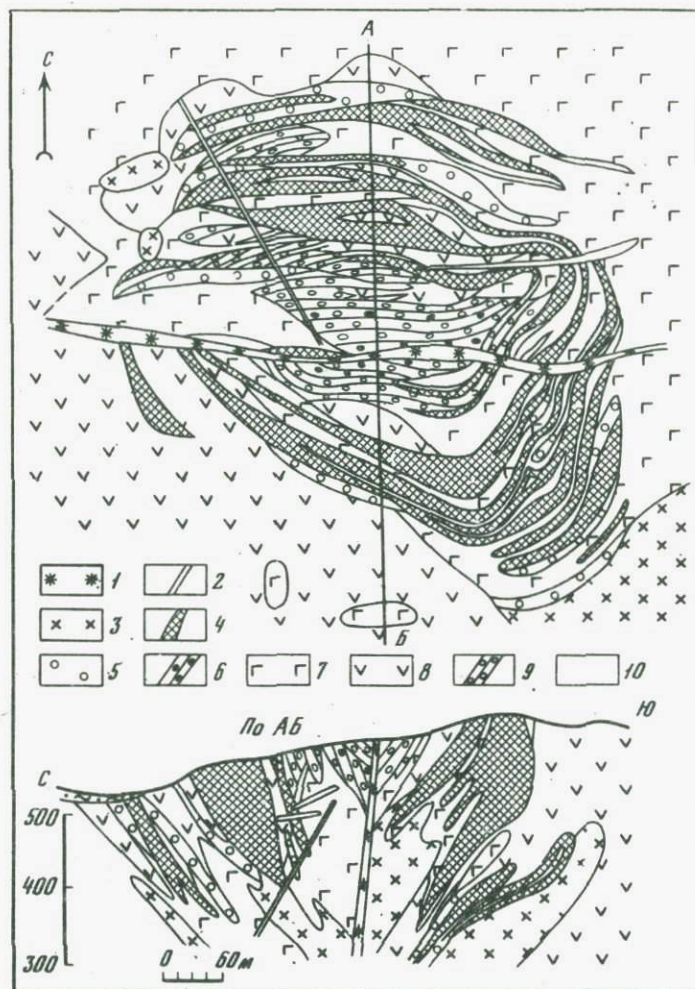


Рис. 34. Схематическая геологическая карта и разрез Таятского месторождения (по В.Г. Корелю и Н.В. Перфильевой, 1976)

1 – лабрадоровые порфириты (дайка); 2 – дайки диорит-порфиритов; 3 – кварцевые и кварцсодержащие диориты, гранодиориты, плагиограниты (третья фаза интрузии); 4 – магнетитовые руды главного (второго) этапа оруденения; 5 – скаполит-пироксен-плагиоклазовые, скаполитовые, скаполит-амфиболовые и другие метасоматические породы, предшествующие оруденению и сопровождающие его; 6 – эксплозивные брекчии, вулканогенно-осадочные конгломераты с обломками рудных порфиритов, руд первого этапа оруденения и габбро-диоритовых пород ранних фаз интрузии; 7 – габбро, габбро-диориты, диориты второй и первой фаз интрузии, дайки габброидов и диоритов; 8 – вулканиты среднего и основного состава (кизирская свита?); 9 – песчаники, туфопесчаники и другие обломочные породы (коппинская свита?); 10 – скважины

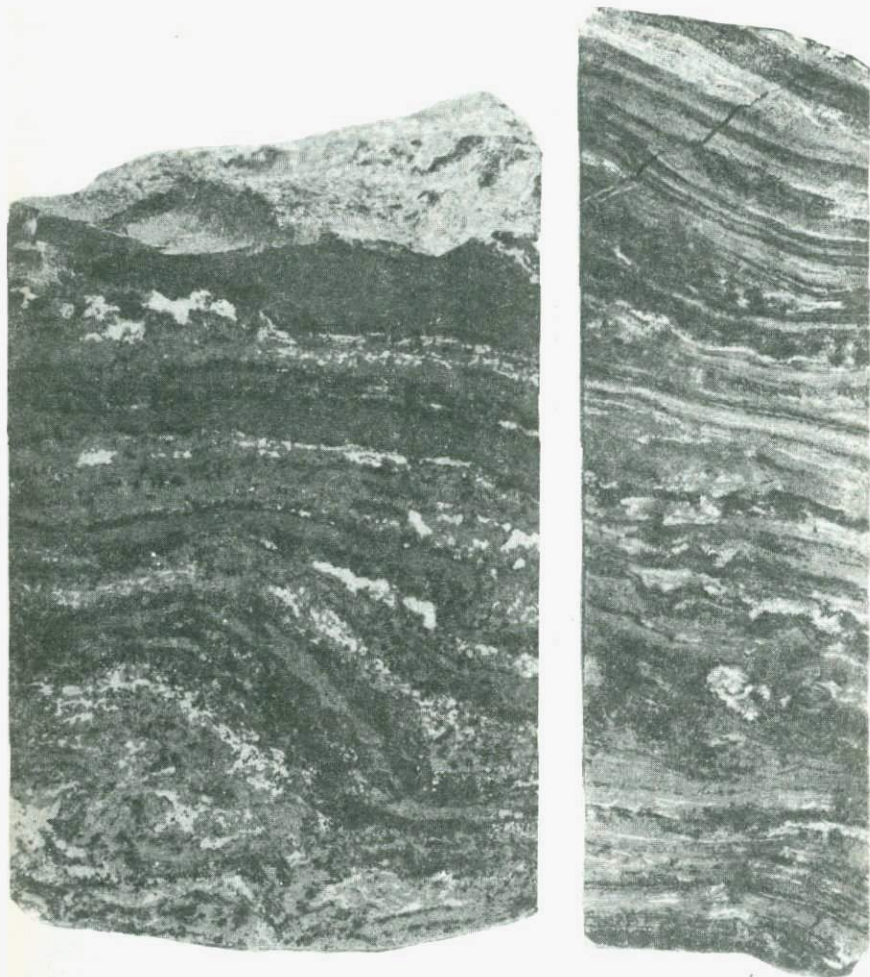


Рис. 35. Тонкополосчато-плычатая магнетитовая руда; месторождение Таят. По М.П. Мазурову (1978)

Рис. 36. Тонкополосчатая магнетитовая руда, месторождение Таят. По М.П. Мазурову (1978)

жаполита, пироксена и амфибола. Наложенная сульфидная минерализация, как отмечает М.П. Мазуров (1978), развивается, не нарушая полосчатого сложения руд, но нередко образует гнезда, пятна и секущие прожилки. Полосчатый рисунок руд, по-видимому, отражает первичную слоистость туфопесчаников и туфоалевролитов, метасоматически измененных позднее гидротермальными процессами.

Изучая внутреннее строение рудных тел, М.П. Мазуров пришел к выводу, что магнетит представлен по крайней мере тремя генерациями: тонкозернистым метаморфогенным магнетитом, который составляет мелкие слои в туфогенных толщах и заключен в обломках рудных порфиров; магнетитом, переотложенным и перекристаллизованным в процессе скаполитизации и, наконец, типично метасоматическим магнетитом богатых амфибол-магнетитовых руд. Таким образом, можно предположить, что для формирования месторождения использовалось железо вмещающих слоистых толщ, контактовых зон габброидов и, возможно, привнесенное с глубины.

Следует подчеркнуть, что общепринятое мнение о брахисинклинальной структуре Таятского месторождения в последние годы оспаривается В.Г. Корелем и Н.Г. Перфильевой (1976), которые считают, что для такого утверждения нет достаточно надежных критериев. Приводя ряд серьезных аргументов, они высказывают предположение, что магнетитовое оруденение контролировалось здесь структурными элементами кальдеро-вулкана. Внутреннее строение этой кальдеры очень сложное. Центральная часть ее в виде крупного блока приподнята, а с востока слоистые толщи кальдеры прорваны габброидами. В пределах месторождения интрузивные породы сложно сочетаются между собой и не всегда можно установить их границы распространения и возрастное положение (особенно при наложении метасоматических процессов). Так, габбро и габбро-диориты I фазы, пространственно оказываются совмещенными с диоритами и кварцевыми диоритами II фазы интрузии; они слагают центральную часть кальдеры (см. рис. 34).

Характерной особенностью рассматриваемой структуры является обилие кольцевых даек основного и среднего состава, унаследовавших концентрическую трещиноватость ниже- и среднекембрийских слоистых толщ. Дайки протягиваются преимущественно в широтном направлении, круто и центриклинально погружаясь на глубину. В рудном поле, кроме того, встречаются дайки, расположенные радиально по отношению к осевой части кальдеры. В основном это мало-мощные тела диоритовых порфиров, местами интенсивно амфиболлизированные и скаполитизированные. Среди даек выделяются дорудные, затронутые метасоматозом и слабооруденелые, и дайки последние — достаточно свежие, представленные диабазовыми порфиритами.

Кольцевое и радиальное размещение даек присуще, как известно, многим вулканическим провинциям, особенно четко они вырисовываются в областях проявления молодого вулканизма. Своеобразная позиция таких даек в какой-то мере подчеркивает морфологию кальдеры и, вместе с тем, указывает на компенсационный способ образования этой структуры.

Наиболее четко кольцевой характер вулканической постройки вырисовывается благодаря концентрическому расположению рудных тел. Кольцевое строение этих тел, иногда вплоть до деталей повторяет все особенности залегания вмещающих осадочно-вулканических

толщ. На приведенной схематической карте (см. рис. 34) видно, что рудные тела образуют полузамкнутые кольца и следуют одно за другим более или менее параллельно.

Необходимо иметь в виду, что послерудные тектонические движения существенно изменили первичный облик кальдеры, и сейчас многие элементы выглядят фрагментарно. Некогда единая структура оказалась разбитой на блоки, перемещенные в вертикальном направлении и по латерали. Особенно большие осложнения в структуру рудного поля внесли длительно формировавшиеся многофазные интрузии габбро-диорит-гранодиоритового комплекса. Оказывая термальное воздействие на породы рамы, они вместе с тем способствовали фильтрации гидротермальных растворов, насыщенных хлором, натрием и другими компонентами. Реакционное взаимодействие таких терм с вулканогенно-осадочными толщами приводило к образованию обширных полей скаполитовых и амфиболовых (дашкесанитовых) метасоматитов и альбититов. Значительное изменение претерпели и локализованные в вулканитах руды. Они утратили первично слоистое строение, нерудная ассоциация в них преобразована в скаполит-амфиболовые метасоматиты.

В Таятском месторождении, как и в Ирбинском рудном районе, выделяются два совмещенных пространственно и разделенных во времени типа железоруднения: 1) седиментационный, связанный с доорогенной вулканической деятельностью и 2) метаморфогенно-метасоматический, частично наложенный на первичные руды и обусловленный своим происхождением наличием становления глубинного магматического комплекса.

Такого же типа руды имеются и на месторождении Хабалык, которое расположено в контактовом ореоле Убинского диоритового массива: магнетитовое руднение локализовано в нижнекембрийских тонко- и грубослоистых вулканогенных породах, обогащенных карбонатным материалом.

В настоящее время пока нельзя сколько-нибудь определенно говорить о типе вулканической структуры, к которой приурочено это месторождение. Тем не менее предпочтительное размещение руд среди вулканокластических пород и эффузивов и тонкополосчатое сложение руд позволяют высказать предположение о тесной генетической связи руд с вулканизмом. Как и в Таятском месторождении, на Хабалыке полосчатые руды состоят из тонких, иногда нитевидных (1-3 мм) полосок магнетита и таких же или несколько больших по мощности полос амфибола. С последним ассоциируют пироксен, флогопит, хлорит и сульфиды. Характерно, что в этом месторождении руды полосчатой текстуры преобладают над всеми другими разностями; в частности, развиты ограниченно массивные и вкрапленные руды.

Сопоставляя весь имеющийся по месторождениям Восточного Саяна материал с материалом аналогичных рудных объектов Горного Алтая и Кузнецкого Алатау, нетрудно заметить определенное между ними сходство: все они размещены среди вулканогенных пород, зна-

чительная доля которых приходится на продукты взрывной деятельности и переотложенные тонкослоистые рудности. Магнетитовые руды в этих толщах несут признаки седиментогенного способа отложения в субмаринных условиях и в большинстве случаев локализируются в непосредственной близости от вулканических структур типа кальдер оседания или купольных поднятий.

В дальнейшем этот тип железорудения под влиянием формирующихся глубинных магматических комплексов претерпевает сложные изменения. Возникают скарны и другие метасоматические ассоциации, рудное вещество перекристаллизовывается и локально перетлагается. Меняется текстурный рисунок руд, прежде всего утрачивается характерная тонкоритмическая слоистость, как промежуточное звено появляется полосчатость, а при более интенсивном метасоматозе полосчатость исчезает, заменяясь массивными, гнездово-блочными и густовкрапленными текстурами.

### Признаки вулканогенно-осадочных руд в скарново-магнетитовых месторождениях Горной Шории

Горная Шория является классической провинцией развития скарново-магнетитовых месторождений. В опубликованных монографиях В.А. Вахрушева, В.Г. Кореля, С.С. Лапина, Г.Л. Пospelова, В.И. Сиянова, а также в многочисленных статьях В.А. Ашуркова, Н.Х. Белоус, Л.Г. Горбачева, Г.Ф. Горелова, В.М. Клярковского, А.С. Мухина, В.П. Орлова, Н.В. Перфильевой, В.С. Приходько, М.И. Селиверстовой, М.П. Тараймовича, Л.И. Шабынина, В.Н. Шаропова, В.Д. Яшина и др. приведена детальная характеристика геологии, генезиса и закономерностей размещения магнетитовых месторождений, освещена позиция отдельных рудных районов в региональных структурах провинции, разработаны представления об истории геологического развития Горной Шории в целом.

Казалось бы, месторождения со столь высокой степенью изученности не могут подвергаться серьезной ревизии и тем более не подлежат сомнению основные, разработанные в течение многих лет положения о формировании руд и скарнов. И действительно, общепринятая точка зрения на генезис горношорских месторождений оставалась до последнего времени единственной и незыблемой. Считалось, что в процессе образования магнетитовых руд определяющую роль играл метасоматоз, а железо привносилось с глубин благодаря генерирующей роли Тельбесского и других плутонов, в контактовом ореоле которых размещены скарново-магнетитовые руды. Вулканической деятельности при этом отводилась пассивная роль: эффузивы, туфы и туффиты рассматривались только как благоприятный субстрат, взаимодействующий с гидротермами и обеспечивающий метасоматическое образование магнетита и других рудных и нерудных минералов.

В противоположность этим взглядам, еще в конце 30-х годов И.В. Дербинов (1939) высказал предположение о вулканогенно-оса-

дочной природе некоторых магнетитовых месторождений Тельбесского района. Затем, располагая в сущности тем же материалом, он попытался перенести эту идею на все месторождения Горной Шории (Дербигов, 1971), что, естественно, встретило резкое возражение со стороны многих геологов.

В последние годы В.И. Сиянков (1975), обобщая свои многолетние исследования по Тельбесскому рудному району, пришел к заключению, что здесь имеются месторождения разных формаций, среди которых он выделил и вулканогенно-осадочную. По его мнению, представителем этой формации являются месторождения Кедровское II и Северный Аргыштаг, заключающие в себе около 10% общих запасов железных руд всего района. Оба месторождения залегают среди вулканогенно-осадочных толщ нижнего кембрия. Основу геологического разреза Кедровского II месторождения составляют туфы риолитодацитового и андезитового составов и туфогенные силциты – продукты кислых пепловых туфов. Среди пирокластических толщ развиты незначительные по мощности потоки андезитовых порфиритов и линзы карбонатных пород. Вулканиты характеризуются фациальной невыдержанностью: по падению и простиранию одни типы туфов быстро сменяются другими, что как раз свойственно районам вулканических построек. Судя по пространственному распределению вулканокластики, центр извержения находился, по-видимому, в юго-восточной части месторождения – именно здесь резко преобладают грубообломочные туфы; к западу и северо-западу они сменяются мелкообломочными и пепловыми разностями и карбонатными породами. Слоистая рудовмещающая толща прорвана на востоке кварцевыми диоритами Тельбесского плутона.

На месторождении Северный Аргыштаг развиты вулканиты того же состава, но количество переслаивающихся с ними доломитов и доломистых известняков резко возрастает (до 50%). В толще вулканитов В.И. Сиянков (1975) выделяет редкие для района породы-спонголиты, состоящие из криптозернистого кремнистого материала со спикулами губок и остатками радиолярий.

Руды и одного и другого месторождений существенно магнетитовые, залегают среди туфов, порфиритов и известняков. В отличие от других месторождений вулканогенно-осадочного типа, не встречены явно тонкополосчатые разности руд; хотя при микроскопическом изучении, как отмечает В.И. Сиянков, иногда в рудах обнаруживается слабо выраженная слоистость, обусловленная наличием тончайших карбонатных прослоев и определенной ориентировкой: апатита, магнетита, кальцита.

То, что на месторождении отсутствуют типично слоистые руды, объясняется особенностями фациальной среды железнакопления. Судя по грубообломочному характеру вмещающих вулканитов, есть основания полагать, что главная масса руд сформирована в непосредственной близости от центра извержения и характер поступления железистого вещества в этой части вулканической структуры, вероятно, был иной, чем в удалении. В этой связи не лишена практичес-

кого интереса периферическая часть вулканического очага, где должны быть, по аналогии с другими районами, размешены переотложенные породы типа туффитов. Они как правило являются составной частью слоистых железных руд.

По минеральному составу руды подразделяются на карбонатно-магнетитовые, амфибол-магнетитовые и пироксен-магнетитовые. Кроме того, все они постоянно содержат хлорит, эпидот, а изредка в них сохраняется вулканокластик. Присутствие в рудах продуктов эксплозий в виде осколков полевых шпатов, обломков эффузивов свидетельствует о сингенетичности железорудения накоплению пирокластического материала. Первичными в месторождении, как полагает В.И. Сияков, были массивные, тонкозернистые карбонатно-магнетитовые руды. В процессе регионального и контактового метаморфизма они претерпели сложное преобразование – в них появились вторичные минералы: хлорит, эпидот, амфибол, пироксен. Магнетит в этих рудах неравномерно перекристаллизован, а карбонатная составляющая заместилась либо амфиболом либо пироксеном. Намечается своеобразная температурная зональность, выраженная в пространственном изменении минеральных парагенезисов руд. В контактовом ореоле диоритов развиты пироксен-магнетитовые руды, в некотором удалении от него вместо пироксена (диопсида) появляется амфибол (актинолит или тремолит), а в малоизмененных участках, где, вероятно, термальное воздействие было минимальным, сохранились руды карбонатно-магнетитового состава.

Особенность Кедровского II месторождения состоит еще и в том, что здесь широко развиты колчеданные руды, фациально сменяющие по падению руды магнетитовые (см. рис. 37). Иногда крупные скопления сульфидов встречаются в кровле и подошве магнетитовых залежей. Распространенные на флангах месторождения сульфидные руды по вещественному составу, фациальному положению и соотношению с магнетитовыми телами близки к таковым из месторождений Кузнецкого Алатау. Они были сформированы одновременно со слоистыми магнетитовыми рудами, и их состав характеризует восстановительную обстановку среды накопления железистого вещества.

Вулканогенно-осадочным месторождениям Тельбесского района свойственны те же признаки, что и для других рудных провинций. Это – пластовая форма рудных тел (рис. 37), согласное залегание с вмещающими толщами, одинаковая степень преобразования и тех и других, наличие признаков слоистости, тонко- и микрочернистые структуры руд, сохранившиеся кое-где фрагменты тонкодисперсного их состояния. Специфической особенностью рассматриваемых месторождений является приуроченность рудных тел к крупнообломочным туфам, вероятно, прижерловой фации вулканитов. В других месторождениях аналогичного типа главная масса пластовых руд залегает в туффитах.

Вмещающие оруденение толщи претерпели слабый региональный метаморфизм. В частности, на Кедровском II и Самарском место-

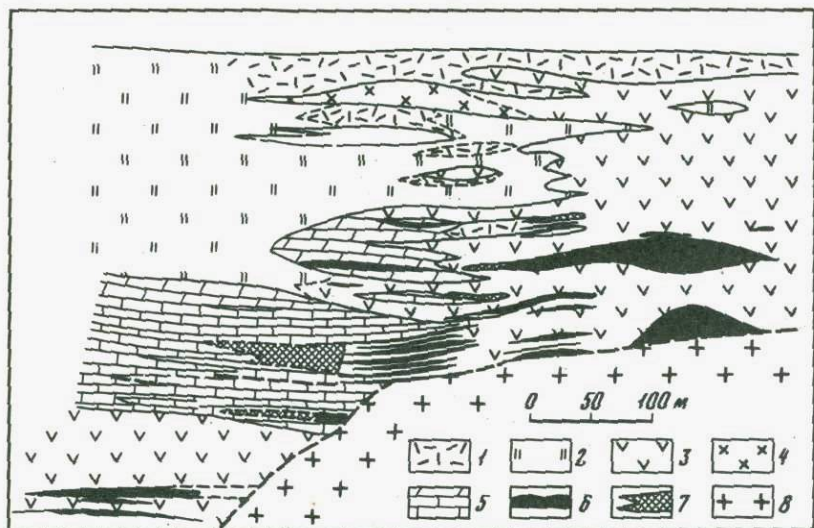


Рис. 37. Разрез вулканогенно-осадочной толщи Кедровского месторождения. По В.И. Снякову (1975)

Нижний кембрия: 1 - туфы риолито-дацитового состава; 2 - туфогенные силициты; 3 - туфы среднего состава; 4 - диоритовые порфиры; 5 - доломиты и известняки; 6 - магнетитовые руды; 7 - колчеданные руды; 8 - кварцевые диориты Тельбесского массива

рождения породы не утратили присущей им псаммитовой и алевропелитовой кластической структуры, а возникшие в них новообразования серицита, хлорита, карбоната и альбита определяют начальную стадию регионального метаморфизма.

Более существенное воздействие на руды и вмещающие породы оказал контактовый метаморфизм, обусловленный становлением диоритов Тельбесского плутона. В непосредственном контакте с интрузивом образовались роговики, а в рудной зоне - магнезиальные и известковые скарны. Значительно шире в послемагматическую стадию проявился процесс амфиболизации, охвативший как вмещающие толщи, так и первичные руды. Отдельными небольшими участками сформировались почти мономинеральные актинолитовые и тремолитовые метасоматиты.

Описанные месторождения Тельбесского района интересны прежде всего тем, что на сравнительно небольшом участке удается проследить все основные стадии изменения руд от типично вулканогенно-осадочных до известково- и магнезиально-скарновых, и, таким образом, на их примере показать двухэтапность формирования железорудения.

В другом рудном районе Горной Шории - Кондомском - нет месторождений, в которых бы, подобно Тельбесскому району, четко выступали признаки вулканогенно-осадочного образования магнети-

товых руд. И тем не менее в последние годы среди исследователей появилось немало сторонников вулканогенно-осадочного происхождения Шерегешевского, Шалымского, Кочуринского и Таштагольского месторождений. Толчком к такому повороту мнений, по-видимому, послужили руды Горного Алтая, сохранившие основные признаки седиментогенного образования. Но если происхождение последних не вызывает сомнений, то относить скарново-магнетитовые месторождения Кондомского района к типу вулканогенно-осадочных по меньшей мере ошибочно. Подавляющая масса руд этих месторождений несет признаки метасоматического образования, развиваясь по скарнам, вулканитам, известнякам и контактирующим с ними интрузивным породам.

Рассматривая эти месторождения как представители скарново-магнетитовой формации, мы вместе с тем хотели бы отметить некоторые факты, которые дают повод утверждать полигенность железоруднения.

Общезвестно, что граниты, например, Шерегешевского месторождения, секут рудные залежи и содержат обломки руд. На этом основании эти граниты считаются послерудными образованиями, вызывающими в некоторых местах слабый контактовый метаморфизм. Более сложные взаимоотношения руд с сиенитовой интрузией. Специально проведенные нами исследования в подземных выработках позволили установить, что сиениты на одних участках обнаруживают "припаянный" контакт с рудами и никаких существенных изменений на их границе не видно. На других, недалеко расположенных от первых, — сиениты отделяются от руд оторочкой эндоскарнов, в которых сохранились реликты сиенитов. Наконец, есть участки, где сиениты содержат обломки руд и пересекают залежи мелкими апофизами. Исходя из этих данных, В.Г. Корель полагал, что в районе месторождения имеются две интрузии сиенитов: ранняя — порфирированных сиенитов, возникшая в дорудное время, и поздняя, слагающая более глубокие части массива, она сформировалась после скарноворудных залежей. Такое вот, казалось бы, вполне логичное суждение тем не менее несет в себе ряд существенных противоречий. Дело в том, что оба типа сиенитов составляют единый массив и не обособляются друг от друга пространственно; переходы порфирированных сиенитов в равномернозернистые более или менее постепенные, и между ними не обнаружено каких-либо контактовых воздействий. Создается впечатление, что сиенит-порфиры представляют собой периферийную фацию массива, а не отдельную фазу интрузии. В этой связи иначе трактуется и взаимоотношение сиенит-порфира с рудами. Наиболее вероятно, что обломки, заключенные в сиенитах, являются фрагментами вулканогенно-осадочных руд, захваченных, локально перемещенных и в различной степени измененных в процессе становления массива; главная масса скарново-магнетитовых тел сформировалась позднее, в постмагматический этап. Аналогичное мнение было высказано М.И. Селиверстовой (1974).

Другим косвенным фактором, свидетельствующим о связи железоруднения с вулканизмом, является структура, в которой размещены магнетитовые месторождения. До недавнего времени Кондомский район представлялся как линейно вытянутый грабен шириной 4–15 км и более 50 км в длину (Тараймович и др., 1974). Глубинный разлом, распадающийся на две субпараллельные ветви (западную и восточную), отделяет грабен от Бийско-Катунского и Мрасского блоков, сложенных существенно карбонатными толщами рифея и нижнего кембрия. По В.А. Ашуркову, амплитуда опускания грабена не менее 4,5 км. Внутреннее его строение определяется наличием Шерегешевской и Таштагольской купольных структур и Шалымской кальдеры опускания.

Названные вулканические постройки составляют единую более крупную вулкано-кольцевую структуру, у которой центральная часть, по М.П. Тараймовичу и В.П. Орлову, сложена интрузивными породами щелочно-кислого и среднеосновного состава, а периферическая, окаймляющая массивы, – вулканогенно-осадочными. Основная масса рудных залежей сконцентрирована на крыльях вулкано-купольных структур – Шерегешевской и Таштагольской. Ядерные части этих сооружений представлены гранитами (Шерегеш) и сиенитами (Таштагол), их окружают туфы, порфириты и известняки.

Непосредственно вмещающие оруденение породы представлены туфами, порфиритами повышенной щелочности и известняками. В целом состав пород в вулкано-купольных и кальдерных структурах района более разнообразен. Здесь пространственно совмещены кремнекислые субщелочные образования сиенит-трахит-трахиандезитовой ассоциации, магнетитовые руды и разнообразные метасоматиты.

Заслуживает внимания широкое распространение в обломках туфов рудных порфиритов с содержанием магнетита и (или) гематита в основной массе до 25–30%. Среди вмещающих пород такие порфириты не установлены, по-видимому, обломки их привнесены с глубины. Этот факт может быть использован для объяснения и обоснования глубинного источника железа.

Кольцевое строение вулканических структур подчеркивается концентрической сменой одних литофаций другими. Отмечается, в частности, приуроченность грубообломочной вулканокластики к центральной части построек и смена их к периферии туфами более мелкой фракции, эффузивами и карбонатами. Особенно четко концентрическое строение слоистых толщ подчеркивается, к примеру, на Шерегеше поясовым размещением известняков. Шерегешевская и Таштагольская вулканокупольные структуры сопровождаются множеством радиальных и кольцевых разломов, часть которых, возможно, использовалась при формировании даек. Дайки пересекают все слоистые толщи, а некоторые из них (диоритовые порфириты) образовались в послерудное время.

В.Г. Корель (1976), используя геофизические материалы, предложил схему строения кольцевой вулкано-тектонической структуры Кондомского района (рис. 38). На ней выделяется центральное по-

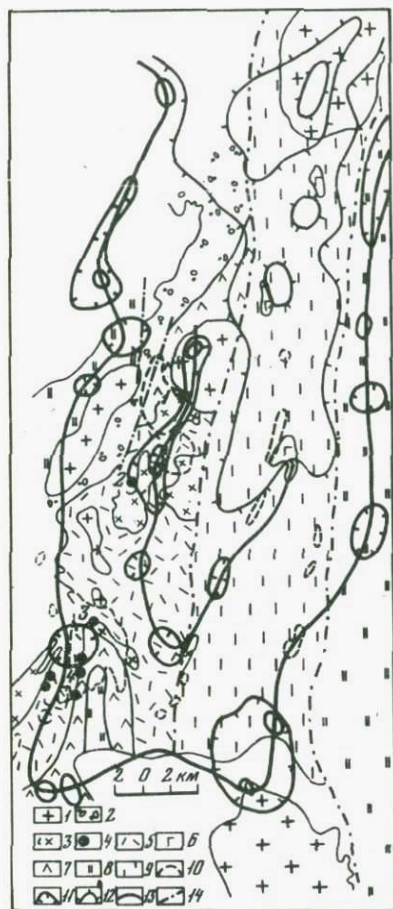


Рис. 38. Геолого-геофизическая схема Кондомской вулкано-тектонической структуры. По В.Г. Корелю и Н.В. Перфильевой (1976)

1 - гранодиориты, граниты; 2 - конгломераты, песчаники, глинистые породы; 3 - кварцевые щелочные сиениты, бостониты, сиенит-порфиры; 4 - месторождения, скарново-рудные тела: 1 - Шерегеш, 2 - Шалым, 3 - Таштагол, 4 - рудные участки Кочуры; мундыбашская свита: 5 - порфирииды (по трахитам и кератофирам), взрывчатые брекчи, хлоритовые, хлорит-серицитовые сланцы (по игнимбрикам, туфам, туффитам и туфогенно-осадочным породам) с прослоями известняков, известняковых брекчий и других карбонатных пород; 6 - габбро-диабазы, диабазовые порфириды и др.; 7 - андезитово-базальтовые порфириитоиды, фиолетово-зеленые метаморфические порфирито- и туфо- (в том числе агломератные) сланцы, насыщенные карбонатами, линзы известняков; 8 - карбонатно-кремнисто-глинистые породы, песчаники, кварциты, кремнисто-углистые сланцы (мрасская свита) мраморы, доломиты, кварциты, вулканиды основного состава; 9 - мета-

морфические сланцы, мраморы, линзы железо-карбонатных пород (ташелгинская свита). Геофизические аномалии: 10 - магнитные (положительные); гравитационные: 11 - относительные минимумы; 12 - относительные максимумы; 13 - оси гравитационных минимумов; 14 - тектонические зоны

ложительное гравитационное поле, сложенное сланцами и основными вулканидами нижнего кембрия, полукольцевые отрицательные зоны, представленные карбонатно-кремнисто-глинистыми образованиями и последовательно дифференцированной серией диабазо-трахито-кератофирикового состава. Слоистая толща прорвана среднекембрийскими кварцевыми щелочными сиенитами и девонскими гранитоидами. Это поле окружено значительно меньшими по размерам гравитационными минимумами. Последние образуют два полукольца - внутреннее

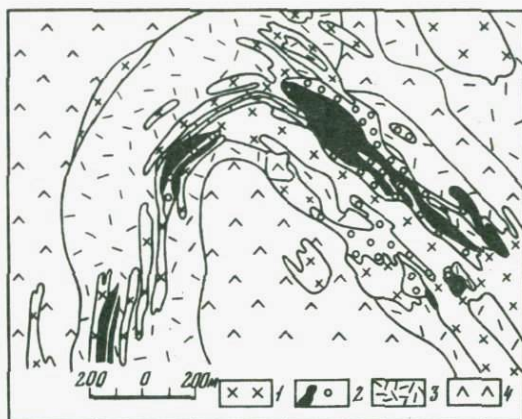


Рис. 39. План горизонта Восточного и Западного флангов Таштагольского месторождения. По В.Г. Корелю (1976)

Усл. обозначения те же, что и на рис. 38

и внешнее; внутреннее – слагают Кубесский и Шалымский, а внешнее – Таштагольский массивы и более мелкие тела кварцевых щелочных сиенитов. С массивами пространственно ассоциируются Шерегешевское, Шалымское, Таштагольское и Кочуринское месторождения. Детали полукольцевого строения Таштагольского месторождения хорошо видны на рис. 39, где достаточно наглядно отражены основные особенности вулканической структуры. Пожалуй, более четко характер купольного сооружения подчеркивается позицией рудных залежей, которые вместе с вулканогенно-осадочными толщами очерчивают ядерную часть постройки.

Таким образом, приведенный фактический материал по Кондомскому району со всей очевидностью свидетельствует о приуроченности ряда магнетитовых месторождений к вулкано-куполам и кальдерам. К сожалению, первичная морфология этих структур полностью не сохранилась и в настоящее время восстанавливается фрагментарно. Однако и этого, очевидно, достаточно, чтобы с уверенностью судить о пространственной связи железооруднения с кольцевыми вулканическими структурами.

Значительно труднее восстановить исходную природу рудного вещества. В современном виде магнетитовые руды Кондомского района метасоматические. Помимо магнетита как главного рудообразующего минерала, в них постоянно присутствуют гранат, эпидот, пироксен, амфибол, пирит, пирротин, халькопирит и др. Каких-либо признаков, которые могли бы определенно свидетельствовать, как это имеет место в других месторождениях, о первично вулканогенной природе руд не обнаружено. Часто встречающиеся грубополосчатые руды, сложенные чередующимися полосами и плоскими сильно вытянутыми линзами магнетита, с одной стороны, и эпидота, грана-

та, реже пироксена и амфибола, с другой – не позволяют однозначно решить вопрос о их генезисе. В данном случае возникновение пологостатости с равным успехом может быть объяснено либо избирательным метасоматозом, либо унаследованностью первичного рисунка слоистых руд.

## ТУРГАЙСКИЙ ПРОГИБ

### Глава 4

#### ОЧЕРК ГЕОЛОГИИ ЖЕЛЕЗОРУДНОГО ПОЯСА

#### Структурно-геологические особенности железоносной валерьяновской зоны

Валерьяновская структурно-фациальная зона расположена на западном борту Тургайского прогиба (рис. 40), она примыкает с востока к Уральской складчатой системе. Подавляющим большинством исследователей валерьяновская зона рассматривается как опущенная часть Восточного склона Урала, перекрытая впоследствии мезо-кайнозойскими осадками. По своей структуре и особенностям формирования эта зона, скорее всего, напоминает крупный троговый прогиб (Дымкин, 1970), ограниченный с востока и запада Опановским и Ливановским глубинными разломами. Протягиваясь узкой полосой вдоль Восточного склона Урала, валерьяновская зона сохраняет свойственное ей север-северо-восточное простирание пород и достаточно ясно выраженное брахиформное строение складчатости.

По набору вулканических и глубинных ассоциаций валерьяновская зона относится к типу фемических, а по строению и характеру слагающих ее пород она обнаруживает большое сходство с Таят-Табратским прогибом Восточного Саяна, сформировавшимся в каледонское время. К валерьяновской зоне приурочены все крупные магнетитовые месторождения, составляющие в целом Главный железорудный пояс Тургай. Открытые в конце 40-х – начале 50-х годов магнетитовые месторождения из-за значительного запаса руд привлекли внимание геологов и форсированно изучались большими коллективами научных организаций. Основной объем геологоразведочных и других работ по месторождениям выполнен геологами Северо-Казахстанского геологического управления.

Рудный пояс в целом и отдельные месторождения подробно описаны в монографиях и в многочисленных статьях А.М. Дымкина, П.В. Кобзаря, А.Е. Бекмухаметова, И.А. Кочергина, Н.И. Руденко, а также в статьях Г.А. Соколова, Н.М. Беляшова, В.М. Шербака, Д.О. Онтоева, Г.М. Тетерева, Г.С. Поротова, Ю.А. Полтавца, В.А. Шадринной, А.К. Каймакова, А.И. Москаленко, Х.Г. Шангиреева, В.И. Алексеева, О.М. Чугуевской, И.И. Кузнецова и др.

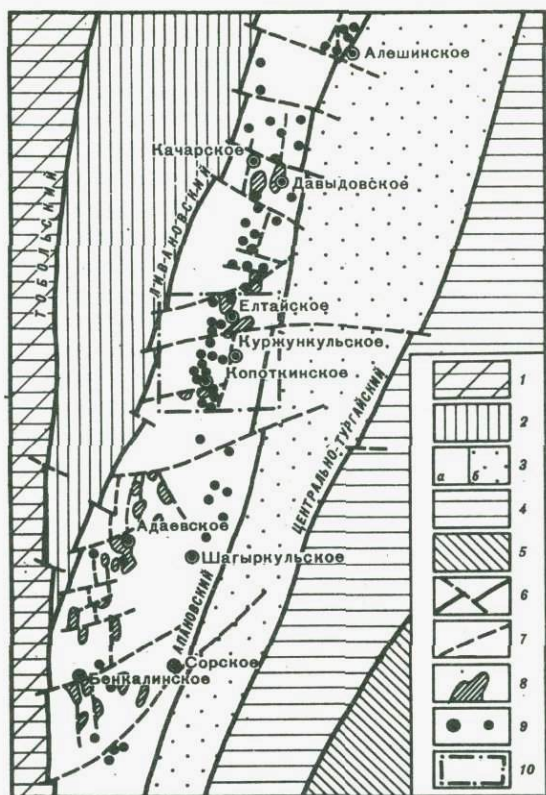


Рис. 40. Основные структуры Главного рудного пояса Тургай. Основа по Е.А. Мазиной и А.М. Захаровой с дополнениями и изменениями А.М. Дымкина. По А.М. Дымкину и В.М. Шербаку (1973)

1 - Зауральский антиклинорий (Зауральское поднятие); 2 - Денисовская антиклинальная зона; 3 - Кустанайский синклиний (Тюменско-Кустанайский прогиб): а - Валерьяновская синклиналичная зона (Валерьяновский троговый прогиб), б - Боровская антиклинальная зона (Кустанайская подзона); 4 - Центрально-Тургайская переходная зона; 5 - Прикокчетавская структурная зона; 6 - глубинные разломы, разделяющие структурные зоны; 7 - разломы внутри структурных зон; 8 - интрузивы Сарбай-Соколовского комплекса; 9 - месторождения, рудопроявления и магнитные аномалии; 10 - границы Елтайско-Куржункульского рудного района

Большой вклад в познание геологии Тургай внесли А.Л. Яншин, Н.Г. Овечкин, Е.А. Мазина, Д.Д. Топорков, П.С. Галкин, А.М. Захаров, П.А. Литвин, С.А. Ушахин, К.П. Удрис, В.Н. Агафонов, Н.Г. Пиунов и др.

Валерьяновская структурно-фациальная зона сформировалась как крупный глыбовый прогиб в процессе длительного опускания ниже-

палеозойских складчатых образований. Она прослежена в субмеридиональном направлении более чем на 1300 км при ширине всего 30–80 км (см. рис. 40). Активное погружение зоны в нижнекарбонное время сопровождалось накоплением мощных вулканогенно-осадочных толщ, в составе которых в значительных количествах присутствовали продукты эксплозивного вулканизма.

Наиболее древними отложениями этой структуры являются фаунистически охарактеризованные известняки и аргиллиты франского и фаменского ярусов девона. Развиты они ограниченно и только в ядрах крупных антиклиналей.

В рассматриваемой зоне повсеместно распространены породы каменноугольной системы. Разрез начинается с нерасчлененных турне-нижневизейских терригенно-карбонатных отложений, представленных аргиллитами, глинисто-карбонатными сланцами, известняками, доломитами и мергелями. Характерно, что эта толща мощностью 1000 м более не содержит вулканических пород и сохранила черты регионального катагенеза.

Существенно иной состав присущ залегающим выше толщам валерьяновской серии, которая включает три свиты: сарбайскую, соколовскую и куртункульскую (по П.С. Галкину). Выделяются они условно, так как между свитами нет резких границ и смена одних пород другими происходит постепенно. Фаунистически охарактеризована только соколовская свита, две другие выделены по геолого-литологическим признакам.

Сарбайская свита ( $C_{1v_2}$ ) представлена пропилитизированными андезито-базальтовыми порфиритами, сменяющимися вверх по разрезу красноцветными порфиритами, туфами и туфобрекчиями того же состава. Мощность свиты достигает 1200 м. Обращает на себя внимание исключительно вулканогенный состав пород свиты и то, что в ней отсутствуют осадочные породы.

Соколовская свита ( $C_{1v_3}$ ) по составу пород более разнообразна. Она подразделяется на две толщи: 1) нижнюю, сложенную известняками с прослоями туффитов, туфопесчаников, мелкообломочных туфов и маломощных покровов андезито-базальтовых порфиритов и 2) верхнюю, представленную туффитами, известняками, ангидритами, порфиритами и туфами андезито-базальтового состава, силилититами. С кремнистыми образованиями ассоциируют слоистые гематит-магнетитовые руды. Породы этой свиты фациально невыдержаны, они быстро сменяют друг друга по латерали, и поэтому судить о стратиграфическом положении пород весьма трудно. В этой свите залегают Соколовское, Сарбайское, Ломоносовское, Талкульское, Адаевское, Бенкалинское, Сорское, Шагьркульское и другие месторождения.

Куртункульская свита ( $C_{1v_3-n_1}$ ) не обнаруживает резких переходов от нижележащей соколовской свиты. Разрез ее начинается известняками, содержащими пласты доломитов и известковистых туффитов. Нормально осадочный комплекс затем сменяется красноцветными эффузивами, туфами, туфобрекчиями андезито-базальто-

го состава. В центральной части зоны среди них появляются андези-тодацитовые порфиры и соответствующие им по составу туфы.

Среди вулканитов этой свиты залегает Елтайская группа месторождений и месторождения Качарское и Куржункульское.

Верхненамюрские отложения помимо терригенно-вулканогенных красноцветных образований включают кислые вулканиты: грубообломочные туфы, игнимбриты, кварцевые порфиры и фельзитовые порфиры субвулканической фации. В меньшей мере развиты туфы смешанного андезит-липаритового состава, псаммитовые туфы, нередко обнаруживающие слабо выраженную слоистость. Мощност свиты, по данным А.Е. Бекмухаметова (1978), резко сокращается на юге зоны, а максимальной величины (до 1200 м) свита достигает в районе Качарского месторождения.

В Валерьяновской структуре выделяются более молодые – верхнепалеозойские ( $C_2-P_2$ ) отложения, представленные красноцветными вулканитами, песчаниками, аргиллитами, полимиктовыми конгломератами. Среди этих пород встречаются базальтовые порфиры, сходные по составу с образованиями трапповой формации.

Анализ состава и распространности главных осадочно-вулканогенных формаций валерьяновской зоны показывает, что магматическая деятельность во времени протекала далеко не одинаково. Так, в турне-нижневизейское время накапливались преимущественно карбонатные и песчано-глинистые осадки, вулканизм в это время не проявлялся.

Резкая активизация вулканической деятельности наступает в среднем визе. Троговое прогибание структуры становится более интенсивным и сопровождается блоковыми перемещениями, возникновением новых разломов, образующих в отдельных участках зоны сложную сеть трещино-решетчатых структур. Отложения среднего визе начинаются с массового излияния лав, периодически чередующихся с сильными, но кратковременными эксплозиями. Далее деятельность вулканов центрального типа быстро возрастает, и пирокластический материал в разрезах толщ становится доминирующим. Мощные толщи вулканитов среднего визе прослеживаются по всей зоне, но особенно полно они представлены в пределах рудных полей, которые в то время, по-видимому, являлись центрами активной вулканической деятельности.

К концу среднего визе вулканическая деятельность почти полностью затухает. Об этом, в частности, говорит смена вулканитов в верхах разреза известняками, туффитами, туфопесчаниками и мало-мощными покровами андезито-базальтовых порфиритов. Здесь же образуются силицилиты, аналогичные породам Горной Шории, а также небольшие прослои ангидритов.

Весьма характерно, что туффиты, залегающие в основании и кровле мощной пачки известняков, тесно сопряжены с магнетитовыми рудами Сарбайского и Соколовского месторождений.

В верхнем визе-нижнем намюре режим геологического развития валерьяновской структурно-фациальной зоны заметно меняется. Об-

шее погружение, столь характерное для среднего виле, в это время значительно ослабевает, а к концу нижнего намюра практически прекращается (Дымкин, 1970). Появляется тенденция к инверсии региона, на фоне которой особенно контрастно выступают дифференцированные движения отдельных блсков. Связанная с этим регрессия моря обуславливает пестроту фаций и "краснокаменный" их облик.

В верхнем намюре вулканическая деятельность продолжается, но она выражается в массовом извержении кислой магмы. Наряду с излиянием андезито-базальтовых лав, в это время формируются игнимбриты, субвулканические тела фельзитовых и кварцевых порфиров, экструзии липаритовых порфиров и такого же состава грубообломочные туфы. Продукты кислого магматизма, по-видимому, характеризуют собой этап стабил зации валерьяновской зоны. На границе нижнего и среднего карбона проявилась мощная судетская фаза орогенеза, обусловившая смятие в складки нижнекаменноугольных и более древних отложений. Дислокационные процессы сопровождалась интенсивной магматической деятельностью, в это время формировались интрузии сарбай-соколовского комплекса (Дымкин, 1966). Становление глубинных плутогенов, как представляется нам, проходило вслед за вулканизмом, существенного перерыва между ними не было. Это единая вулкано-плутоническая ассоциация, сходная по составу и петрохимическим признакам с таковой Таят-Табратского прогиба.

Совсем не исключено, что некоторые штоки диоритов и диоритовых порфиритов, расположенные среди туфо-эффузивных фаций, сформировались как нецковые тела и характеризуют собой завершение деятельности отдельных вулканических очагов.

В целом магматизм валерьяновской зоны носит очаговый характер, т.е. он сконцентрирован в отдельных наиболее долгоживущих и подвижных участках земной коры. Такие участки характеризуются длительностью вулканических процессов, сменяющихся затем формированием интрузий. К ним же приурочены и магнетитовые месторождения.

Генетические проблемы железорудения в Тургае рассматривались многими исследователями. И все исследователи, если не считать некоторых частных разногласий, сходились во мнении о преобладающей роли в формировании руд метасоматических процессов. В самом деле, тесная ассоциация магнетита со скаполитом, гранатом, пироксеном, эпидотом, амфиболом и другими минералами, метасоматическое происхождение которых не вызывает сомнений, широкие ореолы околорудных изменений, отчетливо выраженная в ряде месторождений метасоматическая зональность, стадийность минерализации и, наконец, высокие температуры образования минеральных парагенезисов — все это — серьезная основа для доказательства метасоматического способа отложения магнетитовых руд.

Но вот в 1962 г. при изучении месторождения Елтай I О.М. Чугуевская и П.Н. Кобзарь исследовали руды, которые, по их мнению,

представляют ороговикованные вулканогенно-осадочные образования (Чугуевская и др., 1968; Кобзарь и др., 1968). Позднее геология и генезис месторождений Елтайской группы изучались Н.М. Беляшовым, А.М. Дымкиным, В.М. Шербаком, В.А. Шадринной и др. (Дымкин и др., 1973<sub>1</sub>, 1973<sub>2</sub>). В опубликованных работах, посвященных этому району, было показано, что в валерьяновской зоне, кроме метасоматических железных руд, имеются руды вулканогенно-осадочного типа, тесно связанные с нижнекаменноугольным вулканизмом. В дальнейшем специальные исследования по выявлению роли вулканизма в образовании магнетитовых месторождений Тургая проводил Н.М. Беляшов. В опубликованной им совместно с О.М. Чугуевской и И.П. Новохатским (Чугуевская и др., 1967) статье была высказана идея о полигенности железоруднения и значительной продолжительности формирования отдельных месторождений. Принимая во внимание спорность и недостаточную обоснованность некоторых положений, высказанных этими авторами, мы не будем останавливаться на обсуждении данной статьи. Отметим только, что вулканогенно-осадочные руды бесспорно имеются в месторождениях Елтайского рудного района. В отношении Сарбайского, Соколовского, Алешинки и др. месторождений следует отметить, что в них преобладают, как пишут и сами авторы, скаполит-магнетитовые и скарново-магнетитовые руды, возникшие метасоматическим путем.

### **Основные черты петрологии вулcano-плутонических ассоциаций**

Вулканыты валерьяновской структурно-фациальной зоны обнаруживают поразительное сходство с интрузивными породами сарбай-соколовского комплекса. Вулканыты и интрузивные породы близки по минеральному составу и петрохимическим особенностям, совмещены пространственно. Все это дало нам возможность (Дымкин, 1966) объединить их в единую вулcano-плутоническую ассоциацию. Становление интрузивов в сущности завершает длительный процесс рудоносного магматизма валерьяновской серии.

Вулканыты, представленные в основном продуктами базальтовой магмы, слабо дифференцированы. Наиболее распространенной в месторождениях является ассоциация: андезиты - андезито-базальты - базальты. В Качарском и Адаевском рудных полях ограничено развиты трахиандезитовые порфириты, ортофиры и более кислые разновидности - дацитовые порфириты и кварцевые порфиры. Последние две разновидности, составляя единое целое с другими типами вулканических пород, свидетельствуют о проявлении изредка более полной дифференциации расплава. Не исключено, что они образовались в связи с вертикальной миграцией магматического очага.

Все основные типы эффузивов сопровождаются соответствующими по составу туфами, туфобрекчиями и туффитами. Частое их чередование в разрезах рудовмещающих толщ указывает на периодическое изменение характера извержения. В зонах оруденения туфы,

как и другие породы, скарнируются, скаполитизируются и замещаются магнетитовыми рудами, а в елтайских месторождениях они составляют отдельные слои в ритмично-слоистых вулканогенно-осадочных рудах.

Комагматичность вулканитов с интрузивными породами подтверждается не только общностью условий их формирования, но и весьма близким сходством петрохимических черт. Породы вулканогенного комплекса относятся в целом к нормальному известково-щелочному ряду. Количество пород, обладающих резко повышенной щелочностью, невелико. В основном это породы, плагиоклазовая составляющая которых, подобно спилитам, альбитизирована. Процессы эти метасоматические, проявились в послемагматическую стадию и, естественно, не отражают специфики расплава. Подтверждением этого служат темноцветные минералы: обыкновенная роговая обманка и пироксен совершенно такие же, как и в известково-щелочных породах. Некоторая пересыщенность глиноземом ряда вулканитов свидетельствует, скорее всего, об ассимиляции магмой высокоглиноземистых пород на глубине.

Сарбай-Соколовский интрузивный комплекс представлен разнообразными по составу и строению породами. В нем выделяются троктолиты, тылаитовое габбро, габбро-нориты, габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты и гранодиориты (Дымкин, 1966; 1973). В этой ассоциации преобладают диориты и кварцевые диориты, что характерно, по мнению Ю.А. Кузнецова, (1964) для габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Формирование этого комплекса проходило в посленижекаменноугольное время, интрузивы прорывают вулканогенно-осадочные толщи виле-намюра и в контактовом ореоле вызывают их ороговикование. Большое разнообразие интрузивных пород, встречающихся порой в одном массиве, связано, скорее всего, с многофазностью их формирования. Однако наметить в каждом конкретном случае последовательность становления многофазного плутона из-за недостатка материала не представляется возможным.

Характерной особенностью ряда глубинных массивов, расположенных в пределах рудных полей, является постепенное изменение структурного рисунка пород от центральной части к периферии. Например, в Сарбайском массиве крупно- и среднезернистые разновидности диоритов сменяются в направлении к вмещающим толщам порфиroidвидными разновидностями, очень сходными с эффузивными порфиритами. Известно также, что от массива во вмещающие вулканиты нередко отходят мелкие различно ориентированные апофизы, создающие сложную сеть инъекций. Эта фронтальная часть массива была в свое время названа нами (Дымкин, 1966) артеритовой. Артеритовая зона иллюстрирует собой начальную стадию инъекции магматического материала в породы рамы. Сложноструйчатое проникновение расплава в слоистые толщи вызывает слабую их перекристаллизацию и альбитизацию полевошпатовой составляющей. Далее, в направлении к центру массива зона инъекций сменяется типично интрузивными породами, в кото-

рых сохранились признаки ассимиляции породы рамы. Эта часть интрузива, названная такситовой, отличается неравномерным распределением темноцветных компонентов, скоплением их в виде пятен и гнезд, неравновесностью в ряде случаев минеральных парагенезисов и наличием гибридных участков пород, обладающих различной структурой. Центральная часть массива или так называемая ядерная зона, обычно расположенная глубже этих двух зон, характеризуется более или менее однородным строением и отражает в известной мере состав расплава. Все крупные месторождения валерьяновской зоны размещены на уровне артеритовой и такситовой зон.

Морфология массивов сарбай-соколовского комплекса довольно сложная. Преимущественно это вытянутые в меридиональном и реже в субширотном направлении тела "трещинного" типа, унаследовавшие как правило морфологию крупных разрывных нарушений. Занимая дискордантное положение, эти тела в отдельных участках залегают согласно с вмещающими толщами и образуют в последних серию послонных инъекций. Кроме этого типа тел, в рудных полях встречаются плутоны штокообразной формы, круто, почти вертикально, погружающиеся на глубину. В плане это изометричные или несколько вытянутые тела с отчетливо секущими контактами. Обычно они окружены туфами, лавовыми покровами, а в некотором удалении от них располагаются туфопесчаники и туффиты. Данные плутоны, по-видимому, представляют собой нековые образования, возникшие близко одновременно с вулканитами.

Среди вулканогенно-осадочных толщ, непосредственно в рудных полях, нередко встречаются интрузивы субвулканической фации. По характеру залегания они относятся к типу пластовых интрузивных залежей и крупных дайкообразных секущих тел. Минеральный состав и структурно-текстурные особенности субвулканических пород тождественны таковым эффузивных образований, что создает большие трудности в расшифровке их генезиса. Пластовые интрузии, представленные как правило диоритовыми порфиритами, залегают в верхних толщах валерьяновской свиты и пространственно связаны с гидросиликатными магнетитовыми месторождениями. Это самостоятельный тип интрузий, сформировавшийся в позднеорогенное время судетской фазы тектогенеза. Он не имеет близкой связи с гипабиссальными телами, которые образовались в послеорогенное время.

По петрохимическим признакам гипабиссальные и субвулканические интрузивы рудных районов валерьяновской зоны сходны с породами железноосной провинции Восточного Саяна (Таят-Табратский район) и в какой-то мере с некоторыми глубинными ассоциациями Урала. Однако магматические комплексы Тургая более однообразны, чем, скажем, Урала или Алтае-Саянской складчатой области. В интрузивных массивах Тургая развиты, в сущности, одни и те же петрографические типы пород: габбро, габбро-диориты, диориты, гранодиориты. Здесь нет типичных сиенитов, как в Кондомском районе Горной Шории, не обнаружены крупные тела гранитов, как в Горном Алтае. Все разновидности пород являются дифференциатами габбро-

идной магмы и в ряде случаев связаны между собой постепенными переходами (Дымкин, 1966). Некоторая пестрота и неоднородность состава отдельных массивов обусловлена контаминацией и ассимиляцией в краевых частях пород рамы.

Вполне естественно, что все эти особенности состава интрузивов нашли отражение и в химизме пород. На вариационных диаграммах отчетливо вырисовывается непрерывный переход от габбро к гранодиоритам. Вместе с тем промежуточные разности пород заметно отклоняются от линии среднего состава по Дэли. Это связано с контаминированностью переходных разностей пород и обогащенностью их некоторыми элементами из ассимилированных толщ. В частности, постоянно, как и в вулканитах, отмечается пересыщенность глубинных пород диоритового ряда глиноземом. Габбро и габбро-диориты отличаются низким содержанием калия и повышенным — натрия.

Изображая интрузивные породы и вмещающие вулканиты на одной петрохимической диаграмме, нетрудно видеть, что основные петрохимические параметры совмещаются, а это доказывает комагматичность этих образований и правомерность их объединения в единую вулканоплутоническую ассоциацию.

## Глава 5

### ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ

#### Геологическая позиция руд в валерьяновской зоне

Стратиграфическое положение магнетитовых месторождений валерьяновской зоны кратко охарактеризовано в гл. 4. Поэтому здесь мы остановимся только на геологии елтайских железорудных месторождений, вулканогенно-осадочная природа которых не вызывает сомнений. Заметим, что попытки некоторых исследователей доказать наличие аналогичных руд в Качарском, Сарбайском, Соколовском и других месторождениях не увенчались успехом: слишком явны признаки метасоматического генезиса руд этих месторождений. В то же время критерии, применяемые для обоснования седиментогенного образования этих руд, малоубедительны, решаются неоднозначно, а порой просто неверны.

Елтайские железорудные месторождения привлекают к себе внимание геологов по крайней мере по двум обстоятельствам: во-первых, это новый для Тургай тип железоруднения, открывающий известные перспективы на расширение поисковых работ и, во-вторых, на этих объектах достаточно ясно прослеживаются два этапа руденения: доорогенный, синхронный нижнекаменноугольному вулканизму, и послеорогенный, связанный со становлением гипабиссальных интрузий.

В настоящее время не разработана единая схема стратиграфического расчленения вулканогенно-осадочных толщ Елтайского района. Для краткой характеристики позиции вулканогенно-осадочных руд

мы воспользовались данными А.М. Захарова, В.Н. Агафонова, П.С. Галкина и А.А. Алексеева, изложенными нами ранее (Дымкин, Щербак, 1973).

Вулканогенно-осадочные руды Елтая I залегают среди верхневизе-намюрских отложений, представленных четырьмя горизонтами различных по составу, но, в основном, вулканогенных пород.

Нижний горизонт сложен преимущественно пирокластическими породами. Непосредственно на известняках средней части верхнего визе залегают крупнообломочные и лапиллиевые туфы, среди которых встречаются агломератовидные разности и туффиты. Состав обломков преимущественно базальтовый. В районе месторождения Елтай II среди туфов встречаются довольно мощные прослои туффитов и известняков. Мощность горизонта не менее 500 м. В толще пирокластов встречены кремнисто-железистые образования, сходные по составу и строению с вулканогенно-осадочными рудами Кузнецкого Алатау и Горного Алтая. Более детально они описаны ниже.

Второй горизонт сложен лавами андезитовых и базальтовых порфиритов, прослеживаемых узкой полосой в западной части района. Мощность пород этого горизонта сильно колеблется (от 10 до 200 м). В южном направлении породы этого горизонта вклиниваются, а к северу, наоборот, они приобретают все большее значение. П.С. Галкин выделил эти образования в самостоятельную давыдовскую свиту. Доминирующие в этом горизонте андезитовые порфириты характеризуются полифировой структурой, что отличает их от аналогичных пород других горизонтов.

Третий горизонт в основании сложен агломератовыми и лапиллиевыми туфами, переходящими в средней части разреза в тонкообломочные и пепловые туфы, а затем снова появляются грубообломочные туфы с маломощными покровами андезитовых порфиритов. Последние имеют несколько более кислый состав по сравнению с порфиритами второго горизонта. Отложения третьего горизонта распространены в западной части района. Аналогичные породы широко развиты в северном - Качарско-Давыдовском рудном районе. Более детальное их стратиграфическое расчленение сделано Н.М. Беляшовым. Мощность горизонта достигает 500 м.

Верхний (четвертый) горизонт представлен покровами плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов. Внешне они заметно отличаются от порфиритов нижних горизонтов - имеют красновато-коричневую окраску и насыщены пылевидным гематитом. Под микроскопом в них обнаруживается обилие диспергированного гематита, который не только переполняет основную массу порфиритов, но и образует небольшие скопления во вкрапленниках плагиоклаза. Суммарное содержание железа ( $FeO + Fe_2O_3$ ) достигает 16,3%, причем количество закисного железа не превышает 1,7%. Краснокаменные порфириты по структуре и особенно по содержанию распыленного в них гематита сходны с порфиритами Горного Алтая, в которых рудное вещество, как предполагается, первично магматическое. Не исключено, что и в Тургае обособление железа в форме самостоя-

тельной окисно-закисной фазы произошло в глубинных условиях, до излияния лав на поверхность. Порфириты верхнего горизонта имеют наиболее кислый состав (56-58,1%  $\text{SiO}_2$ ) и повышенную щелочность (4,9-7,2%  $\text{Na}_2\text{O}$ ; 1,3-4,2%  $\text{K}_2\text{O}$ ). Примечательно, что в этих породах содержится до 4%  $\text{K}_2\text{O}$ . Мощность горизонта около 200 м.

На размытой поверхности верхнего виле-намюра залегают средне-верхнекаменноугольные отложения. Они выделяются условно, так как нет фаунистически определенных пород. Представлены эти образования красноцветными полимиктовыми конгломератами, песчаниками и аргиллитами. В гальках конгломератов встречаются известняки с фауной девона и нижнего карбона, эффузивы, туфы и диориты, похожие на породы сарбай-соколовского комплекса. Мощность отложений не более 600 м.

### Морфология рудных залежей

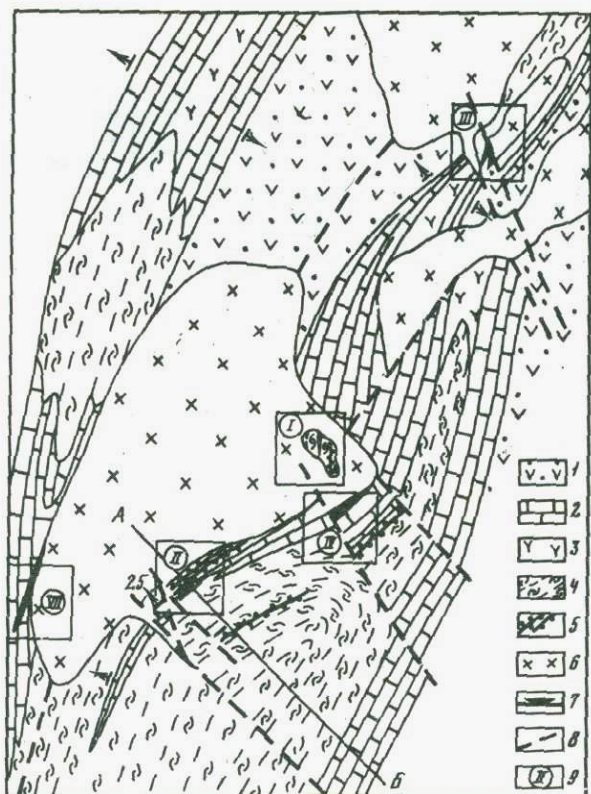
Вулканогенно-осадочные руды Елтая I разведаны небольшим числом глубоких скважин, на сравнительно ограниченной площади, и поэтому судить о распространенности руд хотя бы в пределах средней части валерьяновской зоны, где они найдены, можно только предположительно.

В виле-намурской вулканогенно-осадочной толще, сложенной частью переслаивающимися туфами, туфопесчаниками и туффитами, в настоящее время известно несколько горизонтов тонкослоистых гематит-магнетитовых руд, прослеженных по простиранию на 2 км и более (рис. 41).

Геологическая позиция этих руд наиболее четко вырисовывается на месторождении Елтай II. Рудовмещающая толща, состоящая из туфов и туффитов андезитового состава, содержит маломощные покровы плагиоклазовых порфиритов. Среди пирокластических образований заключен пласт мраморизованных и доломитизированных известняков мощностью до 100 м (рис. 42). В северной части месторождения расположена интрузия диоритовых порфиритов. Серией субмеридиональных сбросов месторождение разбито на ряд блоков. По этим нарушениям внедрились дайки диабазовых порфиритов и плагиогранит-порфиров. В средней части месторождения они сближены и образуют дайковое поле шириной более 300 м.

На месторождении установлено два горизонта гематит-магнетитовых руд, расположенных непосредственно над рудами метасоматического типа (см. рис. 42). Как видно из разреза, верхний горизонт руд примыкает вплотную к перекрывающим их диоритам. По простиранию рудное тело достаточно выдержано и прослеживается на всем протяжении без существенных изменений. Мощность его около 25 км. Подстилается верхнее рудное тело тонкослоистыми туффитами и туфами.

Необходимо подчеркнуть, что верхнее рудное тело, располагаясь в контакте с диоритами, не претерпело каких-либо существенных изменений, в нем сохранились черты первичного строения, хотя повсе-



Разрез по А-Б  
 СЗ ЮВ

Рис. 41. Геологическая схема Елтайского рудного поля. По А.М. Дымкину и В.М. Щербаку (1973)

1 — андезитовые порфиры, их туфы и туффиты; 2 — мраморизованные и доломитизированные известняки; 3 — андезитовые порфиры и дацитовые порфиры; 4 — ритмичнослоистые, карбонатно-кремнистые туффиты и туфы андезитовых порфиритов; 5 — вулканогенно-осадочные тонкослоистые магнетит-гематитовые руды (пачки железисто-кремнистых туффитов); 6 — диориты и габбро-диориты; 7 — магнетитовые руды метасоматические; 8 — линии тектонических разрывов; 9 — индексы месторождений: Елтай I, Елтай II и т.д.

местно в рудах наблюдаются новообразования хлорита, актинолита и эпидота.

Нижнее рудное тело (второй рудный горизонт) прослеживается почти строго параллельно верхнему телу. Они разделены между собой пачкой переслаивающихся туффитов и мелкообломочных карбона-

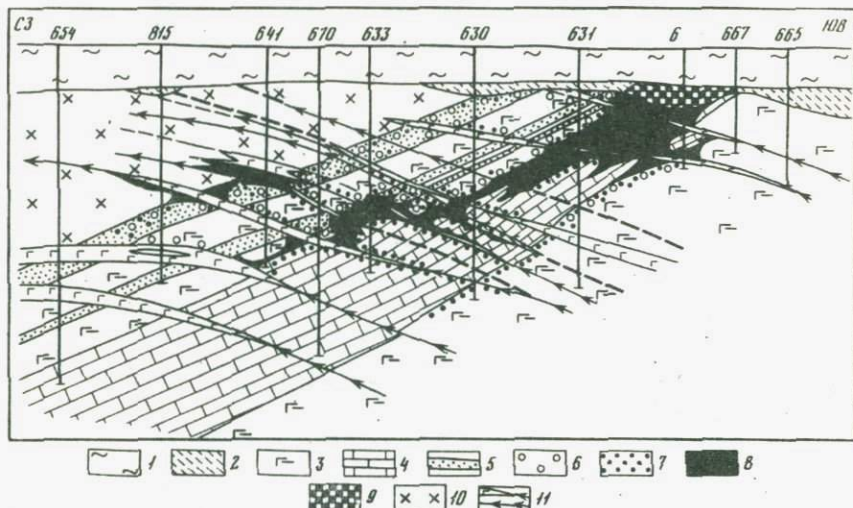


Рис. 42. Разрез месторождения Елтай II. По. А.М. Дымкину, В.М. Щербаку (1973)

1 - мезокайнозойские рыхлые отложения; 2 - кора выветривания; 3 - туффи́ты и туфы; 4 - мраморизованные известняки и доломиты; 5 - туффи́ты с прослоями гематит-магнетитовых осадочных руд; 6 - эпидот-актинолит-хлоритовые метасоматиты; 7 - гнезда и вкрапленность метасоматического магнетита; 8 - сплошные метасоматические магнетитовые руды; 9 - мартитовые руды; 10 - диориты; 11 - дайки диабазовых порфиритов

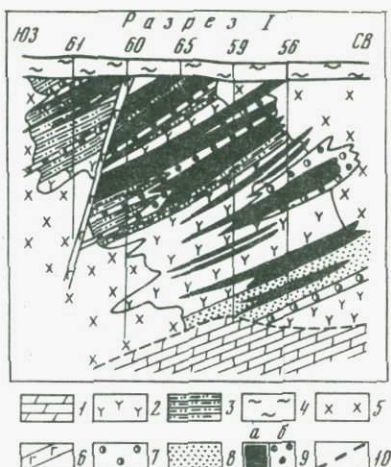
тизированных туфов, мощность которых около 12-15 м. Располагаясь в некотором удалении от непосредственного контакта с диоритами, это рудное тело не претерпело практически никаких изменений. В нем до деталей сохранились признаки ритмично-слоистого строения, а в некоторых местах сохранилась тонкодиспергированная, по-видимому, первичная кремнисто-гематитовая масса. Мощность рудного тела около 10 м. Небольшой по мощности толщей пирокластов рудное тело отделено от руд метасоматического типа, локализованных на продолжении по восстанию пласта известняков.

Аналогичные вулканогенно-осадочные руды вскрыты разведочными скважинами в 1 км на юго-восток от месторождения Елтай II.

Иное геологическое положение занимают вулканогенно-осадочные руды месторождения Елтай I. Они располагаются в лежачем боку рудной залежи, непосредственно под рудами метасоматическими (рис. 43). В этом месторождении слоистые руды сильно изменены, они претерпели роговиковую перекристаллизацию, в них не сохранился гематит. Отдельные рудные полосы сложены тонкозернистым магнетитом, а нерудная составляющая представлена исключительно метасоматическими минералами - гранатом, пироксеном, актинолитом

Рис. 43. Разреза месторождения Елтай I. По А.М. Дымкину, В.М. Щербак (1973)

1 - доломиты и доломитизированные известняки; 2 - андезитовые порфириды; 3 - туффиты; 4 - рыхлые мезокайнозойские отложения; 5 - диориты, габбро-диориты и габбро; 6 - диабазовые порфириды; 7 - скарны пироксен-гранатовые; 8 - осадочные метаморфизованные руды (наложенный знак); 9 - метасоматические магнетитовые руды: а - сплошные и б - вкрапленные и полосчатые; 10 - линии дизъюнктивных нарушений



и эпидотом. При увеличении крупности магнетита в рудах утрачивается тонкая полосчатость, и они становятся массивными либо приобретают грубо пятнистый облик. Эти руды О.М. Чугуевской с соавторами (Чугуевская и др., 1968) описаны как магнетитовые роговики.

Таким образом, на этом месторождении прослеживается переход руд первично слоистых в массивные. Изменение структурно-текстурного рисунка руд и перекристаллизация магнетита обязаны наложенным метасоматическим процессам. Мощность тонкополосчатых роговиковых руд составляет около 8 м.

### Минералогия, химический состав и структурно-текстурные особенности руд

Минеральный состав вулканогенно-осадочных руд елтайских месторождений довольно однообразный. Главными рудными минералами в них являются магнетит и гематит. Редко встречаются гидроокисные соединения железа - лепидокрокит и гидрогетит, которые образуют преимущественно в гематитовой массе хлопьевидные обособления, неравномерно распределенные в рудных и нерудных слоях. На границе с гематитом эти минералы обнаруживают весьма слабо выраженную концентрическую зональность, свидетельствующую, по-видимому, о прохождении им стадии коллоидного состояния. В некоторых рудных слоях вместе с гидроокисными минералами появляются лучистые агрегаты гематита радиального или концентрического строения. Если такие пластины не плотно примыкают друг к другу, то между ними сохраняется тонкодисперсная масса гидроокислов. Описанные соотношения минералов указывают на то, что гематит образовался позднее, за счет раскристаллизации и дегидратации лепидокрокита и гидрогетита.

Магнетит и гематит распределены в тонкослоистых рудах неравномерно. Количественные соотношения их меняются резко даже в со-

седних, рядом расположенных слоях. Отмечаются интервалы, в которых рудные слои представлены почти одним магнетитом и силикатами, гематит в них присутствует в виде одиночных выделений или небольших реликтовых участков. В то же время есть участки, в которых, наоборот, гематит преобладает и слагает самостоятельные слои и чередующиеся в разрезе с магнетитовыми слоями. Границы между ними весьма четкие.

В рудах гематит представлен двумя морфологическими разновидностями: 1) пластинчатыми агрегатами, появляющимися на месте гидроокисных минералов железа; этот гематит не имеет широкого распространения и обособляется в рудных и нерудных слоях небольшими гнездами, линзочками, реже слагает секущие слоистость прожилки и 2) тонкозернистыми агрегатами, слагающими отдельные слои и цемент в силикатных слоях; размер частиц этого гематита не более 0,005 мм; в магнетитовой массе гематит образует небольшие обособления, в краевых частях которых обычно появляется пластинчатый гематит и мушкетовит. Восстановление гематита до мушкетовита прослеживается на всех стадиях его развития.

Магнетит в рудах представлен большей частью мелкими изометричными зернами, тесно сросшимися между собой и с кластическими силикатными минералами. Тонкозернистое строение магнетита сохраняется только в участках, не затронутых вторичными процессами. Если в рудах появляется хлорит, эпидот, актинолит — магнетит перекристаллизовывается, и внутри среднезернистой массы появляются отдельные крупные его индивиды, напоминающие порфиробласты. Аналогичные выделения магнетита встречаются и в гематитовых слоях. В местах скопления магнетита гематитовая масса претерпевает некоторую перекристаллизацию, особенно заметную там, где вместе с магнетитом образуется явно наложенный и более поздний пирит. Создается впечатление, что порфиробласты магнетита возникли за счет гематита в процессе сульфидной минерализации и связаны с частичным восстановлением трехвалентного железа до двухвалентного.

Вместе с магнетитом и гематитом в рудах встречаются пирит и халькопирит. В виде такой вкрапленности они развиваются по слоистости, но нередко образуют многочисленные прожилки, секущие в различных направлениях гематит-магнетитовые руды. В местах наиболее густой сети таких прожилков гематит восстанавливается и переходит в мелкозернистый магнетит и мушкетовит.

Из нерудных ассоциаций наиболее типичны в рудах осколки плагиоклаза, ортоклаза, кварца, роговой обманки и пироксена. Вместе с ними в более крупных слоях встречаются обломки порфиритов андезито-базальтового состава, туфов и аргиллитов. Характерно, что среди порфиритов присутствуют не только разновидности с различной структурой основной массы (гиалопилитовой, пилотакситовой, интерсертальной, микролитовой), но и насыщенные пылевидными гематитом и магнетитом.

Весьма существенной частью рудных слоев является в различной степени раскристаллизованная кремнистая масса. В менее измененных вторичными процессами слоях она криптокристаллическая, но и здесь имеются участки, полностью раскристаллизованные и представленные халцедоном и кварцем. Устанавливается своеобразная закономерность: там где кремнистая масса мало изменена и почти изотропна, рудное вещество, представленное как правило гематитом, находится в тонкодисперсном состоянии. Участки, претерпевшие перекристаллизацию и сложенные кристаллически-зернистыми агрегатами кварца и халцедона, сопровождаются выделениями среднезернистых, иногда порфиробластических агрегатов магнетита и граната (рис. 44). Перекристаллизация рудного и кремнистого вещества, подобно рудам Алтая, проходила, по-видимому, одновременно.

В некоторых рудных слоях содержится карбонатное вещество. Оно, как и кремнистая масса, пелитоморфно, но большей частью претерпело перекристаллизацию и преобразовалась в крупнозернистые агрегаты кальцита.

Руды вулканогенно-осадочного типа характеризуются ритмично-слоистым строением. Выделяются 2, 3, и реже 4-х членные ритмы, обусловленные законсервированным чередованием туфов среднего-основного состава, туфопесчаников, туффитов, часто известковистых и кремнисто-железистых пород. Сложные ритмы обычно начинаются литокристаллокластическими туфами, обломочная составляющая которых резко преобладает (до 80%). Следующий слой ритма бывает представлен туфопесчаниками или кристаллокластическими туфами. В них доминируют осколки среднего или основного плагиоклаза с той же, но более тонкозернистой связующей массой. Выше по разрезу появляется слой ритма туффитового или пеплового состава, содержащий в различных количествах гематит и (или) магнетит (рис. 45). Заканчивается ритм чаще всего кремнисто-железистыми слоями или только железистым с весьма незначительным содержанием в нем пепловых частиц. Описанная ритмичность в вулканогенно-осадочных рудах нередко нарушается, поскольку отдельные слои выпадают из разреза. Каждый ритм довольно четко отделяется от соседних ритмов, но обычными также являются и постепенные переходы между ними. Мощность слоев измеряется миллиметрами.

В верхних частях ритмов, в кремнисто-железистых слоях часто содержатся остатки кремнистых губок и радиолярий. Как отмечает В.А. Шадрин, при большом скоплении спикул губок возникают розовато-серые очень твердые спонголитовые прослои мощностью до 2-3 см. Состав и строение таких прослоев очень сходны с теми, что описал В.И. Синяков для Горной Шории. По-видимому, некоторые условия накопления железисто-кремнистого вещества в морских бассейнах были одинаковыми для разных провинций, хотя провинции эти разделены между собой большими расстояниями.

Химический состав вулканогенно-осадочных руд Елтайского района приведен в табл. 25. Как видно, по содержанию железа руды относятся к типу средних и бедных. Среди них нет богатых руд. в

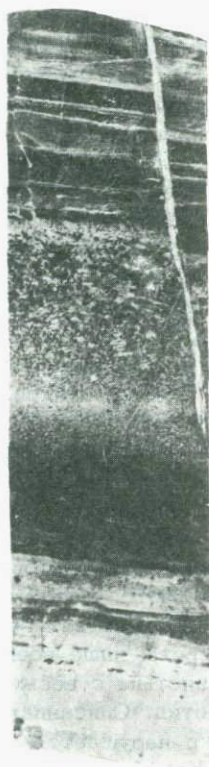


Рис. 44. Тонкослоистая магнетитовая руда с порфиробластами граната (темные изометричные обособления). Елтай II скв. 654  
Полиров. штуф; натур. вел.

Рис. 45. Ритмично-градационная слоистость гематит-магнетитовых руд. Елтай II, Скв. 654  
Полиров. штуф; 1/2 натур. вел.

которых количество валового железа достигало бы 50-55%. Это и понятно. Частое чередование слоев рудных с силикатными значительно снижает содержание полезного компонента и повышает роль кремнезема. Обращает на себя внимание резкое колебание соотношений окисного и закисного железа в анализированных пробах. Объясняется это различным содержанием магнетита и гематита в слоях, что в свою очередь свидетельствует о различной степени диагенетического преобразования слоев. По сравнению с рудами метасоматическими вулканогенно-осадочные разности отличаются всегда более высоким содержанием  $\text{SiO}_2$ . В то же время в рудах Елтая обнаруживается удивительно малое количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , практически такое же как в рудах метасоматического типа. В ничтожно малых долях отмечаются примеси  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{V}_2\text{O}_5$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Ni}$ . Резко колеблется в рудах содержание  $\text{TiO}_2$  (от 0,1 до 0,7%). Большая часть  $\text{TiO}_2$  сконцентрирована в темноцветных минералах кластики.

Структурно-текстурный рисунок вулканогенно-осадочных руд заметно меняется при наложении на них метасоматических процессов. Такое изменение руд хорошо прослеживается в ореольной зоне контакта их с дайками диоритовых порфиров. Здесь слоистые руды оказываются перекристаллизованными, причем среди них появляются разности крупнозернистого строения. Типичная слоистая текстура сохраняется только на начальных стадиях метасоматоза, когда часть кварц-полевошпатовой кластики послойно замещается актинолитом, хлоритом, эпидотом и альбитом. В дальнейшем, при полном замещении первичных минералов, тонкослоистый характер руд утрачивается. Возникает грубая полосчатость, отражающая слоистость лишь в самом общем виде. Полоски метасоматических минералов нередко прерываются, сопровождаясь резкими раздувами и пережимами. Рудные слои местами смыкаются и образуют участки сплошных руд. Почти полностью исчезает первичный рисунок руд, когда вместе с магнетитом присутствуют пироксен, гранат, скаполит. Такие руды обычно характеризуются пятнисто-блочной текстурой. Еще больше усложняют строение руд наложенные на них многочисленные жилки эпидота, альбита, актинолита и сульфидов. Выделение этих минералов приурочено к зонам дробления первично слоистых руд и сопровождается перекристаллизацией магнетита и гематита.

Процесс этот осуществляется таким путем. Рассеянное в кремнистой или пелловой массе рудное вещество около жилок и в некотором удалении от них перегруппировывается, оно как бы стягивается к отдельным центрам, образуя обособленные скопления мелкозернистого магнетита. Если при этом в слоях присутствовал гематит, он полностью восстанавливается до магнетита. Когда гидротермальный процесс усиливается, мелкозернистые агрегаты магнетита снова перекристаллизовываются и на их месте появляются более крупнозернистые, а нередко и хорошо ограниченные кристаллы магнетита. Таким образом, тонкодиспергированное рудное вещество слоев вулканогенно-осадочных руд при наложении гидротермальных процес-

Таблица 25

Химический состав вулканогенно-осадочных и метасоматических руд

Номер п/п	Скважина/глубина, м	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	Елтай I				
1	56/71,1	26,00	0,06	2,20	41,58
2	56/71,2	33,16	0,16	0,22	40,27
3	59/58,5	31,76	0,73	5,64	36,38
	Елтай II				
4	655/68,5	37,45	0,72	8,52	31,88
5	641/199,1	30,62	0,72	1,52	40,03
6	655/73	53,60	2,60	5,23	18,39
7	651/83	18,38	0,34	5,85	48,41
8	651/83	26,00	0,20	7,39	29,16
9	651/82	15,28	0,27	4,18	53,30
10	640/153,4	1,42	0,25	1,16	62,93
11	633/153,0	5,68	0,10	0,75	58,45
	Елтай IV				
12	19/124,8	33,66	0,46	1,04	39,16
13	19/124,9	32,17	0,19	4,60	36,50

	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	23,10	0,02	3,78	2,18	1,10	0,08	0,020
	21,39	0,04	2,56	0,92	0,81	0,15	0,004
	17,42	0,03	3,35	1,86	2,20	0,50	-
	12,24	0,04	2,30	3,09	2,50	0,80	-
	22,17	He обн.	2,15	0,81	1,50	0,10	-
	11,31	0,02	2,60	2,82	2,36	1,00	-
	21,29	0,06	2,03	1,73	1,30	1,60	-
	30,06	-	1,66	1,80	3,16	0,16	He опр.
	22,63	-	1,35	1,68	1,16	0,14	То же
	24,45	1,16	1,45	5,01	0,14	0,04	"
	25,51	-	0,62	6,22	0,14	0,04	"
	15,34	0,07	3,84	1,96	2,10	1,44	0,006
	17,18	0,04	3,78	2,63	2,00	0,50	He обн.

Таблица 25 (окончание)

Номер п/п	Скважина/глубина, м	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Co	Ni
	Елтай I				
1	56/71,1	0,23	He опр.	0,004	He обн.
2	56/71,2	0,25	0,03	He обн.	0,01
3	59/58,5	0,24	-	He опр.	-
	Елтай II				
4	655/68,5	0,27	-	То же	-
5	641/199,1	0,20	-	-	-
6	655/73	0,12	-	-	-
7	651/83	0,16	0,02	-	-
8	651/83	-	0,03	-	-
9	651/82	-	0,014	-	-
10	640/153,4	-	0,022	-	-
11	633/153,0	-	0,014	-	-
	Елтай IV				
12	19/124,8	0,21	0,03	0,015	0,01
13	19/124,9	0,03	He опр.	-	He обн.

	CO <sub>2</sub>	S	F	Cl	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Сумма
	He обн.	-	0,02	He обн.	-	-	100,37
	0,11	0,10	0,01	He опр.	-	-	100,19
	-	He обн.	-	-	-	-	100,11
	-	То же	-	-	-	-	99,81
	0,76	-	-	-	0,20	-	100,78
	0,27	-	-	-	0,13	-	100,54
	-	-	-	-	-	-	101,17
	-	-	-	-	0,42	-	100,04
	-	-	-	-	0,34	-	100,34
	-	-	-	-	0,46	2,24	99,57
	-	-	-	-	0,62	1,82	99,96
	0,22	0,64	0,01	He опр.	-	-	100,14
	-	-	0,03	0,06	-	-	99,71

Примечание. Анализы 1-4, 12 и 13, по О.М.Чугуевской; 5-7 - проведены в лаборатории ИГН АН КазССР; 8-11 - в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР.

сов преобразуется в густо- или бедновкрапленную руду. Алюмосиликатная составляющая таких руд также претерпевает глубокое изменение. В частности, лепловая и кремнистая масса перекристаллизовывается и приобретает черты роговикового строения. Однако важно отметить, что при этом нет признаков замещения нерудных минералов магнетитом. По своей природе это метаморфогенный процесс, осуществляющийся на данном этапе без существенного привноса и выноса вещества.

Качественное изменение руд наступает при формировании скарных и других высокотемпературных ассоциаций. Теоретические основы этого процесса разработаны Д.С. Коржинским (1953) и В.А. Жариковым (1968) и успешно применяются многими исследователями при объяснении генезиса рудных месторождений. Метасоматические процессы в месторождениях Елтайского района подробно описаны нами в специальной работе (Дымкин, Щербак, 1973).

## Часть II

# УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРАТИФОРМНЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

### Глава 6

#### ОБСТАНОВКА СРЕДЫ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ОСАДКОВ

Стратиформные месторождения, несмотря на различный возраст образования и неодинаковую структурно-геологическую позицию, характеризуются одной, объединяющей их, особенностью. Все они обнаруживают тесную парагенетическую связь с вулканизмом. Эта связь проявляется прежде всего в пространственной совмещенности руд и вулканитов, их приуроченности к определенным вулканотектоническим структурам, сингенетичности взрывных процессов и накопления железистого вещества, локализации рудных залежей в однотипных, повторяющихся в разных рудных районах, литофациях и, наконец, в характере и специфике структур и текстур.

Все известные месторождения и рудопроявления, как было показано в предыдущих главах, приурочены к толщам, состоящим в основном из пирокластов и эффузивов; роль типично осадочных пород второстепенна. В Кузнецком Алатау это вулканиты диабазо-дацитового состава, в Горном Алтае — кислые и щелочные породы, в Горной Шории, Восточном Саяне и Тургае — преимущественно андезитобазальтовые образования.

Во всех месторождениях в составе руд присутствует витрокластита, обломки эффузивов и туфов, осколки полевых шпатов, кварца и темноцветных минералов. В мало измененных слоистых рудах Горного Алтая хорошо сохранились пепловые частицы, осколки девитрифицированного стекла, пелитоморфная кремнистая масса, по-видимому, прошедшая всего лишь стадию раннего диагенеза. Переслаивающиеся эффузивы, туфы и туффиты постоянно содержат различной густоты вкрапленность или отдельные прослойки магнетита.

Залежи слоистых железных руд во вмещающих вулканитах размещены по-разному. В Горном Алтае и Тургае, например, руды образуют единую тонкопереслаивающуюся толщу, в которой мелкие слои гематита и (или) магнетита ритмично чередуются с силикатными слоями. В Горной Шории, Восточном Саяне рудные залежи обособляются в виде самостоятельных тел, залегающих среди вулканокластических образований.

Все эти факты бесспорно указывают, что в процессе формирования месторождений ведущая роль принадлежит вулканическим процессам, проявившимся в виде крупных эксплозий, чередующихся с периодами спокойного излияния лав и затишья вулканических извержений. Основная масса рудного вещества накапливалась в периоды покоя активного вулканизма, когда формировались тонко- и микро-слоистые туффиты, туфопесчаники и кремнистые осадки лидитового типа, указывающие на интенсивное проявление вулканических эксгальций и эманаций в субмаринных условиях. Накопление рудного материала неоднократно прерывалось эксплозиями и излияниями лав, что свидетельствует о синхронности формирования мощных толщ вулканитов диабазо-дацитового, андезито-базальтового, липарито-кератофирового составов с рудами.

Касаясь особенностей вулканической деятельности железоносных регионов, следует отметить, что в период накопления рудного вещества преобладали извержения центрального типа, хотя, по-видимому, имели место и трещинные излияния лав, обусловившие формирование ленточных потоков основного состава. Такие тела, например, в Кузнецком Алатау прослежены по простираению на десять и более километров в бассейнах ручьев Подхребетного, Пономаревки и других участках, приуроченных к западному крылу Каньмской синклинали. Подобные потоки характерны также для Тургая и Восточного Саяна.

Литофациальный облик пород рудоносных толщ указывает на их формирование в условиях относительно неглубокого моря с резко расчлененным вулканическим рельефом дна, способствовавшим накоплению фациально контрастных отложений изменчивой мощности. В Тургайском прогибе ритмично-слоистые железные руды возникли в условиях неглубокого полузамкнутого бассейна, отделенного от открытого моря грядой возвышающихся вулканических островов. Вероятно, и в других рудных провинциях некоторые вулканические постройки выступали над уровнем моря в виде островов, поставлявших терригенный материал для образования туффитов, туфопесчаников и гравелитов. Аналогичный материал накапливался непосредственно и в участках отложения рудных осадков, образуя отдельные небольшой мощности слойки, или же он рассеивался в рудной массе. Все это подтверждается тем, что ритмически перемежающиеся с рудными силикатные прослойки обнаруживают нередко признаки кластического происхождения: регенерационные каемки вокруг осколков минеральных зерен, градационная и косая слоистость, промоины в первичных осадках и т.п. Таким образом, вулканогенно-осадочные железные руды охарактеризованных нами месторождений формировались в геосинклинальных условиях одновременно с накоплением вулкан-кластического материала, который, в свою очередь, свидетельствует о периодически возникающей интенсивной эксплозивной вулканической деятельности. Из фактического материала вытекает еще один важный вывод: во время образования руд отсутствовали процессы глубокого химического выветривания и, сле-

довательно, железо, необходимое для накопления руд в массовых масштабах не могло сноситься с континента в результате размыва кор выветривания; вероятно, источник железа – глубинный, он связан с вулканической деятельностью региона, в основном с подводными поствулканическими эксгаляциями в виде горячих источников и газовых струй. Какая-то часть железа обособилась на глубине в виде самостоятельной фазы и излилась на поверхность в форме окисных соединений, образуя сплошные линзы магнетита или гематита и густую вкрапленность в туфах и эффузивах. Процесс дифференциации силикатной магмы рассмотрен нами при характеристике месторождений Горного Алтая.

Седиментогенные железные руды, образовавшиеся в процессе субмаринной вулканической деятельности, известны и в других регионах: в Западной и Восточной Европе, Австралии, Северной и Южной Америке. В этих регионах руды тоже тесно ассоциируют с осадочно-вулканогенными толщами, подчинены их складчатым структурам и совместно с ними претерпел одинаковой степени метаморфические преобразования. Возраст вулканогенных образований и сингенетичных им железных руд изменяется в широких пределах – от раннего докембрия до современного периода. Геологические материалы, изложенные в многочисленных публикациях советских и зарубежных авторов, показывают, что вулканогенно-осадочные руды образовывались в разнообразных геолого-тектонических условиях, характеризовавшихся специфическими чертами вулканизма и конкретными физико-химическими обстановками. Именно они в сочетании с последующими, также специфическими, свойственными конкретным регионам метаморфическими изменениями определяют текстурно-структурные особенности, химический и минеральный составы руд.

Древнейшие архейские и нижнепротерозойские железистые кварциты, как считают многие исследователи, произошли в результате вулканической деятельности, сопровождавшей, по-видимому, ранние этапы развития эвгеосинклиналей. Они характеризовались интенсивным проявлением преимущественно эффузивного вулканизма существенно основного состава с подчиненным участием кислых эффузивов и незначительным – хемогенных отложений. Здесь первичные руды формировались вблизи подводных центров вулканической деятельности на разных, довольно больших глубинах, благодаря активным излияниям термальных растворов и поступлению газовых эманаций (Семенов, 1955, 1959; 1967; Марков, 1959; Точилин, 1963; Белевцев, Мельник, 1976; Goodwin, 1961; 1962; Gross, 1965). Эти железистые кварциты исключительно широко распространены в древнейших складчатых структурах и известны как руды киватинского типа или типа Альгома (Формозова, 1973). Аналогичные руды развиты в Восточном Саяне.

В последующие геологические эпохи с вулканизмом начальных стадий развития эвгеосинклиналей также формировались железные руды, но масштабы распространения их были резко ограничены по сравнению с масштабами раннедокембрийских руд. На территории

Алтае-Саянской складчатой области примером могут служить руды Кедровского и Сухаринского месторождений, расположенных в Тельбесском рудном районе (Синяков, 1975). По мнению В.И. Синякова, месторождения образовались в нижнекембрийское время в начальную стадию эвгеосинклинального развития области одновременно с накоплением вулканогенно-осадочных толщ и в связи с проявлениями дацито-андезитового вулканизма. Рудные осадки, представлявшие собой взвесь окислов железа и карбонатов, накапливались вблизи выхода горячих рудоносных растворов, высачивавшихся на дне относительно глубоководного морского бассейна.

Девонские вулканогенно-осадочные железные руды Горного Алтая - пример формирования месторождений в иных геолого-тектонических условиях. Эти руды парагенетически связаны с риолито-кератофировым вулканизмом эксплозивного типа, проявившимся на ортогенном этапе развития геосинклинальной области (Калугин, 1970). Руды отлагались преимущественно в прибрежной зоне морского бассейна; в них хорошо сохранились признаки мелководья; трещины усыхания, знаки ряби, косая слоистость, внутрислоевые размывы и промоины и т.п. (Калугин, 1969). Исследованиями А.С. Калугина (1954-1970 гг.) показано, что образование руд обусловлено миграцией железа при наземной фумарольно-сульфатарной деятельности и выщелачиванием железа из пород кислыми водами вадозно-вулканического происхождения.

Месторождения девонских железных руд, расположенные в юго-восточной части Рейнских сланцевых гор, в мульдах Лан и Дилль, рассматриваются обычно как пример непосредственной связи рудообразования с подводным вулканизмом и считаются прототипом для генетически сходных с ними месторождений (Шнейдерхен, 1958; Формозова, 1968). Рудоносные вулканогенно-карбонатные отложения формировались в эпизевгеосинклинальном прогибе, развивавшимся на более древнем каледонском складчатом фундаменте. Образование руд проходило в обстановке карбонатной седиментации и синхронного, преимущественно эксплозивного, спилито-диабазово-кератофирового вулканизма повышенной щелочности. Линзовидные рудные залежи залегают чаще в туфах или шальштейнах, реже на эффузивах. Перекрываются в большинстве случаев известняками или шальштейнами (Формозова, 1963). Предполагается (Schneiderhöhn, 1953; Шнейдерхен, 1957, 1958; Ofterdahl, 1958), что источником рудного вещества были вулканические газы и высокотемпературные хлоридные термы, богатые железом и кремнием. Взаимодействие их с морской водой в окислительных условиях способствовало образованию осадка в виде окислов железа и кремнезема, которые, благодаря высокой температуре окружающей среды, кристаллизовались в безводные тонкодисперсные массы гематита и кварца. В восстановительных условиях, возникавших вблизи сероводородных терм или в результате разложения органических веществ, образовывались магнетит и карбонаты железа. При более низких температурах из вулканических терм формировался железосиликатный гель, раскристаллизовавшийся в шамозит или стильпно - мелан (Шнейдерхен, 1958).

Железные руды, близкие по условиям образования и составу к рудам типа Лен-Дилль, известны в Моравии, Гарце и Восточной Тюрингии.

Образование главной текстурной особенности руд типа железистых кварцитов на протяжении длительного периода постоянно дискутируется.

Полосчатость (слоистость) руд объясняется обычно:

а) прерывистостью подводной вулканической деятельности, с чем связано периодическое поступление железа и кремния в морской бассейн (Половинкина, 1952; Семененко, 1955, 1959; Марков, 1959; Точилин, 1963; Гусельников, 1959; Goodwin, 1961);

б) взаимной реакцией между противоположно заряженными частицами окиси железа и кремнезема в коллоидно-растворе в процессе отложения осадков (Boydell, 1928; Каукин, 1969);

в) различной скоростью коагуляции одновременно поступающего рудного и нерудного вещества (Moore, Maynard, 1929; Свигальский, 1937; Gross, 1965; Liddy, 1968);

г) сезонной жизнедеятельностью планктона (Ходюш, 1969);

д) периодическим взмучиванием осадка из-за штормовых и сейсмических сотрясений и многократных переотложений рудных осадков (Калугин, 1969, 1970);

е) периодичностью осаждения терригенного материала (Мельник, 1973),

ж) сезонными или иными периодическими изменениями химических свойств среды, из которой осаждаются соответствующие компоненты (Hough, 1958; Trendall, Blockley, 1970; Trendall, 1972, 1973; Beukes, 1973; Dorr, 1973).

Называются разные причины такого рода изменений, а также различные параметры среды, определяющие выпадение тех или иных компонентов. Например, К.Ф. Тяпкин и В.Ю. Фоменко (1969) считают, что периодическое возобновление и затухание вулканической деятельности способствует изменению рН водного бассейна, которое приводит к выпадению железистых или кремнистых осадков. Сходны представления А.В. Тарханова (1966, 1969). Б.В. Каукина (1969), которые полагают, что осаждение железа контролировалось окислительно-восстановительным потенциалом среды, который определялся количеством кислорода, выделяемого в морскую воду фотосинтезирующими организмами.

Формирование железистых, марганцовистых, медистых и других металлоносных осадков протекает и в настоящее время. Эти процессы установлены на Камчатке, на территории Курильских, Японских и Эоловых островов, в Восточно-Тихоокеанском поднятии, в Средиземном и Красном морях, у берегов Новой Гвинеи, Индонезии и Японии (Зеленов, 1958, 1961, 1963, 1965, 1972; Шеньо, Тазиев, Фабр, 1965<sup>1, 2</sup>; Пушкина, 1967; Бутузова, 1967; Сикава, 1973; Багин, Багина, Богданов и др., 1975; Boström, 1970; Walter, 1972; Ridge, 1973; Wauschkuhn, Gröpper, 1975; и др.). Образование рудных илов во многих районах непосредственно связано с деятельностью современ-

ного наземного и подводного вулканизма, выносом и отложением железа, марганца, меди, алюминия, кремния, фосфора, серы и других элементов эксгаляциями вулканов.

При изучении подводного вулкана Бану Вуху в Индонезии К.К.Зеленов (1964, 1965) установил в морской воде, омывающей фумарольное поле, много растворенного кремнезема (до 45 мг/л) и железо-марганцевой взвеси (до 140 мг/л). Железо в ней составляет примерно 60%, а марганец - 6-7%. Кроме того, в составе взвеси были обнаружены в ощутимых количествах ванадий, медь, никель, кобальт, титан, молибден, свинец и другие элементы.

М. Шеньо, Г. Тазиев и Р. Фарб (1965<sub>1</sub>) показали, что из подводных эксгаляций вулкана Каруа (архипелаг Новые Гебриды) выделяются в значительном количестве железо, медь и кремний. В пробе осадка, отобранной непосредственно в зоне выхода источника, этими авторами установлены следующие содержания (в вес. %): Fe - 12,25; Cu - 12,31; Al - 4,39; SiO<sub>2</sub> - 61,70; S - 8,75). Как видно, подобные осадки при соответствующих объемах вполне могут представлять промышленный интерес.

Современное железорудное накопление наблюдается в кальдере вулкана Санторин в Эгейском море. Как показали исследования (Пушкина, 1967; Бутузова, 1967, 1969), железнакопление объяснено локализацией в благоприятной геоморфологической обстановке железистой взвеси, выпадающей из раствора непосредственно при высачивании поствулканических терм. Последние представляют собой низкотемпературные сероводородно-углекислые гидротермы, содержащие железо (закисное), марганец, кремний и фосфор. Этими элементами обогащена и морская вода над фумарольными полями замкнутой кальдеры вулкана.

О характере поствулканических термальных растворов, определивших геохимическую специализацию железорудных накоплений в центральной части Кузнецкого Алатау, можно судить, в известной мере, по химическому составу руд и концентрации элементов-примесей в них. Вместе с тем нельзя не отметить, что эти данные зависят не только от состава термальных источников, но и от факторов, контролировавших распределение разных элементов в период формирования железорудных отложений и позже - при эпигенетических и метаморфических преобразованиях руд. Учитывая постоянное присутствие в рудах кремнезема, можно предполагать, что железо и кремний были главными элементами термальных источников, хотя содержания их, судя по значительным колебаниям состава железных руд, периодически существенно менялись. Такие элементы, как титан, хром, никель, кобальт, ванадий, медь, вряд ли присутствовали в составе поствулканических растворов. В рудах они устанавливаются постоянно, но всегда в незначительных концентрациях, сопоставимых с содержанием этих элементов во вмещающих вулканитах. Предположительно, они привносились в рудные осадки пирокластическими и терригенными частицами, и, таким образом, распределение этих элементов определялось главным образом минеральным и гранулометрическим составом частиц.

Наряду с эндогенным источником рудного вещества, связанным с подводной сольфатарной и фумарольной деятельностью древних вулканов, возможен и другой источник. Рудные минералы, главным образом магнетит, могли концентрироваться в соответствующих условиях при механическом разрушении эффузивов и особенно рудных порфиритов. Хотя последние уже сами по себе представляют доброкачественное рудное сырье, поскольку содержание магнетита в них от общей массы рудных порфиритов составляет до 75% и более. Их обломки, как отмечалось ранее, широко распространены в туфах андезитового, дацитового и базальтового состава, развитых во всех рассмотренных нами месторождениях. Это свидетельствует об участии потоков силикатно-рудных лав в вулканических сооружениях, подвергшихся впоследствии полному или частичному разрушению.

Появление силикатно-рудных магм связано, вероятно, с глубокой дифференциацией магматического расплава. Прямым признаком подобной дифференциации может быть контрастность состава эффузивов, присутствующих в вулканогенной толще, что, как подчеркивалось ранее, служит одной из характерных особенностей железоносных отложений центральной части Кузнецкого Алтау, Горного Алтая и Тургая.

Убедительным доказательством в пользу вероятности рудной магмы вообще являются потоки магнетитовой лавы, обнаруженные в 1958 г. в северной части Чили на склонах древнечетвертичного вулкана Лако (Park, 1961). Они почти нацело (до 95%) сложены магнетитом, маггемитом и гематитом при незначительном участии зерен кварца, кислого плагиоклаза, актинолита и апатита (Парк, Мак-Дормид, 1966; Haggerty, 1970<sup>1,2</sup>; Старостин, Кудрявцева, 1973; Frutos, Oyarzun, 1975). В сущности нами в Горном Алтае описаны такие же руды.

Потоки магнетитовой лавы вулкана Лако вряд ли следует относить к разряду единственного явления в эволюции вулканизма. Многочисленные данные свидетельствуют, что силикатно-рудные лавы имели место и в более ранние эпохи вулканической деятельности. Например, рудные порфириты описаны Г.Л. Поспеловым среди кембрийских вулканических отложений Кондомского района Горной Шории. Широко они представлены во вмещающих вулканитах Тургая и Восточного Саяна. Специальная работа посвящена рудным порфиритам Холзунского месторождения (Дымкин и др., 1978). Бомбы магнетита в риолитовых туфах, магнетит-риолитовые агломераты и потоковидные тела магнетита обнаружены недавно в Центральном Иране на площади железорудных месторождений Бафк (Förster et al., 1973).

При переотложении продуктов разрушения силикатно-рудных потоков вполне вероятно формирование небольших кластогенных рудных прослоев, а также обогащение магнетитом осадков. Так, отдельные слои туфитов, встречающиеся в рудных горизонтах Тургая, Горного Алтая и Кузнецкого Алатау, содержат обильную вкрапленность магнетита, располагающегося преимущественно в основа-

нии тонкозернистых прослоев. Характер расположения зерен магнетита нередко подчеркивает неровную поверхность подстилающего слоя. Чередующиеся с тонкозернистыми более грубозернистые прослойки содержат обычно меньше гематита и магнетита. Редкие индивиды магнетита сохранили осколочное строение. Такое распределение магнетита в осадках и морфология зерен свидетельствуют, скорее всего, об обломочном происхождении минерала. Кластогенные магнетитовые руды не имеют широкого распространения в рассмотренных нами месторождениях. По-видимому, этот тип рудонакопления вообще мало распространен в природе.

Главным источником железистого вещества, определившим химический профиль рудной формации, явились, по-видимому, субмаринные вулканические термальные растворы и в меньшей мере продукты дезинтеграции рудных порфиритов. Отчасти, и в сугубо локальных участках, выпадение железа, возможно, было обусловлено взаимодействием морской воды с раскаленной лавой и пирокластическим материалом. Не исключено и глубинное отделение железа в виде самостоятельной фазы при дифференциации силикатных расплавов.

Вулканические эксгальции в виде горячих водных струй и газовых эманаций высачивались по трещинам и расколам на дно неглубоководного бассейна со сложным рельефом дна. Последнее подтверждается колебанием мощностей пород, наличием многочисленных раздувов и пережимов отдельных слоев. Взаимодействие железосодержащих растворов с водами морского бассейна резко изменяло их температуру, pH и Eh и тем самым способствовало выпадению в осадок железистого вещества вблизи выхода эманаций.

Железо, как установлено многочисленными наблюдениями в областях современного вулканизма и экспериментальными работами, переносится термами в закисной форме в виде солянокислых, сернокислых, карбонатных и хлоридных комплексов. Смещение вулканических гидротерм  $Fe^{2+}$  в  $Fe^{3+}$  и образование труднорастворимой взвеси гидроокислов железа. Последующая коагуляция их благоприятствовала формированию хлопьевидного рудного осадка, отлагавшегося совместно терригенными и другими компонентами. Наиболее благоприятными участками рудотложения могли быть относительно неглубокие бухты, западины и тому подобные затишные участки дна, отшнурованные подводными барьерами от открытого моря. Формами таких западин и количеством вынесенного рудного вещества вулканическими эксгальциями определялась морфология рудных залежей и их размеры.

В рудах обычной является ассоциация магнетита с кварцем. Она проявляется в тонкослоистых рудах в виде отдельных практически мономинеральных слоев, ритмично чередующихся в разрезе или же в форме взаимосрастающих агрегатов магнетита и кварца с меняющимся их количественным соотношением. Естественно, что выявление условий образования кварца дает определенную информацию и о возникновении магнетита.

Процесс образования кварца описан в литературе достаточно подробно, при этом использованы не только природные объекты, но и многочисленные эксперименты. Было установлено, что тесная ассоциация кварца с магнетитом определяется каталитическими свойствами гидроксида железа, способствующими полимеризации и осаждению кремнезема из недосыщенных и сильно разбавленных его растворов (Harder, 1965; Parks, 1967). Кроме того, при отсутствии органического вещества смешение коллоидов железа и кремнезема вызывает быструю коагуляцию и совместное их осаждение (Moore, Maynard, 1929).

Кремнезем, присутствующий в составе руд, представляет собой, как показано нами на примере Горного Алтая и Тургай, гетерогенный продукт, состоящий из разных по генезису составных частей. Это могли быть терригенные частицы в виде кварцевых зерен, возникших при разрушении вулканитов, и хемогенный кремнезем, образовавшийся при разгрузке фумарольных источников в местах их высачивания.

Возможность хемогенного осаждения кремнезема из терм непосредственно вытекает из специфических особенностей поведения кремния в водных растворах. Свойства кремния детально изучены экспериментально путем растворения кремнезема в воде и в различных водных растворах при разных режимах температуры и давления. Как показали опыты (Krauskopf, 1956; 1959; Okamoto et al., 1957; Morey et al., 1962; Стретинская, 1970; Kamiya Hiroshi et al., 1974), растворимость кварца в воде при нормальной температуре составляет 6-14 мг/л, аморфного кремнезема - 100-140 мг/л; причем, она практически не зависит от концентрации водородных ионов в интервале  $pH = 1-9$ . При больших величинах  $pH (>9)$  растворимость кремнезема резко возрастает, например при  $pH = 10,5$ , она достигает величины 600 мг/л, а при  $pH = 11,2$  - 6000 мг/л (Krauskopf, 1956, 1959). Увеличение температуры также благоприятствует растворению кремнезема. Эти температура и растворимость, как установлено экспериментально, связаны между собой линейной зависимостью. При температуре  $90^{\circ}C$  концентрация растворенного кремнезема составляет уже 380-420 мг/л (Krauskopf, 1956; Стретинская, 1970). Общая растворимость кремния в кислых растворах  $pH = 2-4$  повышается также в присутствии ионов фтора, хлора и особенно сульфатионов (Hiroshi, Atsuko, Masayuki, 1974). Это весьма ценно тем, что названные ионы, порознь или чаще всего совместно, неизменно присутствуют в вулканических эманациях (Набоко, 1959; Ритман, 1964; Уайт, Уоринг, 1965; Башарина, 1966; Мархинин, 1967; Ткаченко, Зотов, 1970; Naughton, Lewis, Hammond, Nishimoto, 1974; и др.). Обогащение воды магнием и кальцием, напротив, понижает предел насыщения ее кремнеземом (Казанский и др., 1968).

В приведенных экспериментальных данных заслуживает внимания резкое различие растворимости кристаллического и аморфного кремнезема. Природные растворы, содержащие около 45 мг/л кремне-

зема (например, такое количество растворенного кремнезема обнаружено К.К. Зеленовым (1964) в морской воде, омывающей фумарольное поле подводного вулкана Бану Вуху), являются недосыщенными по отношению к аморфному  $\text{SiO}_2$  и пересыщенными по отношению к кварцу. Таким образом, подобные растворы или воды вполне могут способствовать выпадению из раствора кристаллического кремнезема и обеспечить регенерационные каемки вокруг зерен кварца, отмечаемые часто в железоносных отложениях рассматриваемых районов. Подобные регенерационные каемки могли формироваться и непосредственно из поровых растворов на стадии диагенеза и раннего метаморфизма.

Следующим фактором, способствующим выпадению кремния в осадок из термальных растворов, служит снижение температуры, неизбежно сопутствующее вулканическим растворам в момент их высачивания на поверхность или морское дно. Понижение температуры даже на несколько десятков градусов может вызвать пересыщение растворов относительно аморфного кремнезема и, как следствие, — внезапную полимеризацию и коагуляцию его.

В условиях активного подводного вулканизма немаловажную роль в повышении количества растворенного кремнезема в морской воде играет взаимодействие этой воды с раскаленной лавой и горячими пирокластическими продуктами. Исследователи (Дэоценидзе, 1969; Зеленов, 1972; Гёленцян, 1974; и др.) придают большое значение этому источнику кремния. М.А. Петрова (1958) вообще считает, что главная масса кремнезема в вулканических областях при подводных извержениях поступает благодаря воздействию морской воды на горячие лавы и пирокластический материал, а фумарольно-сульфатные источники приносят лишь незначительную часть кремнезема. Многочисленные исследования в областях современного вулканизма свидетельствуют скорее о большей правомочности иного, прямо противоположного вывода, по сравнению с мнением М.А. Петровой, хотя безусловно при подводных извержениях вблизи фронта лавы отчетливо фиксируется повышение количества кремния, железа, марганца и некоторых других элементов. Наблюдениями подводного извержения вулкана Михаил Ломоносов (Северная Атлантика) установлено существенное обогащение воды кремнием. Во время извержения содержание кремнезема возросло в поверхностном слое океанической воды с обычных 25–50 мг/м<sup>3</sup> до 490–1011 мг/м<sup>3</sup>. Поток ювенильной воды из кратера был прослежен по высокому содержанию кремния на 200 км к восток-северо-востоку от центра извержения (Лавров, 1966). После недавнего извержения вулкана Хельгахофель на острове Хеймаэй (Исландия) также обнаружено увеличение концентраций кремния и марганца в морской воде, но за счет взаимодействия ее с раскаленной лавой (Olafsson, 1975). Изучение характера распространения повышенных содержаний элементов позволило этому автору констатировать, что влияние извержения на состав морской воды ограничено по площади и проявлено только в непосредственной близости от лавы.

Термодинамические расчеты (Michard Gil, 1975) показывают, что при взаимодействии морской воды с лавой основного состава (именно базальтоидный состав вулканитов имеет место в нашем случае) при температуре 200°C наряду с другими элементами высвобождается много марганца. По количеству переходящего в раствор элемента марганец на порядок выше закисного железа. Такие растворы, как утверждает автор, могут явиться источником высококонцентрированных образований марганца. Таким образом, сочетание марганца, принесенного вулканическими гидротермами и высвобожденного морской водой из горячей лавы, позволяет ожидать появления в рудных осадках ощутимого количества этого элемента. Однако в изученных нами рудах устанавливаются обычно невысокие концентрации марганца. Сопоставимые содержания его определяются в вулканогенно-осадочных железных рудах Горного Алтая (Калугин и др., 1967), Тургая (Дымкин, Шербак, 1973), Горной Шории (Синяков, 1975).

Малое количество марганца в рудах вулканогенно-осадочного типа мы склонны объяснять различными геохимическими свойствами этого элемента и свойствами железа в гипергенных условиях. Эта проблема хорошо изучена экспериментально и теоретически (Savage, 1936; Krauskopf, 1957; Листова, 1961; Страхов, 1963, 1971), она проверена на природных геологических объектах (Калугина, Мариич, 1964; Формозова, 1968; Калугин, 1970; и др.) и подкреплена наблюдениями в районах современного формирования железозных осадков в связи с подводной вулканической деятельностью (Пушкина, 1967; Бутузова, 1967, 1969; Bonatti et al., 1972).

Трехвалентное железо, как видно на приведенной диаграмме (рис. 46), присутствует в виде ионов только в очень кислых растворах ( $pH < 2$ ) при сравнительно высоком значении окислительно-восстановительного потенциала ( $E_h > +0,8$ ). С увеличением  $pH$  и падением  $E_h$  растворимость железа резко сокращается, а в слабо щелочных условиях ( $pH \approx 8,30$ ), характеризующих морскую среду, оно практически полностью осаждается в виде труднорастворимой гидроокиси. В этих условиях марганец еще остается в растворенном состоянии. Для осаждения двуокиси марганца из водного раствора требуется щелочная среда ( $pH > 8,5$ ) с высоким окислительным потенциалом ( $E_h \approx +0,3$ ). Этим и объясняется отсутствие марганца в осадках, отлагающихся при высачивании кислых гидротерм, т. е. там, где осаждается значительное количество железа, марганец выносятся за пределы фумарольно-сульфатарных полей и часто рассеивается среди морских отложений.

Свежевыпавшие коллоидные кремнисто-железистые осадки характеризуются большой сорбционной способностью, определившей осаждение многих микроэлементов, поступавших с вулканическими эксгалляциями или присутствовавших ранее в морской воде. Последние минеральные превращения таких осадков зависели от  $pH$ ,  $E_h$  среды и концентрации в ней серы, углекислого газа, магния,

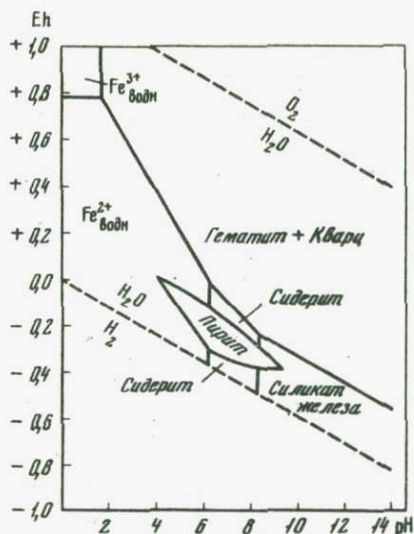


Рис. 46. Поля устойчивости окислов, карбонатов, сульфидов и силикатов железа при  $25^{\circ}C$  и 1 бар общего давления в присутствии воды. По Р.М. Гаррелсу и Г.Л. Крайсту (1968)

кальция, кремнезема и других компонентов. Термодинамические расчеты (Гаррелс, Крайст, 1968; Сташук, 1968; Мельник, 1973) показывают, что в системе из гидроксидов и силикатов железа, характеризующейся невысокой концентрацией растворенных серы и углекислого газа и высокой концентрацией кремнезема, превышающей насыщение раствора

в отношении аморфного кремнезема, образуются гематит, кварц и силикаты железа (см. рис. 46). По-видимому, эта минеральная ассоциация была наиболее распространенной в первичных рудах. Карбонаты железа формируются в резко восстановительных условиях при очень высокой активности растворенной углекислоты и низкой активности восстановительной среды (Гаррелс, Крайст, 1968). Совместно с карбонатами железа, как показывают теоретические расчеты, образуется магнетит при концентрации кремнезема, не превышающей насыщение раствора в отношении аморфного кремнезема. В этих условиях поле устойчивости силикатов железа резко сокращается и они замещаются магнетитом. Подобная обстановка при формировании исходных руд, судя по незначительному распространению в них карбонатов, возникла эпизодически и не играла решающей роли при становлении минеральных ассоциаций рассматриваемых руд. Сульфидные руды, обнаруженные пока в Горной Шории и Кузнецком Алатау, образовались близко, одновременно с другими типами руд. Многочисленные исследования вулканогенно-осадочных колчеданных месторождений различного возраста (Смирнов, 1960–1974; Ватанабе, 1973; Кадзивара, 1973<sup>1,2</sup>; Канехира, Тацума, 1963; Жабин, Шарфман, Самсонова, 1974; Anderson, 1969; Sillitoe, 1973; Strauss, Madel, 1974; и др.), наблюдения в районах современного формирования сульфидных осадков (Бишофф, 1974; Ferguson et al., 1974), а также экспериментальные данные и теоретические расчеты (Vemer, 1964; Королев, Козеренко, 1965; Гаррелс, Крайст, 1968; и др.) показали, что сульфиды железа и других металлов концентрируются в субмаринной обстановке в восстановительной среде при широком диапазоне температур, концентрации водородных ионов и окислительно-восстановительного потенциала. В морской воде устойчивая восстановительная среда созда-

ется обычно при интенсивном разложении органического вещества в участках затрудненной циркуляции и аэрации вод, при бактериальном генерировании сероводорода или при высачивании вулканических эксгальций, богатых сероводородом. В таких условиях железо выпадает из растворов в твердую фазу в виде сульфидных илов, формирующих впоследствии при соответствующей обстановке рудные линзы.

Образование сульфидной фации железных руд рассматриваемой территории связывается нами с проявлением, главным образом сероводородных источников, высачивавшихся в пределах фумарольно-сульфатарных полей древних вулканов. Вблизи выхода таких источников сульфиды железа формировались непосредственно из морской воды, насыщенной растворенным железом, в виде моно- или дисульфидов железа. Образование конкретных минеральных видов, как установлено экспериментально (Ветер, 1964; Королев, Козаренко, 1965), контролируется рН, Eh среды и концентрацией в ней серы и железа. Просачивание сероводородных струй сквозь ранее сформированные кремнисто-гидроокисные или кварц-гематитовые осадки сопровождалось восстановлением первичных окислов железа с образованием магнетита и пирита. Незакономерное и кратковременное действие сероводородных источников на площади формирования окисной фации железных руд объясняет появление здесь сульфидов в виде вкраплений, агрегатных скоплений, шпир и т.п. образований разной формы и размеров, располагающихся иногда несогласно по отношению к текстурам наиболее распространенных руд и обнаруживающих, таким образом, эпигенетические признаки. Последовательное чередование окислов и сульфидов железа, наблюдаемое в ряде участков Кузнецкого Алатау, обусловлено, по-видимому, формированием первичных рудных осадков на границе двух окислительной и восстановительной геохимических сред.

Отложение железоносных осадков охватывало длительный период эволюции древнего вулкана (или вулканов) и происходило на фоне последовательно и закономерно меняющихся стадий вулканической деятельности. Об этом, в частности, свидетельствует перемежаемость в разрезе мушкетовитовых руд то с туфами псаммито-псефитовой размерности, то с эффузивами дацитового, андезитового, андезито-базальтового или даже базальтового состава. В этих условиях физико-химическая обстановка формирования руд неоднократно прерывалась эксплозиями и спокойными излияниями лав и сопровождалась тектоническими событиями, сейсмическими сотрясениями, смещениями рудоносных источников и изменениями их состава, оползнями, волнениями моря, течениями и т.п. явлениями, приводившими к разрушению, переотложению, многократному взмучиванию и перераспределению рудного вещества, а порою и к быстрому захоронению рудных илов. Эти процессы определили сложную стратиграфическую последовательность железоносных отложений и привели к комплексному формированию близко одновременных различных литофаций железистых осадков. Они также способствовали образованию

в рудах ритмичной последовательности рудных и силикатных прослоев и определили другие основные черты их сложения. В рудах, и в первую очередь Горного Алтая, несмотря на последующие эпигенетические и метаморфические их преобразования, сохранились градационная слоистость, косая слоистость, промоины, микроразрывы и микросмещения слоев и другие признаки, свидетельствующие о динамике среды их формирования.

Вулканогенно-осадочные руды во многих месторождениях сохранились фрагментарно среди скарновых образований. Метасоматический процесс, обусловивший перекристаллизацию руд и вмещающих пород, явно более поздний. Он сопряжен с региональным метаморфизмом и формированием магматических комплексов, в контактовом ореоле которых размещены магнетитовые месторождения.

Процессы контактового метаморфизма и метасоматоза, формирование скарновых и гидросиликатных магнетитовых месторождений описаны во многих капитальных работах и, сообразуясь с поставленными задачами, нет необходимости на этом останавливаться.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Рассмотренные вулканогенно-осадочные (стратиформные) железорудные месторождения размещены в разных рудных провинциях, неодинаковы по возрасту и существенно различаются структурно-геологической позицией. Ряд месторождений обнаруживает определенную приуроченность к вулканическим очагам, локализуясь на различных расстояниях от центров вулканических построек. Кольцевые вулкано-тектонические структуры характерны для Восточно-Саянской, Горно-Шорской и возможно, Тургайской железорудных провинций.

Месторождения, несмотря на имеющиеся различия, обнаруживают ряд общих признаков, свидетельствующих о сходных условиях их формирования. Рудные тела таких месторождений характеризуются большой протяженностью и выдержанной мощностью, они согласно залегают с вмещающими толщами и претерпели одинаковую с ними степень метаморфизма.

2. Месторождения залегают среди вулканогенных толщ андезито-базальтовой, дацито-базальтовой и липарито-кератофировой формаций. Доминирующую роль в составе вулканитов играли пирокластические образования — туфы и продукты их перемыва — туфопесчаники и туффиты. Частое переслаивание руд и вулканогенных образований свидетельствует о синхронности накопления железистого вещества и вулканической деятельности.

3. Железные руды, как и вмещающие породы, несут признаки образования их в неглубоководном бассейне в непосредственной близости от очагов вулканической деятельности или в некотором от них удалении. Руды сохраняют ритмично-слоистое строение, элементы градационной и косо́й слоистости в тонкообломочных разностях, изредка чередуются с маломощными прослоями карбонатных пород и в ряде случаев обнаруживают промоины в отложениях алевроитопсаммитовой составляющей. Основное рудонакопление проходило в периоды затишья эксплозивной деятельности вулканов, когда наиболее активными были фумарольно-сульфатарные процессы.

4. Месторождения носят отчетливо полигенный характер формирования. В них пространственно совмещены два типа руд, соответствующие двум этапам оруденения: 1) вулканогенно-осадочный, проявившийся в доорогенное время в геосинклинальных условиях

синхронно накоплению вулканогенно-осадочных толщ, и 2) метасоматический – послеорогенный, связанный с деятельностью минерализующих растворов и обусловивший образование скарнов, метаморфогенно-метасоматических руд. Для второго этапа оруденения характерны высокие температуры образования метасоматитов и руд, метасоматическая зональность, значительные ореолы околорудных изменений и стадийность минерализации.

5. Вулканогенно-осадочные руды по содержанию железа относятся к типу средних и бедных, но в местах наложения на них метасоматических процессов они претерпевают естественное обогащение. Поиск таких руд определяется развитием и распространенностью характерных вулканических литофаций, связанных в свою очередь с вулканогенно-тектоническими структурами.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алабин Л.В. Нижнекембрийский габбро-плагиогранитный комплекс на севере Кузнецкого Алатау. — Геол. и геофиз., № 4, 1966.
- Алабин Л.В. Геология и условия образования Центральнинского и Кундатского массивов мартайгинского гранитоидного комплекса, Кузнецкий Алатау. — В кн.: Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области, 1968. (Тр. СНИИГИМС; Вып. 70).
- Багин В.И., Багина О.А., Богданов Ю.А. и др. Железо в рудоносных осадках депрессии Бауэр и Восточно-Тихоокеанского поднятия. — Геохимия, 1975, № 3, с. 431-452.
- Башарина Л.А. Эксгальция базальтовых и андезитовых лав камчатских вулканов. — В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966.
- Бекмухаметов А.Е. Закономерности размещения и систематизация магнетитовых месторождений Тургайского прогиба и Мугоджар. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 9, с. 77-97.
- Белевцев Я.Н., Мельник Ю.П. Аккумуляционно-биогеохимическая модель образования докембрийских железорудных формаций. — В кн.: Минеральные месторождения. М.: Наука, 1976, с. 67-79.
- Белюсов А.Ф., Кочкин Ю.П., Поляков З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. М.: Недра, 1969. 284 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 22).
- Белюсов А.Ф., Налетов Б.Ф., Полякова З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1974, вып. 118. 211 с.
- Бетехтин А.Г. Минералогия. М.: Госгеолиздат, 1950.
- Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Щадлун Л.Н. Текстуры и структуры руд. М.: Госгеолтехиздат, 1958.
- Бишофф Дж. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм и генезис). — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение (Науки о Земле, т. 56). М.: Мир, 1974, с. 157-193.
- Ботвинкина Л.Н. Принципы изучения слоистости в целях использования ее для фациального анализа. — В кн.: Физические и химические процессы и фации. М.: Наука, 1968, с. 122-126.
- Бутузова Г.Ю. Современный железорудный процесс в районе вулкана Санторин. — В кн.: Труды 7-го Всесоюзного литологического совещания. М.: Недра, 1967.
- Бутузова Г.Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. — Тр. ГИН АН СССР, 1969, вып. 194. 114 с.
- Васильев А.А. Железные руды Западной Сибири. — В кн.: Полезные ископаемые Западно-Сибирского края. Новосибирск, 1934, т. 1.
- Ватанабе Т. Вулканизм и рудообразование. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973, с. 9-16.
- Вахрушев В.А. Минералогия и генезис железных руд Белорецкого месторождения на Алтае. Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1960. 96 с.

- Вахрушев В.А. Элементы-примеси в магнетите железорудных месторождений Алтае-Саянской области. - В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, 1963.
- Вахрушев В.А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1965.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 248 с.
- Волохов И.М. Опыт количественно-минералогической классификации базитов и гипербазитов известково-щелочных габброидных ассоциаций. - Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 3, с. 688-689.
- Волохов И.М. К количественно-минералогической классификации основных и ультраосновных пород известково-щелочных габброидных ассоциаций. - В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1971, с. 103-122.
- Волохов И.М., Иванов В.М., Пругов В.П. Габбро-пироксенит-дунитовая интрузивная ассоциация Кузнецкого Алатау. - Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 4.
- Волохов И.М., Иванов В.М., Пругов В.П. Усинский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Кузнецкого Алатау. - В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969, с. 216-234.
- Волохов И.М., Довгаль В.Н., Кривенко А.П. и др. Габброидные формации Алтае-Саянской складчатой области. - В кн.: Магматические формации: Тр. III Всесоюз. петрограф. совещ. М.: Наука, 1964, с. 134-145.
- Волынский И.С. Определение рудных минералов под микроскопом. М.: Госгеолтехиздат, 1949. Т. 3. 339 с.
- Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.
- Гершойг Ю.Г. Признаки и особенности слоистости железистых роговиков и джеспилитов Кривого Рога. - В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев: Наук. думка, 1969, с. 207-216.
- Гершойг Ю.Г., Деметьева М.П. Микротвердость минералов железистых пород Криворожья. - Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1960, № 14.
- Геледян Г.Г. Вулканогенно-осадочный литогенез рифейских отложений Игарско-Туруханского района. Новосибирск: Наука, 1974. 168 с.
- Гореванов Е.И. О месторождениях железа в Усинском районе Кузнецкого Алатау. - Вестн. ЭСГРТ, 1933, № 1.
- Гореванов Е.И. Древняя золотоносная интрузия Кузнецкого Алатау. - Вестн. ЭСГРТ, 1934, № 1.
- Григорьев В.М. Роль германия в выяснении генезиса железистых кварцитов. - В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев: Наук. думка, 1969, с. 289-292.
- Гросс Г. Геолого-экономическая оценка железорудных месторождений (на материалах Канады). М.: Мир, 1969.
- Гурьянова В.Н. Некоторые особенности строения и состава ультраосновных массивов Кузнецкого Алатау и Горной Шории. - Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 21.
- Гурьянова В.Н. Петрология ультраосновных и пироксенито-габбровых интрузий Кузнецкого Алатау и Горной Шории: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1962. 22 с.
- Гусельников В.Н. О вулканогенном происхождении кварцитов КМА. - В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев: Наук. думка, 1969, с. 72-89.

- Дербиков И.В. Новый Казский тип железорудных месторождений Горной Шории. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1939, № 5, с. 44–57.
- Дербиков И.В., Руткевич И.С. Железорудные месторождения Горной Шории в свете вулканогенно-осадочной теории рудообразования. — Тр. СНИИГТИМС, 1971, вып. 125, 91 с.
- Дзоденидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Наука, 1969.
- Дир У.А., Хаун Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965, Т. 1–5.
- Дистанова А.Н. О Мартайгинском интрузивном комплексе. — В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1963, с. 134–144.
- Дистанова А.Н. Мартайгинский гранитоидный комплекс. — В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1965, с. 122–159.
- Дистанова А.Н. О раннепалеозойском гранитоидном магматизме северной и центральной частей Кузнецкого Алатау. — Тр. СНИИГТИМС, 1968, вып. 70, с. 70–74.
- Додин А.Л. Геология и полезные ископаемые Кузнецкого Алатау. М.: Углетехиздат, 1948.
- Додин А.Л. Интрузивные комплексы Кузнецкого Алатау и Горной Шории. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 4.
- Додин А.Л. Магматизм Кузнецкого Алатау и Горной Шории. — В кн.: Геологическое строение СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1958, т. 2.
- Додин А.Л. Восточный Саян и Кузнецкий Алатау. — В кн.: Геологическое строение СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1958<sub>1</sub>, т. 2.
- Додин А.Л. Схема стратиграфии докембрийских отложений Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Тувы. — В кн.: Тр. Межд. совещ. по разработке унифицирован. стратиграф. схем Сибири. Секция стратиграфии докембрия, 1958<sub>2</sub>.
- Додин А.Л. Геологическое строение и основные черты металлогении железа Горной Шории и Кузнецкого Алатау. — В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. М.: Изд-во АН СССР, 1959, т. 1, кн. 2.
- Дымкин А.М. Контактво-метасоматические месторождения железа южной части главной рудной полосы Тургая. Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1962.
- Дымкин А.М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. Новосибирск: Наука, 1966, 168 с.
- Дымкин А.М. Вулкано-плутонический магматизм и эндогенное железоруднение. — В кн.: Вулкано-плутонический магматизм и железоруднение. Новосибирск: Наука, 1970, с. 5–30.
- Дымкин А.М., Васильева А.И. Некоторые особенности распределения элементов-примесей в главных рудных минералах Алёшкинского магнетитового месторождения (Тургайский прогиб). — Геол. и геофиз., 1961, № 8.
- Дымкин А.М., Мазуров М.П. Элементы-примеси в магнетитах контактово-метасоматических железорудных месторождений. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1974, вып. 55, с. 147–156.
- Дымкин А.М., Пругов В.П. Формация вулканогенно-осадочных железных руд в центральной части Кузнецкого Алатау. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1976, вып. 376, с. 125–138.
- Дымкин А.М., Чувакин В.С. Особенности проявления габбро-диорит-диабазовой формации в Терсинском железорудном районе. — Геол. и геофиз., 1972, № 6, с. 27–34.

- Дымкин А.М., Шарапов В.Н. Некоторые закономерности распределения элементов-примесей в магнетитах метасоматических железорудных месторождений. — В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М.: Наука, 1967, с. 184–190.
- Дымкин А.М., Щербак В.М. Особенности формирования метасоматических и вулканогенно-осадочных руд Тургай. Новосибирск: Наука, 1973. 188 с.
- Дымкин А.М., Мазуров М.П., Николаев С.М. Петрология и особенности формирования магнетитовых месторождений Ирбинского рудного поля (Восточный Саян). — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1975, вып. 268. 186 с.
- Дымкин А.М., Могилева М.П., Тетерев Г.М. К вопросу о генезисе скаполита в магнетитовых месторождениях Тургай. — В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М.: Наука, 1967.
- Дымкин А.М., Пономарев В.Г., Пругов В.П. Главнейшие рудные формации Терсинского района (осевая часть Кузнецкого Алатау). — Геол. и геофиз., 1974, № 1, с. 115–118.
- Дымкин А.М., Пономарев В.Г., Пругов В.П. Опыт систематики железорудных месторождений на формационной основе (на примерах Терсинского рудного района. — В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруднения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1974, ч. 1, с. 171–193.
- Дымкин А.М., Шадрин В.А., Щербак В.М. Вулканогенно-осадочный тип железоруднения в Тургайском прогибе. — Геол. и геофиз., 1973, № 10, с. 37–48.
- Дымкин А.М., Павлов А.Л., Калугин И.А., Долгушин С.С. К вопросу о ликвации рудно-силикатного вещества и возможном механизме разделения компонентов в расплаве. — В кн.: Проблемы генезиса железорудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1978.
- Дымкин А.М., Пономарев В.Г., Пругов В.П., Ткаченко А.А. О генетической природе гранитоидов Ларвенковского массива. — Геол. и геофиз., 1973, № 2, с. 45–55.
- Есин О.А., Гельд В.П. Физическая химия пирометаллургических процессов. М.: Металлургия, 1966. 690 с.
- Жабин А.Д., Шарфман В.С., Самсонова Н.С. Реконструкция обстановки девонского вулканогенно-осадочного сульфидоотложения. — Геол. рудн. месторожд., 1974, т. 16, № 2, с. 60–75.
- Жариков В.А. Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 220–302.
- Зеленов К.К. О выносе растворенного железа в Охотское море гидротермами вулкана Эбеко (о. Парамушир). — Докл. АН СССР, 1958, т. 120, № 5.
- Зеленов К.К. Подводные и наземные гидротермальные процессы и их роль в осадочном рудообразовании. — Тр. Лаб. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Зеленов К.К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород. — Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
- Зеленов К.К. Железо и марганец в эксгальциях подводного вулкана Бану Вуху (Индонезия). — Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 6, с. 1317–1320.
- Зеленов К.К. Некоторые особенности подводного вулканизма на примере вулкана Бану Вуху (Индонезия). — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М.: Наука, 1965.

- Зеленов К.К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972. 216 с.
- Иванкин Г.А., Кузнецов Ю.А. Магматизм и метаморфизм Кузнецкого Алатау. — В кн.: Геология СССР, М.: Госгеолтехиздат, 1961, т. XV, ч. 1. Красноярский край.
- Иванова Т.Н. История геологического развития и магматизм Кузнецкого Алатау в палеозое. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
- Игуменов С.А., Буслаев Ф.П., Ярош П.Я. Генезис фрамбоидального пирита в рудах некоторых Уральских колчеданных месторождений. — В кн.: Ежегодник — 1973. Свердловск, 1974, с. 181–182.
- Илларионов А.А. Петрография и минералогия железистых кварцитов Михайловского месторождения Курской магнитной аномалии. М.: Наука, 1965.
- Ильенок С.С. Древнейший габбро-диоритовый комплекс восточной части Кузнецкого Алатау. — В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1965.
- Исаенко М.П., Федорова А.Б. Анизотропия микротвердости и отражение некоторых окислов и гидроксидов железа и марганца. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1976, № 3, с. 60–66.
- Кадзивара И. Признаки сингенетического происхождения руд Куроко на руднике Саканаи. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973<sub>1</sub>, с. 163–168.
- Кадзивара И. Некоторые ограничения условий формирования руд Куроко. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973<sub>2</sub>, с. 173–182.
- Казанский Ю.П., Казаринов В.П., Резанова Н.М. Результаты экспериментов с насыщенными растворами кремнезема и их геологическое значение. — В кн.: Физические и химические процессы и фации. М.: Наука, 1968.
- Калугин А.С. Обзор месторождений, рудопроявлений и перспектив Алтая по железным рудам. — В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. М.: Изд-во АН СССР, 1959, т. 1, кн. 2.
- Калугин А.С. Вулканогенно-осадочный тип железорудных месторождений в складчатых зонах юга Сибири. — В кн.: Проблемы генезиса руд: Тр. XXII сессии МГК. М.: Недра, 1964, с. 154–167.
- Калугин А.С. Вулканогенно-осадочные железные руды в девонских отложениях Алтая. — В кн.: Материалы по геологии, геофизике и полезным ископаемым Сибири, 1965.
- Калугин А.С. Сравнительная характеристика железорудных месторождений Алтая и Швеции. — Геол. и геофиз., 1968, № 8, с. 56–66.
- Калугин А.С. Формация полосчатых вулканогенно-осадочных железных руд в девонских отложениях Алтая. — В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев: Наук. думка, 1969.
- Калугин А.С. Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая. — Тр. СНИИГГИМС, 1970, вып. 72. 176 с.
- Калугин А.С., Калугина Т.С. О роли вулканизма в породообразовании и металлогении девонских отложений Алтая. — В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Совещание по стратиграфии девона Сибири, Новосибирск, 1968, с. 137–140.
- Калугин А.С., Пономарев В.Г., Кассандров Э.Г. и др. Вулканогенно-осадочные и метаморфизованные железорудные месторождения Алтая. — Тр. СНИИГГИМС, 1967, вып. 44, с. 47–69.
- Калугин И.А. Метаморфизм и метасоматоз железных руд Холзунского месторождения на Алтае. Новосибирск: Наука, 1976. 102 с.

- Калугина Т.С., Калугин А.С. К методике количественных исследований вулканогенных формаций. — В кн.: Вулканические и вулканоплу-  
тонические формации. М.: Наука, 1966, т. 2.
- Калугина Т.С., Мариич В.Д. Марганцевое оруденение в железонос-  
ном горизонте девонских вулканогенных отложений Западного Алтая. —  
Тр. СНИИГИМС, 1964, вып. 35.
- Камаев Г.С. О некоторых особенностях амфиболов Лавреновского место-  
рождения (Кузнецкий Алатау). — Тр. Томск. ун-та, 1966, т. 186.
- Камаев Г.С. О роли и особенностях проявления натрового метасоматоза  
на Лавреновском железорудном месторождении. — В кн.: Материалы  
по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири  
и Красноярского края. Томск, 1967<sub>1</sub>.
- Камаев Г.С. Минералогия и генезис Лавреновского железорудного  
месторождения: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск,  
1967<sub>2</sub>. 24 с.
- Камаев Г.С., Сергеев В.Н. Магнетитовые руды Лавреновского мес-  
торождения. — Тр. Томск ун-та, 1966, т. 186.
- Канехира К., Тацуми Т. Обзор пластовых медноколчеданных место-  
рождений Японии. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир,  
1973, с. 53-72.
- Кассандров Э.Г. Апатит-магнетитовые руды Холзунского железорудного  
месторождения на Алтае. — Тр. ВСЕГЕИ, 1966, т. 146, вып. 45,  
с. 133-136.
- Кассандров Э.Г. О метаморфизованных высокофосфористых рудах и поро-  
дах Холзунского месторождения на Алтае. — Тр. СНИИГИМС, 1968,  
вып. 69, с. 102-112.
- Кассандров Э.Г. Состав, взаимоотношения и условия образования апатит-  
магнетитовых и гематитовых руд Холзунского месторождения на Алтае:  
Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1972. 27 с.
- Каукин Б.В. О происхождении железистых кварцитов. — В кн.: Проблемы  
образования железистых пород докембрия. Киев: Наук. думка, 1969,  
с. 47-55.
- Кизильштейн Л.Я., Минаева Л.Г. Происхождение фрамбоидальных форм  
пирита. — Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 5, с. 1187-1189.
- Кирилловский Ф.В., Мухин А.С., Кузнецова В.Г. Терсинская группа  
магнетитовых месторождений. — В кн.: Новые данные по геологии и  
полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1966, вып. 1.
- Клярковский В.М. Геохронология горных областей юго-западной части  
обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1972. 260 с.
- Кобзарь П.Н., Комиссаров Б.И., Милецкий Б.Е. и др. Закономер-  
ности размещения и образования магнетитовых и хромитовых месторож-  
дений Мугоджар и Тургайского прогиба. Алма-Ата: КазИМС, 1968.  
178 с.
- Корель В.Г. Кондомская кольцевая вулканогенно-тектоническая структу-  
ра. — В кн.: Магматизм, петрология, геохимия и металлогения Алтае-  
Саянской складчатой области. Новосибирск, 1976, с. 67-74.
- Корель В.Г., Перфильева Н.В. Кольцевая вулкано-тектоническая струк-  
тура Ирбинского железорудного района (Восточный Саян). — В кн.: Маг-  
матизм, литология и вопросы рудоносности Сибири. Новосибирск,  
1974, с. 98-105.
- Корель В.Г., Перфильева Н.В. Таятское магнетитовое месторождение —  
пример локализации оруденения в кальдере (Восточный Саян). —  
В кн.: Магматизм, петрология, геохимия и металлогения Алтае-Саян-  
ской складчатой области. Новосибирск, 1976, с. 75-80.

- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 332-453.
- Королев Д.Ф., Козеренко С.В. Экспериментальное изучение условий образования сульфидов железа из растворов. - Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 6, с. 1402-1404.
- Костюк Е.А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. - Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1970, вып. 90.
- Кузнецов В.А. Геологическое строение и полезные ископаемые Тайнон-Терсинского района западного склона Кузнецкого Алатау. - В кн.: Материалы по геологии Западной Сибири, 1940, № 10 (52).
- Кузнецов В.А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. - В кн.: Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск, 1963, с. 5-68.
- Кузнецов В.А. Общая сводка стратиграфии докембрия. - В кн.: Геологическое строение СССР. М.: Недра, 1967, т. 14, ч. 1.
- Кузнецов Ю.А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области. - Геол. и геофиз., 1960, № 1.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
- Кузнецов Ю.А. Магматизм и явления метаморфизма: Сводное описание. - В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1967, т. 14, ч. 1. с. 495-506.
- Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н., Сергеева Е.С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. - Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1971, вып. 115. 352 с.
- Курцерайте Ш.Д., Семенов В.Н., Андреев О.В. Закономерности размещения железорудных месторождений юга Красноярского края. - В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруднения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1974, с. 5-25.
- Кэмерон Ю.Н. Рудная микроскопия. М.: Мир, 1966.
- Лавров В.М. Подводный вулканизм Азорского горного узла в Северной Атлантике. - В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966.
- Лапин Б.Н. Девонский вулканизм и его роль в металлогении Горного Алтая. - В кн.: Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск, 1963, с. 69-152.
- Лебедева С.И. Определение микротвердости минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 123 с.
- Леснов Ф.П., Пругов В.П., Гелецкая Э.С. О химизме плагиоклазов и пироксенов из габброидов Рыбинского плутона. - В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, т. 10, с. 34-42.
- Листова Л.П. Физико-химические исследования условий образования окисных и карбонатных руд марганца. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Мазуров М.П. Формы накопления рудного вещества в Таятском железорудном месторождении. - В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с. 172-180.
- Макарова Э.И. О магнетитах из железистых кварцитов Приимандровского района. - В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1972, с. 131-134.
- Марков М.С. Джеспилитовые формации вулканогенно-кремнистого ряда в Карсакпайском синклинии. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1959, т. 2.

- Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1967. 255 с.
- Мейсон Б. Основы геохимии. М.: Недра, 1971. 312 с.
- Мельник Ю.П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев: Наук. думка, 1973. 288 с.
- Минералы: Справочник. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1.
- Монич В.К. Верхне-Терсинские железорудные месторождения. - Вестн. ЗСГРТ, 1933, вып. 1.
- Монич В.К. Докембрийский офиолитовый пояс Кузнецкого Алатау. - Докл. АН СССР, 1941, т. XXX, № 2.
- Мусатов Д.И. Интрузивный магматизм восточного склона Кузнецкого Алатау. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, 1961, с. 117-138.
- Мухин А.С., Вахрушев В.А. Канымская и Усинская группа железорудных месторождений. - В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. М.: Изд-во АН СССР, 1959, т. 1, кн. 2, с. 414-423.
- Мухин А.С., Кирилловский Ф.В., Бастаногов Ю.Н. Терсинская группа. - В кн.: Главнейшие железорудные месторождения Сибири. - Тр. СНИИГИМС, вып. 96, 1970, с. 137-140.
- Набоко С.И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. - Тр. Лаб. вулканол. АН СССР, 1959, вып. 16.
- Никитин Д.В. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Кузнецкого Алатау. - Тр. ЦНИГРИ, 1940, вып. 124.
- Никонов А.И. Элементы примеси в железистых кварцитах Белозерского района и их генетическое значение. - В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев: Наук. думка, 1969, с. 297-298.
- Парк Ч.Ф., Мак-Дормид Р.А. Рудные месторождения. М.: Мир, 1966. 546 с.
- Петрова Л.В. Магнетит Коршуновского месторождения и его кремнисто-кальциевая разновидность: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1975. 24 с.
- Петрова М.А. Об источниках свободного кремнезема в вулканических областях. - Тр. МГРИ, 1958, т. 32.
- Половинкина Ю.И. Основные и ультраосновные породы Карсакая в связи с генезисом железистых кварцитов. М.: Госгеолиздат, 1952.
- Поляков Г.В. Палеозойский магматизм и железооруднение юга Средней Сибири. М.: Наука, 1972. 312 с.
- Пономарев В.Г. Минералого-геохимическая характеристика и условия образования девонских вулканогенных железных руд Алтая: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1969. 27 с.
- Поспелов А.Г. Кузнецкий Алатау и Горная Шория. - В кн.: Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Полутом "Азиатская часть СССР". М., 1963.
- Поспелов Г.Л., Лапин С.С. Главные типы текстур руд и скарнов контакто-метасоматических железорудных месторождений. - В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. М.: Изд-во АН СССР, 1958, т. I кн. I с. 148-173.
- Пругов В.П. Рыбинский габбро-норитовый интрузив (центральная часть Кузнецкого Алатау). - В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1977.
- Пушкина З.В. Железо, марганец, кремний, фосфор, бор, алюминий в морской воде вулкана Санторин (Эгейское море). - Литол. и полезн. ископ., 1967, № 2, с. 87-96.

- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: ИЛ, 1962, 1132 с.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964.
- Свитальский Н.И. Железородные месторождения Кривого Рога: Междунар. геол. конгр. XVII сессия. М., 1937.
- Сейрайян В.Б., Павлов Е.Г. О генезисе глобулитов пирита. — Докл. АН АрмССР, т. 58, № 2, с. 105-110.
- Селиверстова М.И. О возможности вулканогенно-осадочного происхождения магнетитовых месторождений Комдомского района Горной Шории. — В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железуруднения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск ИГиГ СО АН СССР, 1974, ч. 2, с. 76-84.
- Семенов Н.П. Состояние и задачи изучения геологической истории, генезиса руд и пород, а также структуры месторождений Криворожского бассейна. — В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железурудного бассейна. Киев: Изд-во АН УССР, 1955, с. 5-33.
- Семенов Н.П. Железисто-кремнистые формации, их состав и положение в средней части Украинского кристаллического массива. — В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1959<sub>1</sub>, с. 5-47.
- Семенов Н.П. Закономерности формирования осадочно-вулканогенных железисто-кремнистых формаций (осадочно-вулканогенная джеспилитовая формация). — В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев: Изд-во АН УССР, 1959<sub>2</sub>, с. 641-666.
- Семенов Н.П., Бойко В.Л., Бордюнов И.Н. и др. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1967, 380 с.
- Сидкава М. Месторождения лимонита вулканического происхождения в Японии. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973, с. 242-246.
- Синяков В.И. О зависимости микротвердости магнетита от условий его образования. — Геол. и геофиз., 1965, № 2, с. 32-40.
- Синяков В.И. Микротвердость магнетита из месторождений различного генезиса. — Докл. АН СССР, 1966, т. 169, № 4.
- Синяков В.И. Формационные типы железурудных месторождений Тельбеского рудного пояса (Горная Шория). — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1975, вып. 270, 194 с.
- Скобелев Ю.Д. Кузнецкий Алатау и Горная Шория. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1967, т. 14, с. 509-520.
- Скрипченко Н.С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М.: Недра, 1972, 216 с.
- Скрипченко Н.С., Лыткин В.А. Структура и генезис "оруденных бактерий". — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 5, с. 1137-1140.
- Смирнов В.И. Конвергентность колчеданных месторождений. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1960, № 2, с. 19-26.
- Смирнов В.И. Сульфидное рудообразование в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах. — В кн.: Рудоносные вулканогенно-осадочные формации геосинклиналей. М.: Недра, 1965.
- Смирнов В.И. Колчеданные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968.
- Смирнов В.И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. — Геол. рудн. месторожд., 1970, № 6.
- Смирнов В.И. Соотношение сингенетических и эпигенетических процессов при формировании стратиформных месторождений цветных метал-

- лов. - В кн.: Минеральные месторождения. МГК, XXIV сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 4. М.: Наука, 1972, с. 7-20.
- Смирнов В.И. Об особенностях формирования некоторых колчеданных месторождений по данным декрипитации и вариациям изотопов серы содержащих их сульфидов. - Тр. Ин-та геол. и геохим. Урал. науч. центра АН СССР, 1973, вып. 102, с. 3-10.
- Смирнов В.И. Вулканы и руды. - Вестн. АН СССР, 1974, № 3, с. 21-27.
- Соболев В.С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. - Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1950, № 4.
- Станкевич Е.К. Кузнецкий Алатау. - В кн.: Геологическое строение СССР. М.: Недра, 1968, т. 3, с. 227-236.
- Старостин В.И., Кудрявцева Г.П. Магнетитовые лавы древнечетвертичного вулкана Лако (Северное Чили). - Геол. рудн. месторожд., 1973, № 3, с. 102-111.
- Сташук М.Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра, 1968. 209 с.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
- Страхов Н.М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука, 1971.
- Стретинская Н.Г. О состоянии кремния в водных растворах. - В кн.: Экспериментальные исследования процессов минералообразования. М.: Наука, 1970, с. 31-40.
- Студеникин В.П. Геологическое положение Терсинского железорудного района. - В кн.: Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая. Новокузнецк, 1969.
- Студеникин В.П. Геолого-структурные особенности Верхнетерсинского железорудного района. - Изв. Кузнец. отд. геогр. о-ва СССР, 1972, вып. 1.
- Тараймович М.П., Орлов В.П. Закономерности локализации железорудных месторождений Горной Шории. - В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруднения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск.: ИГиГ СО АН СССР, 1974, ч. 2, с. 84-97.
- Тарханов А.В. Проблема образования джеспилитов. - В кн.: Тезисы докладов совещания по проблеме образования железистых роговиков и джеспилитов докембрия. Киев: Наук. думка, 1966.
- Тарханов А.В. К вопросу о происхождении железистых кварцитов. - В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев: Наук. думка, 1969, с. 39-40.
- Ткаченко Р.И., Зотов А.В. Ультракислые термы вулканического происхождения как рудоносные растворы. - В кн.: Современные минералообразующие растворы. Петропавловск-Камчатский, 1970, с. 9-10.
- Точилин М.С. Происхождение железистых кварцитов. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
- Трёгер В.Е. Оптическое определение породообразующих минералов. М.: Недра, 1968. 200 с.
- Тюлюко Б.М. Развитие метасоматического процесса в некоторых месторождениях железа Кузнецкого Алатау. - Тр. Томск. ун-та. Сер. геол., 1954, т. 132.

- Тюлюпо Б.М. Минералогия и вопросы генезиса магнетитовых месторождений осевой зоны Кузнецкого Алатау: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 1969. 68 с.
- Тяпкин К.Ф., Фоменко В.Ю. К вопросу о генезисе железистых кварцитов докембрия. - В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев: Наук. думка, 1969. с. 114-118.
- Уайт Д.Е., Уоринг Г.А. Вулканические эманации. - В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 9-48.
- Ушакова Е.Н. Биотиты метаморфических пород. - Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1971, вып. 87. 346 с.
- Формозова Л.Н. Эксгальционно-осадочные месторождения железных руд типа Лан-Дилль в Рейнских сланцевых горах. - Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
- Формозова Л.Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа. - В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, с. 7-153.
- Формозова Л.Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М.: Наука, 1973. 172 с.
- Ходяш Л.Я. Полосчатая текстура железистых кварцитов и ее происхождение. - В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев: Наук. думка, 1969, с. 242-258.
- Хоментовский В.В. Структурно-фациальные зоны нижнего кембрия и рифея юго-западного обрамления Сибирской платформы. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 10.
- Хоментовский В.В. Формации структурно-формационных зон юга Западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 3.
- Цамбел Б., Ярковский Я. Редкие элементы в пиритах колчеданных месторождений Западных Карпат и возможность их использования при решении генетических проблем оруденения. - В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965, с. 249-266.
- Чернышева Л.В., Зайцева Г.М. Кристаллохимия магнетита, его магнитные свойства и физико-химические условия образования. - Тр. Ин-та геол. и геохим. Урал. науч. центра АН СССР, 1974, вып. 111, с. 3-17.
- Чувакин В.С. Интрузивный магматизм Терсинского железорудного района (Кузнецкий Алатау): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1972. 24 с.
- Чувакин В.С., Лельчук В.И. Разделение верхнепротерозойских и кембрийских базальтоидных лав по данным их химического состава. - Изв. Кузнец. отд. геогр. о-ва СССР, 1972, вып. 1.
- Чугуевская О.М., Беляшов Н.М., Новохатский И.П. Этапы образования и генетические типы железных руд в тургайской палеозойской андезит-диоритовой вулканоплутонической формации. - Вестн. АН КазССР, 1967, № 9, с. 46-51.
- Чугуевская О.М., Новохатский И.П., Трофимов Н.В. О новом типе руд в магнетитовых месторождениях Тургайского прогиба. - Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 1, с. 185-186.
- Шахов Ф.Н. Текстуры руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Шеньо М., Танзиев Г., Фабр Р. Состав вулканических газов постоянного лавового озера вулкана Нирапонго (Конго, Леопольдвилль). - В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965<sub>1</sub>, с. 49-52.

- Шеньо М., Тазиев Г., Фабр Р. О составе вулканических эманаций архипелага Новые Гебриды. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965<sup>2</sup>, с. 53–57.
- Шнейдерхён Г. Явления конвергенции магматических и осадочных месторождений. М.: ИЛ, 1957, с. 82–95.
- Шнейдерхён Г. Рудные месторождения. М.: ИЛ, 1958, 501 с.
- Ярош П.Я. Первичные формы выделения пирита в стратифицированных сульфидных месторождениях Озерном (Бурятия) и Жайрем (Центральный Казахстан). — В кн.: Ежегодник-1972. Ин-т геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР. Свердловск, 1973, с. 176–180.
- Anderson C.A. Massive sulfide deposits and volcanism. — *Econ. Geol.*, 1969, v. 64, p. 129–146.
- Basta E.Z. Accurate determination of the cell dimensions of magnetite. — *Mineral. Mag.*, 1957, v. 31, N 237.
- Berner R.A. Iron sulphides formed from aqueous solution at low temperatures and atmospheric pressure. — *J. Geol.*, 1964, v. 72, N 3, p. 293–306.
- Berner R.A. The synthesis of framboidal pyrite. — *Econ. Geol.*, 1969, v. 64, p. 383–384.
- Beukes N.J. Precambrian iron-formations of Southern Africa. — *Econ. Geol.*, 1973, v. 68, pp. 960–1004.
- Bonatti E., Honnorez J., Joensuu O., Rydell H. Submarine iron deposits from the Mediterranean Sea. — In: *Mediterr. Sea: Natur. Sedimentat. Lab. Stroudsburg*, 1972, p. 701–710.
- Boström K. Submarine volcanism as a source for iron. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1970, v. 9, N 4, p. 348–354.
- Bowen N.L., Schairer J.F., Willems H.W. The system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ . — *Amer. J. Sci.*, 1930, v. 120, N 405.
- Boydell H.C. Operative causes on ore deposition. — *Trans. Inst. Mon. Met.*, London, 1928, v. 37.
- Dorr J.V.N. Supergene iron ores of Minas Gerais, Brazil. — *Econ. Geol.*, 1964, v. 59, p. 1203–1240.
- Dorr J.V.N. Iron-formation in South America. — *Econ. Geol.*, 1973, v. 68, N 7, p. 1005–1022.
- Farrand M. Framboidal sulphides precipitated synthetically. — *Miner. deposita*, 1970, v. 5, p. 237–247.
- Ferguson J., Lambert I.B., Jones H.E. Iron sulphide formation in an exhalative-sedimentary environment, Talasea, New Britain, P.N.G. 22 *Miner. deposita*, 1974, v. 9, N 1, p. 33–47.
- Förster H., Bachtiar I., Borumandi H. Petrographische Detailuntersuchungen im Bereich der Eisenerzlagerstätten von Bafq/Zentraliran. — *Z. Dtsch. geol. Ges.*, 1973, Bd. 124, Teil 1, S. 121–134.
- Freischer M. Minor elements in some sulfide minerals. — *Econ. Geol.*, 1955, 50th Anniv. Vol.
- Frutos J., Oyarzun M.J. Tectonic and geochemical evidence concerning the genesis of El Laco magnetite lava flow deposits Chile. — *Econ. Geol.*, 1975, v. 70, N 5, p. 988–990.
- Goodwin A.M. Genetic aspects of Michipicoten Iron-Formation. — *Canad. Mining and Met. Bull.*, 1961, v. 64.
- Goodwin A.M. Structure, stratigraphy and origin of iron formation Michipicoten area, Algoma district, Ontario, Canada. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1962, v. 73, n 5, p. 561–586.
- Gross G.A. Metamorphism of iron-formations and its bearing on their beneficiation. — *Canad. Mining and Met. Bull.*, 1961, v. 54, N 545, p. 30–37.

- Gross G.A. Geology of iron deposits in Canada. — *Econ. Geol. Rept.*, 1965, v. 1, N 22.
- Haggerty S.E. The Laco magnetite lava flow Chile. — *Annu. Rept. Geophys. Lab., Carnegie Inst.*, 1968–1969. Washington, D.C., 1970, p. 329–330.
- Haggerty S.E. A new iron-phosphate mineral. — *Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab., Carnegie Inst.*, 1968–1969. Washington, D.C., 1970, p. 330–332.
- Harder H. Experimente zur "Ausfallung" der Kiesel-Säure. — *Geochim. et Cosmochim. acta*, 1965, v. 29, N 5.
- Hough J.L. Fresh water environment of deposition of Precambrian banded iron formations. — *J. Sediment. Petrol.*, 1958, v. 28, N 4.
- James H.L. Zones of regional metamorphism in the Precambrian of northern Michigan. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1955, v. 66, p. 1455–1488.
- Kalliookski J. Pyrite framboid: animal, vegetable, or mineral? — *Geology*, 1974, v. 2, N 1, p. 26–27.
- Kamiya Hiroshi, Ozaki Atsuko, Imanashi Masayuki. Dissolution rate of powdered quartz in acid solution. — *Geochem. J.*, 1974, v. 8, N 1, p. 21–26.
- Krauskopf K.B. Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1956, v. 10, N 1, 2, p. 1–27.
- Krauskopf K.B. Separation of manganese from iron in sedimentary process. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1957, v. 12, N 1/2.
- Krauskopf K.B. The geochemistry of silica sedimentary environments. — *Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ.*, 1959, v. 7, p. 4–19.
- Liddy J.C. The Jaspilite iron ores of Australia. — *Econ. Geol.*, 1968, v. 63, N 7, p. 815–821.
- Massaad M. Framboidal pyrite in concretions. — *Miner. deposita*, 1974, v. 9, N 1, p. 87–89.
- Michard G. L'action de L'eau de mer sur les basaltes, source possible de manganèse. Etude thermodynamique préliminaire. — *C. r. Acad. sci.*, 1975, D 280, N 10, p. 1213–1216.
- Moore E.S., Maynard J.E. Solution, transportation and precipitation of iron and silica. — *Econ. Geol.*, 1929, v. 24, N 3, p. 272–303; N 4, p. 365–402; N 5, p. 506–527.
- Morey G.W., Fournier R.O., Rowe J.J. The solubility of quartz in water in the temperature interval from 25°C to 300°C. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1962, v. 26, N 10, p. 1029–1044.
- Naughton J.J., Lewis V.A., Hammond D., Nishimoto D. The chemistry of sublimates collected directly from lava fountains at Kilauea Volcano, Hawaii. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, v. 38, N 11, p. 1679–1690.
- Ofterdahl Chr. A theory of exhalative-sedimentary ores. — *Geol. förent. i Stockholm förhandl.*, 1958, v. 80, N 1.
- Okamoto G., Okura T., Goto K. Properties of silica in water. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1957, v. 12, p. 123–132.
- Olafsson J. Volcanic influence on seawater at Heimaey. — *Nature*, 1975, v. 255, N 5504, p. 138–141.
- Park C.F. A magnetite "flow" in northern Chile. — *Econ. Geol.*, 1961, v. 56, N 2, p. 431–436.
- Parks G.A. Aqueous surface chemistry of oxides and complex oxide minerals, isoelectric point and zero point of charge. Washington, D.C.: Amer. Chem. Soc., 1967.
- Raybould J.G. Framboidal pyrite associated with lead-zinc mineralisation in mid-Wales. — *Lithis*, 1973, v. 6, N 2, p. 175–181.

- Rickard D.T. The origin of framboids. — *Lithos*, 1970, v. 3, p. 269–293.
- Ridge J.D. Volcanic exhalations and ore deposition in the vicinity of the sea floor. — *Miner. deposita*, 1973, v. 8, N 4, p. 332–348.
- Savage W.S. Solution, transportation and precipitation of manganese. — *Econ. Geol.*, 1936, v. 31, N 2.
- Schneiderhöhn H. Chalkographische Untersuchungen des Mausfelder Kupferschiefers. — *Neues Jahrb. Mineral., Geol. und Paläontol.*, 1923, Bd. 47, 1–3b.
- Schneiderhöhn H. Konvergenzerscheinungen zwischen magmatischen und sedimentären Lagerstätten. — *Geol. Rdsch.*, 1953, H. 1, Magmatismus und Metallogene.
- Sillitoe R.H. Environments of formation of volcanogenic massive sulfide deposits. — *Econ. Geol.*, 1973, v. 68, N 8, p. 1321–1325.
- Strauss G.K., Madel J. Geology of massive sulphide deposits in the Spanish-Portuguese Pyrite Belt. — *Geol. Rdsch.*, 1974, v. 63, N 1, p. 191–211.
- Sunagawa I., Endo Y., Nakai N. Hydrothermal synthesis of framboidal pyrite. — *Joint Symp. Vol.: IMA–IAGOD Maet, 70. Geochem. and Crystallogr. Sulfide Miner. Hydrotherm. Deposits*, Tokyo, 1971, p. 10–14.
- Takimoto K., Minato T., Hirono S. Minorelements in pyrite and their effects on the cube-edge of pyrite. — *J. Jap. Assoc. of Miner., Petrol. and Econ. Geol.*, 1963, v. 50, N 3, p. 118–131.
- Trendall A.F. Revolution in earth history. — *Geol. Soc. Austral.*, 1972, v. 19, part 3, p. 287–311.
- Trendall A.F. Vaire cycles in the Weeli-Wolli formation of the Hamersley group, Western Australia. — *Econ. Geol.*, 1973, v. 68, p. 1063–1074.
- Trendall A.F., Blockley J.G. The iron formation of the Hamersley Group, Western Australia, with special reference to the associated crocidolite. — *W. Austral. Geol. Surv. Bull.*, 1970, v. 119, p. 353.
- Walter M.R. A hot spring analog for the depositional environment of Precambrian iron formations of the Lake Superior region. — *Econ. Geol.*, 1972, v. 67, N 7, p. 965–972.
- Wauschkuhn A., Cröpper H. Rezente Sulfidbildung auf und bei Vulcano, Äolische Inseln, Italien. — *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 1975, v. 126, N 1, p. 87–111.
- Young R.S. The geochemistry of cobalt. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1957, v. 13, N 1.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ . . . . .	3
Часть I	
ГЕОЛОГИЯ, СОСТАВ И ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ СТРАТИФОРМНЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД . . . . .	6
Кузнецкий Алатау . . . . .	-
Глава 1	
Структурно-геологическая характеристика района . . . . .	7
Основные типы структур и разрывная тектоника . . . . .	-
Стратиграфическое расчленение вулканогенно-осадочных и метаморфических толщ . . . . .	12
Железосная толща, особенности ее состава и строения . . . . .	25
Глубинный магматизм и соотношение его с железорудением	35
Глава 2	
Геологическое положение и состав вулканогенно-осадочных руд	40
Структурно-геологическая позиция рудных залежей . . . . .	-
Морфология рудных тел . . . . .	48
Типы руд и их текстурно-структурные особенности . . . . .	51
Минеральный и химический состав руд . . . . .	64
Алтай, Восточный Саян, Горная Шория . . . . .	107
Глава 3	
Палеовулканические структуры и размещение в них железорудных месторождений . . . . .	-
Вулканогенно-осадочные руды Горного Алтая . . . . .	-
Вулкано-тектонические структуры Восточного Саяна и положение в них стратиформных железных руд . . . . .	123
Признаки вулканогенно-осадочных руд в скарново-магнетитовых месторождениях Горной Шории . . . . .	140
Тургайский прогиб . . . . .	148
Глава 4	
Очерк геологии железорудного пояса	-
Структурно-геологические особенности железоносной валерьяновской зоны . . . . .	-
Основные черты петрологии вулкано-плутонических ассоциаций	153
Глава 5	
Вулканогенно-осадочные железные руды . . . . .	156
Геологическая позиция руд в валерьяновской зоне . . . . .	-
Морфология рудных залежей . . . . .	158

Минералогия, химический состав и структурно-текстурные особенности руд . . . . .	161
Часть II	
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРАТИФОРМНЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД . . . . .	169
Глава 6	
Обстановка среды и физико-химические условия накопления железистых осадков . . . . .	-
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	183
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	185

**Александр Михайлович Дымкин, Вениамин Павлович Пругов**  
**СТРАТИФОРМНЫЙ ТИП ЖЕЛЕЗООРУДЕНЕНИЯ**  
**И ЕГО ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ**

*Утверждено к печати Институтом геологии и геохимии УНЦ АН СССР*

Редактор издательства *Т.Б. Гришина*. Художник *М.Ф. Ольшевский*  
 Художественный редактор *С.А. Литвак*. Технический редактор *Н.М. Бузова*

ИБ № 17221

Подписано к печати 30.06.80. Т — 08579. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
 Печать офсетная. Усл.печ.л. 12,5 + 0,5 вкл. Уч.-издл. 15,1. Тираж 650 экз. Тип. зак. 1422  
 Цена 2р. 30к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
 Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",  
 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 30 к.

3284



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»