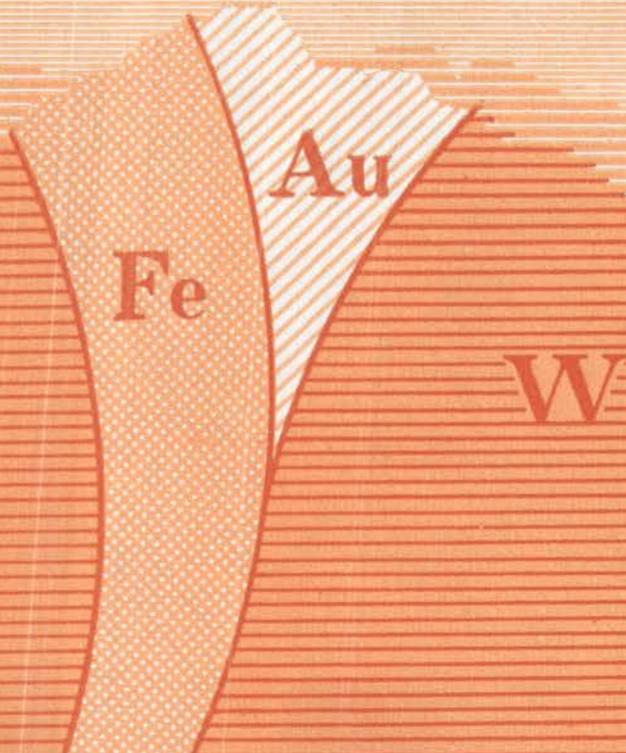


Л. В. АЛАВИН

СТРУКТУРНО-
ФОРМАЦИОННАЯ
И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ
ЗОНАЛЬНОСТЬ
КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ



Fe

Au

W

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
В ы п у с к 527

Л. В. АЛАБИН

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ
И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ
ЗОНАЛЬНОСТЬ
КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук *В. В. Хоментовский*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1983

УДК 551.24 : 553.3/6 (571.1)

Алабин Л. В. Структурно-формационная и металлогеническая зональность Кузнецкого Алатау.— Новосибирск: Наука, 1983.

В книге описаны стратиграфия и геологическое строение позднекембрийских и раннепалеозойских отложений Кузнецкого Алатау. Выделены структурно-формационные зоны, главные типы тектонических структур, установлены стадии и этапы их развития, латеральные и вертикальные ряды осадочных, вулканических и плутонических формаций; рассмотрена связь тектонических структур с глубинным строением земной коры. Описаны закономерности размещения железных, марганцевых, фосфоритовых, золотых, молибденовых руд в главных типах тектонических структур, выделены латеральные и вертикальные ряды рудных формаций, обосновано поясное и поясно-узловое размещение рудных районов, полей, месторождений, рассмотрена их связь с глубинным строением земной коры.

Монография представляет интерес для геологов и геофизиков, занимающихся вопросами стратиграфии, тектоники, магматизма и металлогении.

ВВЕДЕНИЕ

Главные типы структур Кузнецкого Алатау, определяющие его геологическое строение, формационную и металлогеническую зональность, сформировались в процессе геосинклинального развития. Они представлены внутригеосинклинальными прогибами, поднятиями и разделяющими их глубинными разломами. Геосинклинальные структуры контролировали размещение позднедокембрийских и раннепалеозойских осадочных, вулканических и плутонических породных ассоциаций, в них располагаются основные полезные ископаемые региона — железные, марганцевые, фосфоритовые, золотые, молибденовые (медно-молибденовые) руды. Они оказывали влияние на условия формирования и вещественный состав структур орогенного и послеорогенного этапов развития региона. Все это определяет важность их изучения.

В работе описаны стратиграфическое строение, вещественный состав, степень дислоцированности и метаморфизма позднедокембрийских и раннепалеозойских отложений. На основании формационного анализа их вещественного состава и характера складчатости выделены структурно-формационные подзоны и зоны, восстановлены палеоструктуры геосинклинального этапа развития региона и рассмотрена их связь с глубинным строением земной коры. Впервые удалось установить стадии и этапы в развитии структур, типизировать их по режиму развития, что способствовало выяснению проявления геосинклинального процесса и эволюции земной коры в пространстве и во времени.

Все это позволило в конечном итоге: 1) проследить изменение вещественного состава комплексов пород, формирующих структуры, и тем самым выявить латеральные и вертикальные ряды геологических формаций, а также установить горизонтальную и вертикальную неоднородность (зональность) строения геосинклинали; 2) выделить главные типы тектонических структур и провести их классификацию на генетической основе; 3) значительно приблизиться к пониманию условий проявления и закономерностей размещения полезных ископаемых в конкретных генетических типах геосинклинальных тектонических структур. Последнее обстоятельство имеет важное значение для металлогенического анализа и прогноза, так как позволяет выделять структуры, перспективные на определенные виды полезных ископаемых, выявлять в них с учетом комплекса геолого-геофизических и геохимических данных новые рудные районы и направлять туда поиск месторождений конкретных полезных ископаемых. Рассмотрением перечисленных вопросов определяется теоретическое и практическое значение работы.

Монография базируется на геологических материалах, полученных автором при изучении региона в процессе средне- и крупномасштабных геологосъемочных и детальных тематических исследований. В связи с систематизацией и формационным анализом материалов по стратиграфии, геологическому, глубинному строению, металлогении и для сопоставления его с другими регионами Алтае-Саянской области и Урало-Монгольского складчатого пояса привлечен большой объем опубликованной литературы.

Автор благодарен П. Н. Амшинскому, А. Ф. Белоусову, М. К. Вишман, В. В. Волкову, И. М. Волохову, А. Б. Гинцингеру, Г. Ф. Горелову, С. С. Долгушину, П. Ф. Иванкину, А. С. Калугину, М. П. Кортусову, Г. В. Полякову, В. М. Сенникову, В. С. Суркову, А. П. Щеглову, Ю. Г. Щербакову за ценные советы и критические замечания, способствовавшие качественному проведению полевых исследований и улучшению рукописи при подготовке к изданию.

Особую признательность автор выражает В. В. Хоментовскому за большой труд по редактированию монографии.

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ
И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОБЛЕМЫ

Первые сведения по тектоническому строению Кузнецкого Алатау содержатся в работах А. М. Кузьмина (1928), А. Н. Чуракова (1932), Я. С. Эдельштейна (1932), К. В. Радугина (1936), М. А. Усова (1936), Д. В. Никитина (1940). Эти авторы выделили и описали в регионе тектонические структуры салаирской, каледонской и герцинской складчатости. Из более поздних исследований необходимо отметить работу А. Л. Додина (1948), в которой выделяются наряду с каледонскими и герцинскими более древние — архейские складчатые структуры.

Основы современного тектонического строения и структурного районирования Кузнецкого Алатау, как и Алтае-Саянской складчатой области в целом, заложены трудами В. А. Кузнецова (1952, 1954). Этим исследователем описаны основные салаирские (раннекаледонские), позднекаледонские, герцинские, мезозойские складчатые структуры и показана роль глубинных разломов в их формировании.

Главная масса фактического материала по стратиграфии, тектонике и полезным ископаемым Кузнецкого Алатау получена в 1950—1980 гг. в процессе геологосъемочных, поисковых и тематических работ, проведенных коллективами производственных объединений Запсибгеология, Красноярскгеология, Аэрогеология, Томского государственного университета; Томского политехнического института, научно-исследовательских институтов ВСЕГЕИ, СНИИГГиМС, ГИН АН СССР, ИГиГ СО АН СССР и др. В. В. Хоментовским (1959, 1960) впервые при комплексном использовании историко-геологического и палеонтологического методов выполнено мелкомасштабное тектоническое районирование региона с выделением основных структурно-формационных зон, латеральных и вертикальных рядов осадочных формаций. Им разработано представление о Кузнецко-Алтайском глубинном разломе как тектонической структуре высокой проицаемости. Н. С. Зайцевым, Н. В. Покровской (1958), Ю. Г. Щербаковым (1958, 1961), В. М. Ярошевичем (1958, 1962), Д. И. Мусатовым, А. П. Тарковым (1961), Д. И. Мусатовым (1961, 1964), А. А. Моссаковским (1961, 1963), Ю. Д. Скобелевым (1963), Л. В. Алабиным (1963), Г. Ф. Гореловым (1967, 1977), А. Л. Додиным (1967), Ш. Д. Курцерайите, О. В. Андреевым (1968), Г. Н. Бровковым и др. (1970), В. И. Фомипским (1970), А. Б. Гинцингером и др. (1970, 1972), И. П. Ивониным (1971, 1974), В. Л. Хомичевым (1971), Г. А. Иванкиным (1973), С. В. Левченко (1975), В. Л. Хомичевым, А. Е. Солецманом (1980) выделены отдельные разновозрастные — докембрийские, раннепалеозойские, позднепалеозойские — структурно-формационные зоны, детально описаны их геологическое строение и история тектонического развития.

Одновременно общие вопросы тектонического строения и развития Кузнецкого Алатау в составе Алтае-Саянской складчатой области рассмотрены А. Н. Чураковым (1935), А. Л. Додиным (1956), В. А. Унковым (1958), И. И. Белостоцким и др. (1959), Л. П. Зоненшайном и др. (1960), Н. С. Зайцевым (1964), Д. И. Мусатовым (1964), Б. Н. Красильниковым (1966), М. К. Винкман и др. (1970). Авторы относят Кузнецкий Алатау

к тектоническим структурам, сформировавшимся в процессе салаирской или раннекаледонской эпохи тектогенеза, и выделяют в истории его тектонического развития геосинклиальный, орогенный и послеророгенный этапы.

Э. Э. Фотиади и др. (1971), В. С. Сурков и др. (1973) исследовали строение земной коры Алтае-Саянской складчатой области, в том числе Кузнецкого Алатау, и проанализировали связь региональных тектонических структур с ее глубинным строением.

Геологическое строение и вещественный состав месторождений железных, марганцевых, фосфоритовых, золотых, молибденовых (медно-молибденовых) и других руд описаны М. А. Усовым (1927, 1933), А. Я. Булышниковым (1933), К. В. Радугиным (1939, 1941), А. Л. Додичим (1948), Г. Л. Поспеловым (1957, 1958), В. А. Вахрушевым (1965), Н. А. Красильниковой (1966), Ю. Г. Шербаковым (1974), В. И. Силяковым (1975), В. Т. Покаловым (1978) и другими исследователями. Вопросы металлогении региона, прежде всего проявление месторождений полезных ископаемых в геосинклиальный, орогенный, послеророгенный этапы развития и приуроченность их к определенным типам тектонических структур, связь с конкретными комплексами и формациями осадочных и магматических пород рассмотрены М. А. Усовым (1937), И. К. Баженовым (1947), А. Я. Булышниковым (1948), А. Л. Додичим (1948, 1979), В. А. Кузнецовым (1966, 1967), А. Н. Кеном, В. В. Грузой (1966), П. Ф. Иванкиным и др. (1971).

Накопленный значительный фактический материал по геологическому, тектоническому, глубинному строению и полезным ископаемым Кузнецкого Алатау позволил автору использовать в своих исследованиях структурно-системный принцип. Он выразился в последовательном переходе от составления частных и опорных стратиграфических разрезов к изучению геологического строения структурно-формационных подзон и зон; к выделению главных типов тектонических структур; выяснению глубинного строения земной коры, связи с ним основных типов тектонических структур, полезных ископаемых и, наконец, к рассмотрению геосинклиальной системы в целом с анализом пространственно-временных отношений и причинно-следственных связей составляющих ее элементов.

Структурно-системный подход к изучению главных типов геосинклиальных тектонических структур стал возможным прежде всего благодаря успехам, достигнутым в стратиграфическом расчленении, а также в литологическом, петрографическом, формационном изучении раннепалеозойских и позднедевонских отложений Кузнецкого Алатау. В результате таких исследований появилась возможность выделить несколько типов стратиграфических разрезов, сложенных разновозрастными породами, но различающимися по вещественному составу, характеру складчатости; проследить их распространение по латерали и выделить структурно-формационные зоны.

Вместе с тем следует отметить, что стратиграфическое расчленение раннепалеозойских и позднедевонских отложений региона базируется на неравнозначной биостратиграфической основе. Если стратиграфическое расчленение раннепалеозойских отложений подкреплено достаточно обоснованными биостратиграфическими данными [Горелов, 1958; Журавлева, 1959, 1960; Ившин, 1960; Репина, Хоментовский, 1961; Журавлева и др., 1962; Репина и др., 1964; Хоментовский, 1964; Розапов, Миссаржевский, 1966; Петрунина, 1968, 1973; Розова, 1968; Амгипский ярус..., 1971; Суворова, 1973; Задорожная, 1975; Севергина, 1975; Биостратиграфия..., 1977; Аксарина, Пельман, 1978; Репина, Романенко, 1978; Кембрий..., 1980], то стратиграфическое расчленение и возраст позднедевонских отложений нуждаются в детальном обосновании, с использованием историко-геологического, биостратиграфического и радиологического методов. В Алтае-Саянской складчатой области, в том числе в

Кузнецком Алатау, пока еще нет удовлетворительной схемы стратиграфического расчленения позднедокембрийских отложений. Одни исследователи возраст позднедокембрийских пород считают вендским-верхнерифейским [Хоментовский, 1960; Ярошевич, 1962; Моссаковский, 1963; Репина и др., 1964], другие эти же отложения относят к среднему и даже к нижнему рифею [Поспелов и др., 1960; Винкман и др., 1964; Горелов, 1967; Васильев и др., 1968; Гинцингер и др., 1969; Тарновский, Гинцингер, 1978; Гинцингер, 1978, 1979].

Используя в своих построениях историко-геологический метод, а также учитывая стратиграфическое подразделение докембрия территории СССР [Шатский, 1960; Демюкидов, 1960; Соколов, 1964, 1967, 1977; Келлер, 1964, 1966, 1969, 1973, 1978; Келлер и др., 1977₁, 1977₂, 1977₃; Тугаринов, Войткевич, 1970; Войткевич, Лебедев, 1972; Семихатов, 1974; Хоментовский, 1976; Верещагин, Жамоида, 1977; Кратц, Митрофанов, 1980] и результаты Всесоюзного совещания по унификации биостратиграфических схем Сибири (Новосибирск, 1980 г.), автор подразделяет позднедокембрийские отложения Кузнецкого Алатау на 3 горизонта (снизу, вверх): кабырзинский ($R_{кув}$), западносибирский (R_{zs}), соответствующие верхнему рифею, и белкинский (V), относящийся по возрасту к венду. Эти горизонты отчетливо картируются и в соседних регионах.

Структурно-формационные зоны, сложенные разновозрастными, но различными по литолого-петрографическому составу и физическим свойствам комплексами пород, отличаются физическими полями [Сурков и др., 1973]. Анализ магнитных и гравиметровых полей наряду с изучением вещественного состава отложений и характера складчатости применяется в работе для выделения структурно-формационных зон и выяснения их связи с глубинным строением земной коры. Границами структурно-формационных зон являются глубинные и оперяющие их разломы подкорового заложения и соответствующие им градиенты магнитного и гравиметрового полей [Сурков и др., 1973].

Структурно-формационные зоны состоят из подзон, различающихся локальными особенностями тектонического развития и, как следствие этого, различающихся по литологическому и петрографическому составу слагающих их пород. Границами подзон служат разломы, сопряженные с глубинными, и разломы внутрикорового заложения.

Структурно-формационные зоны и разделяющие их разломы, отражающие связь с глубинным строением земной коры, активно участвуют в формировании современных форм рельефа [Зятькова, 1977, 1979]. Они находят отражение на космо- и аэрофотоснимках, дешифрирование которых используется в работе как один из методов изучения строения (в том числе глубинного) и границ распространения тектонических структур [Грицюк, 1978; Алабин и др., 1980].

Важным методом, применяемым в работе для выделения главных типов геосинклинальных тектонических структур, является формационный, разработанный Н. С. Шатским, Н. П. Херасковым, Ю. А. Билибиным, Ю. А. Кузнецовым, В. А. Кузнецовым и другими исследователями. Формационный анализ породных и рудных ассоциаций позволил конкретизировать типы тектонических структур, режим и условия их развития, генетические и металлогенические особенности и тем самым выявить основные закономерности развития геосинклинальной системы Кузнецкого Алатау.

Глава 2

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ЗОНЫ И ПОДЗОНЫ

В Кузнецком Алатау по геологическому строению, вещественному составу и характеру складчатости выделяются 3 типа структурно-формационных зон. К первому типу с полным стратиграфическим разрезом отложений максимальной мощности, с преобладающим вулканическим составом пород и линейной складчатостью относится Золотокитатско-Кондомская структурно-формационная зона. Второй тип зон отличается уменьшением мощности отложений, фациальной сменой вулканических пород терригенно-карбонатными, линейной и брахиформной складчатостью. К этому типу относятся Тельбесско-Бийская, Мартайгинско-Верхне-лебедская и Абаканская структурно-формационные зоны. Для третьего типа структурно-формационной зоны характерны резкое сокращение мощности отложений, преобладающий карбонатный состав пород и брахиформная складчатость. Этот тип представлен Мрасско-Батеневской структурно-формационной зоной (рис. 1, 2).

ЗОЛОТОКИТАТСКО-КОНДОМСКАЯ ЗОНА

Эта зона размещается в центральной (осевой) части Кузнецкого Алатау. Она прослеживается с севера на юг в меридиональном направлении и состоит из трех подзон — Золотокитатской, Томской и Кондомской. Первая и последняя подзоны имеют близкое геологическое строение, средняя отличается интенсивным проявлением расслапцевания, смятия и гранитизации пород.

Золотокитатская структурно-формационная подзона (рис. 1, Г; 2, Г) расположена в северо-западной части Кузнецкого Алатау. В основании стратиграфического разреза подзоны по рекам Золотому Китату, Яе, и речкам Кельбесу, Единису, Мурюку, Пезасу, Нижней Терси залегают мраморизованные известняки, доломитовые известняки, мраморы, углисто-глинисто-кремнистые сланцы, чередующиеся с диабазами, диабазовыми порфиритами, актинолит-альбит-хлоритовыми, амфиболовыми сланцами и амфиболитами. С запада на восток в разрезах по названным рекам и речкам можно видеть, как мраморизованные органогенные известняки енисейской свиты превращены в мраморы с графитистым веществом в пределах Кузнецко-Алтайского регионального разлома и опирающих его разрывов, а также в контактах с габбровыми и гранитоидными интрузивами. Такие породы Г. Ф. Гореловым (1967) параллелизуются с отложениями Томской и Терсинской структурно-формационных подзон и выделяются в терсинскую свиту. Вулканические породы, чередующиеся с карбонатными, силлы и дайки здесь расслапцованы и превращены в зеленые сланцы и амфиболиты. Иными словами, в структурно-формационной подзоне отчетливо устанавливается увеличение дислоцированности и степени метаморфизма разновозрастных пород с приближением их к региональному разлому. Мощность описываемого комплекса пород достигает 2500—3700 м. По стратиграфическому положению, микрофитолитам и региональному метаморфизму, соответствующему фаши зеленых сланцев, названный комплекс пород нами параллелизуется с кабырзинским горизонтом верхнего рифея.

Стратиграфически выше в подзоне согласно располагаются базальтовые порфириты, литокристаллокластические туфы порфиритов, актинолит-альбит-хлоритовые сланцы, чередующиеся с прослоями мраморизованных известняков и углисто-глинисто-кремнистых сланцев. Мощность пород достигает 2000 м. Этот комплекс выделяется Г. Ф. Гореловым (1967) в камжелинскую свиту — верхнего рифея — венда.

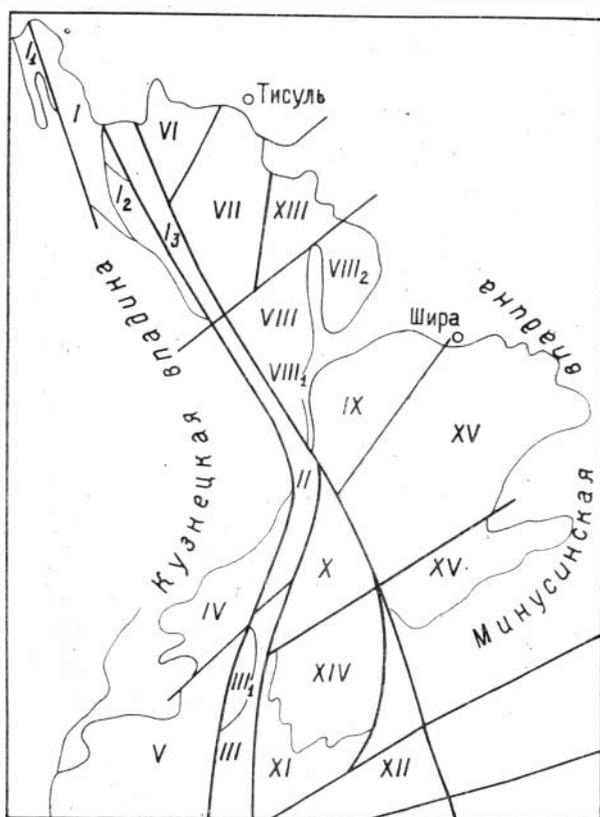
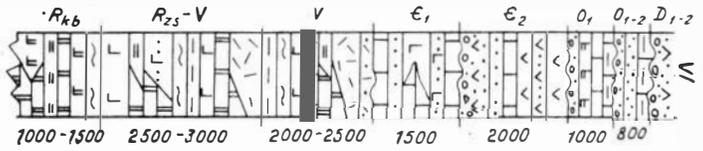
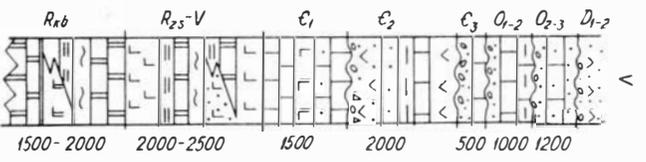
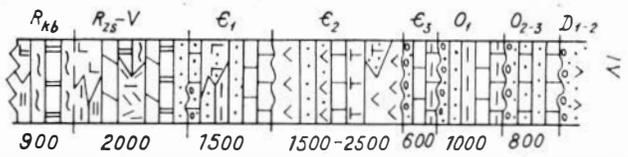
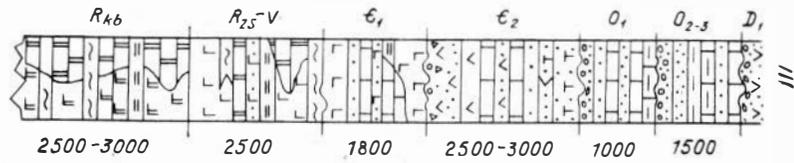
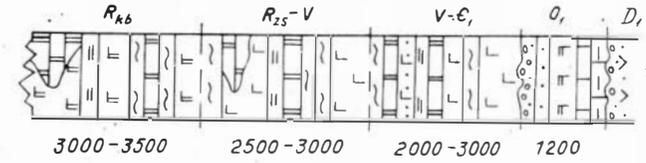
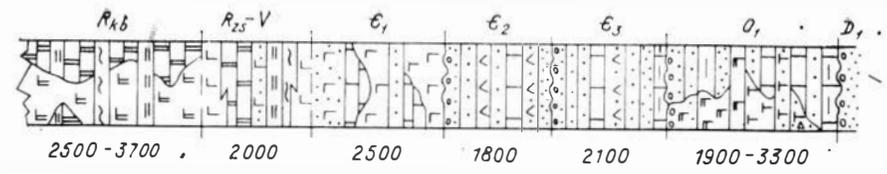
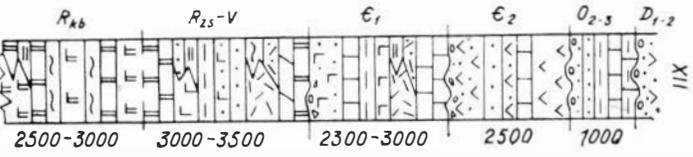
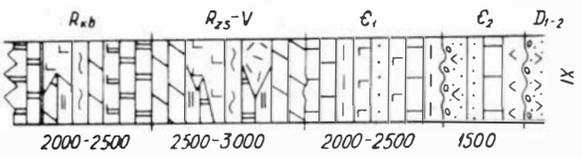
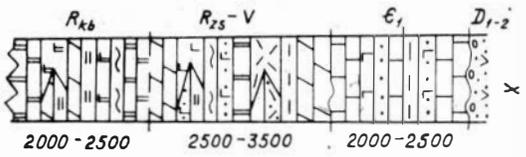
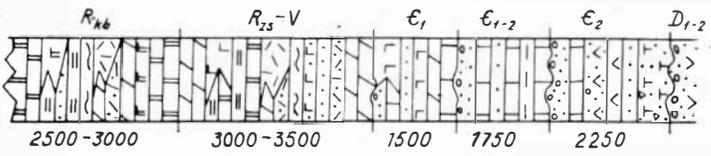
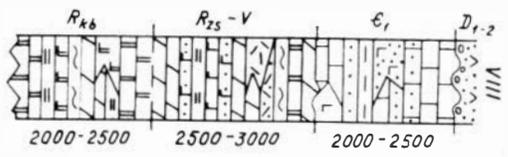
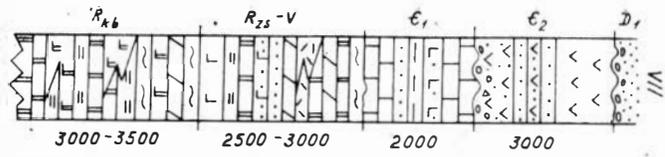


Рис. 1. Схема размещения структурно-формационных зон и подзон.

I—III — Золотокитатско-Кондомская структурно-формационная зона и ее подзоны: I — Золотокитатская (I₁ — Яйский горст, I₂ — Пезасский горст, I₃ — Тайдонская грабен-синклиналь), II — Томская, III — Кондомская (III₁ — Шерегешско-Таштагольская грабен-синклиналь); IV—V — Тельбесско-Бийская структурно-формационная зона и ее подзоны: IV — Тельбесская, V — Бийская; VI—XI — Мартайгинско-Верхнелебедская структурно-формационная зона и ее подзоны: VI — Кожуховская, VII — Мартайгинская, VIII — Терсинская (VIII₁ — Канымская синклиналь, VIII₂ — Саралинский блок), IX — Юсская, X — Оргонская, XI — Верхнелебедская; XII — Абаканская структурно-формационная зона; XIII—XV — Мрасско-Батеневская структурно-формационная зона и ее подзоны: XIII — Восточномартайгинская, XIV — Мрасская, XV — Батеневская.

Выше залегают согласно с локальным перерывом базальтовые, андезитобазальтовые порфириды, литокристаллокластические туфы порфиритов, туфо- и лавобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники, песчаники с прослоями и линзами археоциатовых известняков лепского яруса [Кузнецов, 1940; Горелов, Пономарев, 1966]. Эти породы мощностью 2500 м выделяются в единичскую свиту нижнего кембрия [Горелов, 1967].

Стратиграфически выше на рифейских, рифейско-вендских и нижнекембрийских отложениях с перерывом и угловым несогласием залегают породы среднего кембрия (майский ярус), верхнего кембрия и нижнего ордовика, выделяемые в большекитатскую, черноосиповскую и китатскую свиты [Горелов, 1958; Севергина, 1965; Петрунина, 1966, 1968; Купсик и др., 1970; Гицингер и др., 1972]. Названные свиты сложены сероцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, мергелями, тонко-слоистыми известняками. В последнее время среди осадочных пород среднего кембрия — ордовика выявлены туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоконгломераты, лавобрекчии, базальто-андезитовые, трахиандезитовые порфириды, туфы порфиритов; трахитовые, трахилипаритовые, липаритовые, фельзитовые, кварцевые порфиры, туфы порфиров [Снежко, 1967; Алабин, 1974; Алабин, Налетов, 1969; Налетов, Сидоренко, 1969; Горелов, 1969; Белоусов и др., 1974]. Вулканические породы среди нижне-



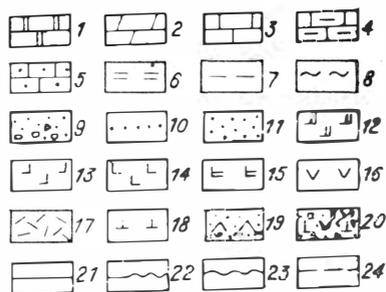
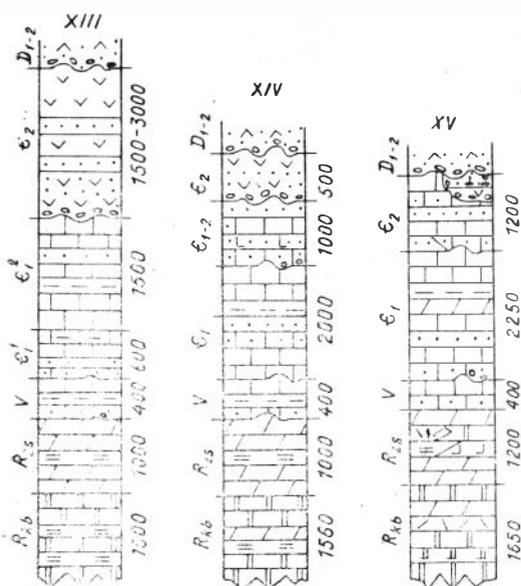


Рис. 2. Стратиграфические колонки структурно-формационных зон и подзон (номера колонок соответствуют рис. 1).

1 — мраморизованные известняки, мраморы; 2 — доломиты, доломитовые, доломитистые известняки; 3 — известняки; 4 — известковистые, известково-глинистые сланцы, мергели; 5 — известняковые, известниковые песчаники; 6 — углисто-глинисто-кремнистые, углисто-кремнистые сланцы, силлиты; 7 — песчано-глинистые сланцы; 8 — актинолит-альбит-хлорит-серицитовые, амфибол-полевошпатовые (зеленые) сланцы, амфиболиты; 9 — конгломераты, песчаники; 10 — алевролиты; 11 — песчаники; 12 — диабазы, диабазовые порфириды, силлиты; 13 — базальтовые порфириды; 14 — базальтовые, андезит-базальтовые порфириды; 15 — базальтовые, андезитовые, трахиандезитовые порфириды, трахилипаритовые порфиры; 16 — андезитовые, базальто-андезитовые порфириды; 17 — липаритовые, фельзитовые, кварцевые порфиры, кератофиры; 18 — трахилипаритовые, трахитовые порфиры, трахиандезитовые порфириды; 19 — лавоконгломераты, лавобрекчи, туфо-конгломераты, туфы, туффиты базальтовых, андезитовых, дацитовых порфиридов; 20 — лавоконгломераты, лавобрекчи, туфо-конгломераты, туфы, туффиты порфиридов базальтовых (а), андезитовых (б), липаритовых, трахилипаритовых, трахитовых порфиридов (а); 21 — согласное залегание отложений; 22 — согласное залегание с локальным перерывом; 23 — перерыв в осадконакоплении; 24 — контакт тектонический.

ордовикских отложений наиболее широко распространены в верхнем течении р. Тайдон и в бассейне рч. Таймепки, где они выделены Б. А. Снежко (1967) в тайменскую свиту. Мощность средне-, верхнекембрийских и нижнеордовикских отложений в структурно-формационной подзоне колеблется от 5800 м в периферии до 7200 м в ее центральной части. Стратиграфический разрез морских геосинклинальных отложений заканчивается континентальными нижнедевонскими красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, залегающими с резким перерывом и угловым несогласием на нижележащих породах.

Общая мощность позднекембрийских — раннепалеозойских отложений в Золотокитатской структурно-формационной подзоне достигает 12 800—15 400 м (рис. 2 — I).

Томская структурно-формационная подзона (рис. 1, II; 2, II) является южным продолжением Золотокитатской. В основании стратиграфического разреза по р. Томи, пересекающей подзону вкрест простираясь, и по речкам Майзасу, Тебе, Ташелге, Мрассу, Колтасу и др. обнажаются мраморизованные известняки, чередующиеся с диабазовыми порфиридами, альбит-хлорит-серицитовыми, актинолит-альбит-хлоритовыми, амфиболовыми сланцами, превращенными в пределах Кузнецко-Алтайского регионального разлома и в контактах с габбровыми и гранитоидными интрузивными массивами в мраморы с графитистым веществом, в амфиболиты, в амфибол-биотитовые, гранат-амфибол-биотитовые гнейсы и мигматиты. В бассейне рч. Кончик вулканические породы достигают максимального развития (80% всего разреза) и почти полностью замещают карбонатные породы. Мощность отложений достигает 3000—3500 м. Г. Ф. Горелов (1967), А. Б. Гинцингер и др. (1969), А. Б. Шепель (1972), И. П. Ивонин (1974), Ю. А. Слейт, В. С. Чувакин описанный комп-

лекс пород выделяют в терсинскую серию и шорскую свиту средне- и нижнерифейского возраста. Этот же комплекс пород Ю. В. Марчуком, В. К. Добрыниным, П. Ф. Лавреновым, В. И. Глотовым, В. П. Марущенко, М. М. Марущенко, В. С. Гуком, А. Н. Криворотенко на основании крупномасштабных геологосъемочных работ параллелизуется с енисейской серией верхнего рифея.

Детальные тематические исследования, выполненные В. В. Хоментовским (1960), С. С. Долгушиным (1969) и в последнее время П. А. Пономаревым, показывают, что породы, выделяемые вышеназванными авторами в терсинскую серию, по простиранию сменяются отложениями, параллелизуемыми с енисейской серией, и содержат микрофитолиты, которые позволяют отнести описываемый комплекс к кабырзинскому горизонту верхнего рифея.

Стратиграфически выше в разрезе согласно залегают актинолит-альбит-хлоритовые сланцы, рассланцованные базальтовые порфириты, туфы порфиритов, переслаивающиеся с мраморизованными известняками, доломитовыми известняками, углисто-глинисто-кремнистыми сланцами. Мощность отложений колеблется от 2500 до 3000 м. Одни авторы выделяют этот комплекс пород в колтасскую или ташелгинскую свиту средневерхнерифейского возраста, другие — в кондомскую свиту, которая по стратиграфическому положению и остаткам микрофитолитов сопоставляется с западносибирским и белкинским горизонтами верхнего рифея — венда.

Выше в разрезе располагаются согласно, с локальным перерывом базальтовые, андезито-базальтовые порфириты, чередующиеся с туфопесчаниками, известково-песчано-глинистыми, альбит-хлоритовыми сланцами, песчаниками, известняками. Мощность отложений 2000—3000 м. Они по стратиграфическому положению и реликтовым палеонтологическим остаткам соответствуют нерасчлененным белкинскому горизонту венда, устькундатскому и усинскому уровням нижнего кембрия [Ивонин, 1971; Ткаченко, 1972].

В северной части зоны, по данным Ю. В. Марчука, В. И. Глотова, И. П. Ивонина, В. Е. Бескончина, стратиграфический разрез наращивается нижнеордовикскими отложениями, представленными рассланцованными конгломератами, песчаниками, алевролитами, андезито-базальтовыми порфиритами, туфами порфиритов, туфопесчаниками, туфоконгломератами, трахитовыми и фельзитовыми порфирами, параллелизуемыми с тайменской свитой. Мощность нижнеордовикских отложений 1200 м. Завершается разрез нижнедевонскими континентальными красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами и вулканитами базальтового состава. Общая мощность докембрийских-раннепалеозойских отложений колеблется от 8700 до 10 700 м (рис. 2, II).

Соотношения между выделенными разновозрастными комплексами пород в Томской структурно-формационной подзоне преимущественно тектонические. Отложения здесь интенсивно нарушены, дислоцированы и собраны в линейные сильно сжатые складки субмеридионального и северо-западного простирания с углами падения их крыльев (складок) от 50° до 90°. Крылья основных складок осложнены дополнительной складчатостью, нарушены разломами и пронизаны кливажом течения.

Метаморфизм пород в зоне неравномерный. В разрезах по р. Томи и ее притокам в породах терсинской и колтасской свит, регионально метаморфизованных в фации зеленых сланцев, устанавливается увеличение степени метаморфизма до эпидот-амфиболитовой фации вблизи выходов габброидных и гранитоидных интрузивов [Долгушин, 1968, 1969]. И. П. Ивонин (1971), Г. Г. Лепезин (1978) отмечают здесь развитие регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации.

О возрасте пород, слагающих Томскую структурно-формационную подзону, как и о возрасте структуры в целом, существуют принципиально различные точки зрения. А. Л. Додин (1948), Ю. Д. Скобелев (1963), Д. И. Мусатов (1963, 1964), Г. Ф. Горелов (1967) возраст отложений, слагающих подзону, считают архейским или пиннепротерозойским и структуру рассматривают как выступ фундамента Сибирской платформы. М. К. Винкман и др. (1967), И. П. Ивонин (1971, 1972, 1974), В. Н. Коновалов (1974), А. Б. Гинцингер (1978, 1979) относят подзону к складчатым структурам байкальской или рифейской консолидации. В. В. Хоментовский (1959, 1960), Б. Н. Красильников (1966), С. С. Долгушин (1969), Л. В. Алабин, С. С. Долгушин (1970) рассматривают Томскую структурно-формационную подзону как салаирскую (раннекаледонскую) складчатую структуру, а расщепление пород, образование амфиболитов, гнейсов и мигматитов объясняют явлениями смятия и гранитизации пород, вызванных формированием Кузнецко-Алтайского регионального разлома — динамической тектонической структуры длительного развития и высокой проницаемости.

Отнесение Томской структурно-формационной подзоны к досалаирским складчатым структурам основывается главным образом на сопоставлении слагающих зону пород с археем и нижним протерозоем фундамента Сибирской платформы. Однако детальные исследования парагенезисов метаморфических минералов и их площадное картирование показывают, что породы подзоны регионально метаморфизованы преимущественно в фации зеленых сланцев и локально — в эпидот-амфиболитовой фации. Амфиболитовая фация регионального метаморфизма в Томской структурно-формационной подзоне не доказана и, по мнению Г. Г. Лепезина, по имеющимся материалам ее можно только предполагать [Лепезин и др., 1978].

Г. Ф. Горелов (1967), И. П. Ивонин (1971) для доказательства протерозойского возраста пород Томской структурно-формационной подзоны ссылаются на единичные определения радиологического возраста амфиболитов и гнейсов по роговым обманкам — 1470 ± 80 ; $1730 \pm 0,8$ $1800 \pm \pm 100$ млн. лет, сделанных в 1965—1966 гг. калий-аргоновым методом в лаборатории геологии докембрия (г. Ленинград). При этом авторы не приводят петрографической, химической, геохимической характеристик пород, из которых отбирались пробы, и минералов, по которым определялся радиологический возраст. Детальными петрологическими исследованиями Б. М. Тюлюпо (1969), А. И. Летувинникаса (1972_{1,2}, 1974), А. Б. Шепеля (1972), Б. М. Тюлюпо совместно с А. И. Летувиникасом (1973) показано, что в Томской структурно-формационной подзоне первичный состав исходных пород интенсивно изменен, в них развиты 7 генераций метаморфических и метасоматических роговых обманок. Вторичные роговые обманки, как показано исследованиями Е. С. Бурксера, Ф. И. Котловской (1965), Э. К. Герлинга и др. (1965, 1966), как и биотиты, менее пригодны для радиологического определения возраста исходных пород, чем первичные роговые обманки. Об этом свидетельствуют радиологические даты амфиболитов Томской структурно-формационной подзоны, полученные калий-аргоновым методом по роговым обманкам и колеблющиеся от 310, 400 до 1800—1880 млн. лет [Лепезин, 1978].

В. М. Клярковский (1972), С. С. Долгушин, Н. Н. Амшинский (1976) тщательно проанализировали весь материал по радиологическому определению возраста пород Томской структурно-формационной подзоны (более 100 анализов) и показали, что докембрию соответствует — 3%, раннему палеозою — 5, девону — 10, карбону — мелу — 82% определений. Н. Н. Амшинский (1978) подчеркивает, что аномально большой радиологический возраст новообразованных амфиболов принимать в качестве реликтового нельзя, так как удревление возраста роговых обманок обусловлено захватом ими избыточного аргона при перекристаллизации. Омоло-

жение возраста по данным определения валовых проб и биотитов калий-аргоновым методом объясняется неоднократными процессами активизации и гранитизации пород в зоне регионального разлома. Названные выше авторы пришли к однозначному выводу о невозможности использования калий-аргонового метода для определения возраста исходных пород Томской структурно-формационной подзоны. Это заключение согласуется с теоретическими и практическими выводами С. Мурбата (1967), В. Н. Меленевского (1979), Я. Пилота [Pilot, 1979] о перераспределении изотопов и диффузии аргона в метаморфических породах, минералах и соответствуют выводам И. М. Горохова и др. (1977), Г. Г. Лепезина (1977) о недостаточности использования для стратиграфических целей только радиологического метода определения возраста пород в зонах смятия, метаморфизма и гранитизации.

Для стратиграфического расчленения отложений в структурно-формационных зонах, подобных Томской подзоне, как справедливо подчеркивает В. В. Менпер (1980), исключительно важное значение приобретают комплексные — экостратиграфические, палеомагнитные, петрологические, геохимические и изотопные исследования, среди которых биостратиграфические методы полностью сохраняют свое основное значение.

В последнее время, благодаря детальным литологическим и стратиграфическим исследованиям, в составе древней (по ряду авторов — нижепротерозойской) терсинской серии, залегающей в основании разреза Томской структурно-формационной подзоны, выявлены породы с остатками микрофитоцитов, соответствующие кабырзинскому стратиграфическому уровню [Ткаченко и др., 1974]. Последнее обстоятельство наряду с ранее известными данными о постепенных переходах от интенсивно метаморфизованных, мигматизированных и гранитизированных пород к менее измененным енисейской серии и кондомской свиты [Хоментовский, 1960; Долгушин, 1968, 1969] подтверждается отсутствием обломков амфиболитов, гнейсов и высокотемпературных метаморфических минералов (дистена, андалузита, ставролита, граната) в лежащих выше отложениях вплоть до нижнего кембрия и служат веским аргументом в пользу отнесения пород терсинской серии и Томской структурно-формационной подзоны в целом к салаирской (раннекаледонской) складчатой структуре, а не к древним структурам, как это считалось раньше и допускается некоторыми исследователями теперь. Все вышесказанное позволяет нам параллелизовать шорскую и терсинскую серии с кабырзинским горизонтом рифея, а колтасскую и ташелгинскую свиты с западносибирским и белкинским горизонтами верхнего рифея — венда. Эти выводы подтверждаются результатами крупномасштабных и тематических исследований В. Н. Коновалова, В. Н. Сергиенко, А. Е. Придухина в соседней к югу Кондомской структурно-формационной зоне. Здесь отложения енисейской (спасской) серии и кондомской (устьянзасской) свиты, соответствующие кабырзинскому и западносибирскому-белкинскому горизонтам, прослеживаются в Томскую структурно-формационную зону, где непосредственно сменяются отложениями терсинской серии и колтасской или ташелгинской свит.

Изложенный материал показывает, что по совокупности перечисленных выше признаков Томская структурно-формационная подзона может быть отнесена к структурам типа зон смятия. Эталоном примером таких зон могут служить Иртышская на Алтае и Успенская в Казахстане [Хорева, 1963; Нехорошев, 1966; Геология и металлогения..., 1967].

Кондомская структурно-формационная подзона (рис. 1, III; 2, III) расположена на юге региона. Она является непосредственным продолжением Томской структурно-формационной подзоны.

В основании стратиграфического разреза Кондомской структурно-формационной подзоны по р. Кондоме, рч. Кочуре, Лебедю залегают мраморизованные известняки, содержащие микрофитолиды, углисто-глинисто-кремнистые сланцы, диабазы, диабазовые порфириды, актиполит-альбит-хлоритовые сланцы, которые К. В. Радугиным (1936), А. Г. Поспеловым и др. (1961), Ю. Г. Щербаковым (1961), А. Ф. Белоусовым и др. (1969) выделяются в енисейскую, или спасскую, свиту, соответствующую кабырзинскому горизонту верхнего рифея. Мощность отложений 2500—3000 м.

Выше по разрезу отложения кабырзинского горизонта постепенно сменяются с локальными внутриформационным перерывом базальтовыми, андезито-базальтовыми порфиридами, туфами порфиритов, туфопесчаниками, актинолит-альбит-хлоритовыми, альбит-хлорит-серицитовыми сланцами с прослоями мраморизованных известняков и углисто-кремнисто-глинистых сланцев. Описываемые отложения, мощность которых 2500 м, выделяются вышеназванными авторами в кондомскую или устьянзасскую свиту, соответствующую по стратиграфическому положению и палеонтологическим остаткам нерасчлененным западносибирскому и белкинскому горизонтам верхнего рифея — венда.

Стратиграфически выше согласно, с локальным перерывом залегают известняки, содержащие окаменелости археоциат ленского яруса нижнего кембрия, чередующиеся с базальтовыми и андезито-базальтовыми порфиридами, туфами порфиритов, туфо- и лавобрекчиями, туфопесчаниками, алевролитами, конгломератами (мрасская свита). В бассейне рч. Чаныши на границе с Верхнелебедской структурно-формационной подзоной в составе отложений нижнего кембрия возрастает количество основных вулканических пород, содержащих прослой и линзы археоциатовых известняков. Здесь они выделяются В. Н. Коноваловым и В. И. Зиновьевым в чанышскую свиту, аналог мрасской. Мощность нижнекембрийских отложений 1800 м.

Стратиграфически выше в подзоне с перерывом и угловым несогласием размещаются среднекембрийские андезитовые, базальто-андезитовые, трахиандезитовые порфириды, туфы порфиритов, лаво- и туфобрекчии, туфоконгломераты, туфоалевролиты, чередующиеся с трахитовыми, трахилипаритовыми, фельзитовыми порфирами, туфами порфиритов, с ритмично-слоистыми песчано-алевролитоглинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками и известняками. Этот комплекс пород мощностью 2500—3000 м, вмещающий промышленные месторождения железных руд Кондомского района, детально изучен А. Ф. Белоусовым и др. (1969), Г. Ф. Гореловым (1974), М. П. Тараймовичем, В. П. Орловым (1974), Е. С. Федяниной (1979), Н. В. Голдаевым, Е. Р. Фроловым, которые выделяют его в мундыбашскую свиту среднего кембрия.

Выше в разрезе с перерывом и угловым несогласием располагаются нижне-, средне-, верхнеордовикские сероцветные конгломераты, песчаники, алевролиты, мергели и известняки мощностью 2500 м, расчленяющиеся на алгаинскую и амзасскую свиты [Севергина, 1965; Петрунина, 1966, 1968].

Заканчивается стратиграфический разрез в зоне континентальными красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, базальтовыми, андезитовыми порфиридами, туфами порфиритов, туфоконгломератами, лавобрекчиями нижнего девона.

Общая мощность позднедокембрийских и раннепалеозойских отложений в Кондомской структурно-формационной подзоне изменяется от 11 800 до 12 800 м (рис. 2, III).

Анализ геологического строения Золотокитатско-Кондомской структурно-формационной зоны показывает, что она сложена преимущественно вулканическими породами базальтового состава, которые занимают 73% ее территории и лишь 27% последней слагают терригенно-карбонатные

породы (рис. 3). Максимальная мощность отложений в зоне достигает 12 600—15 400 м, минимальная — 8700—10 700 м.

Породные ассоциации в зоне образуют следующие геологические формации: кремнисто-карбонатную ($R_{\text{КВ}} - \epsilon_1$), главными составными членами которой являются карбонатные и кремнистые породы; спилито-диабазовую ($R_{\text{КВ}} - V$), сложенную преимущественно диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами с характерными подушечными, шаровыми отдельностями, чередующимися с маломощными прослоями кремнисто-карбонатных и туфогенных пород; базальтовую ($V - \epsilon_1$), сложенную мелано-, мезо- и лейкократовыми базальтовыми, андезито-базальтовыми порфиритами, туфами порфиритов, лавобрекчиями, лавоконгломератами, содержащими прослой и линзы песчаников, песчано-глинистых сланцев и известняков; зеленосланцевую ($V - \epsilon_1$), представленную актинолит-альбит-хлоритовыми сланцами, чередующимися с песчано-глинисто-известково-кремнистыми; андезитовую, базальто-андезито-трахилипаритовую, трахитовую, трахилипаритовую ($\epsilon_2 - O$), образованными андезитовыми, базальт-андезитовыми, базальтовыми, трахибазальтовыми, трахиандезитовыми порфиритами и трахитовыми, трахилипаритовыми порфирами, туфами порфиритов и порфиров, туффитами, лавобрекчиями, лавоконгломератами с прослоями терригенных и карбонатных пород; нижнюю молассовую сероцветную ($\epsilon_2 - O$), сложенную конгломератами, песчаниками, алевролитами с прослоями тонкозернистых известняков и мергелей.

Из плутонических формаций в рассматриваемой зоне распространены гипербазитовая (альпинотипных гипербазитов) (R), габбро-диорит-диабазовая ($R_{\text{КВ}} - \epsilon_1$), габбровая группа (пироксенит-габбровая, норит-габбровая, диорит-норит-габбровая) ($\epsilon_1 - \epsilon_2$). Значительно реже встречаются следующие формации: гнейсо-гранитовая; гранитоидных батолитов повышенной основности; сиенито-граносиенитовая; субвулканических диоритов, сиенитов, гранитов ($\epsilon_2 - O$). Перечисленные плутонические формации получили подробную петрологическую, петрохимическую и геохимическую характеристики в работах Г. В. Пинуса и др. (1958), Ю. А. Кузнецова и др. (1971), Л. В. Алабина (1968, 1977₂), Л. В. Алабина и др. (1975).

Плутоническим формациям габбро-диорит-диабазовой ($R_{\text{КВ}} - \epsilon_1$), габбровой ($\epsilon_1 - \epsilon_2$), сиенито-граносиенитовой, субвулканических диоритов, сиенитов, гранитов ($\epsilon_2 - O$) соответствуют комагматичные вулканические формации: спилито-диабазовая ($R_{\text{КВ}} - V$), базальтовая ($V - \epsilon_1$), андезитовая, трахилипарито-андезито-базальтовая, трахитовая, трахилипаритовая ($\epsilon_2 - O$), образующие разновозрастные вулкано-плутонические ассоциации. Плутонические формации гипербазитовая (альпинотипных гипербазитов), гнейсо-гранитовая, гранитоидных батолитов повышенной основности не находят комагматичных аналогов среди вулканических формаций.

Породы в структурно-формационной зоне интенсивно рассланцованы и дислоцированы с образованием линейных сильно сжатых, нередко изоклинальных складок. Складки простираются в субмеридиональном и северо-западном ($310-340^\circ$) направлениях с углами падения крыльев от $35-50^\circ$ до 90° . Крылья складок часто осложнены дополнительной складчатостью, нарушены локальными разломами, пронизаны квиважом течения и характеризуются другими признаками интенсивного катаклаза, рассланцевания и смятия пород.

Верхнерифейские, вендские и нижнекембрийские отложения регионально метаморфизованы в фации зеленых сланцев; среднекембрийские, верхнекембрийские и ордовикские — преимущественно в пренит-пумпеллитовой фации и лишь в участках интенсивного рассланцевания и смятия пород — в зеленосланцевой фации. Вблизи габброидных, гранитоидных

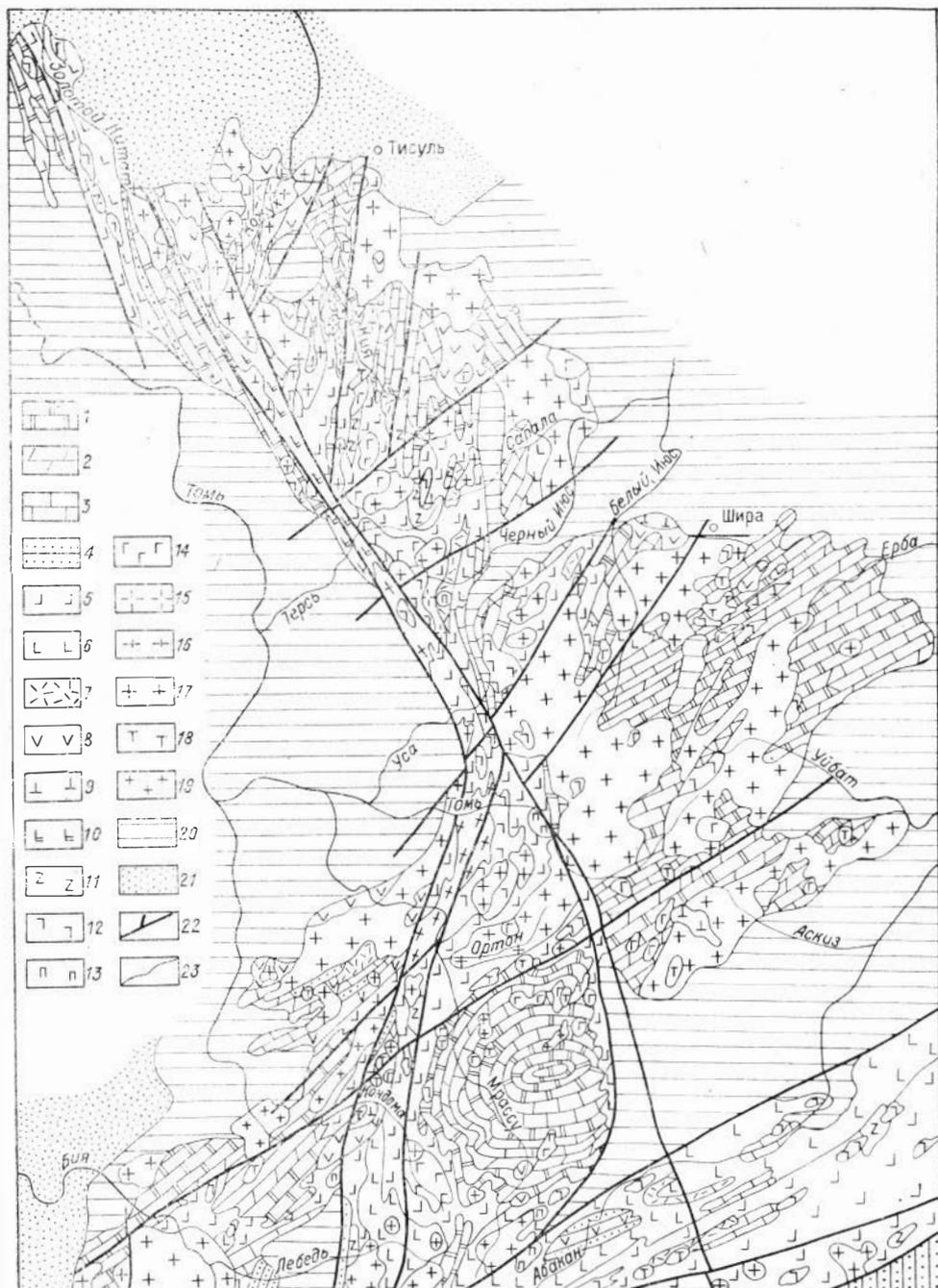


Рис. 3. Структурно-формационная схема Кузнецкого Алатау.

Формации осадочные: 1 — кремнисто-карбонатная ($R_{KB} - C_1$), 2 — доломитовая (R_{ZS}), 3 — рифогенно-известняковая (C_1), 4 — нижняя молассовая сероцветная ($C_2 - O$); вулканические: 5 — спилито-диабазовая, кератофиристо-диабазовая ($R_{KB} - V$), 6 — базальтовая, зеленосланцевая ($V - C_1$), 7 — липаритовая, липарито-базальтовая, терригенно-зеленосланцевая ($V - C_1$), 8 — андезитовая (C_2), 9 — трахилипаритовая, трахитовая ($C_2 - O$), 10 — базальто-андезито-трахилипаритовая ($C_2 - O$); интрузивные: 11 — гипербазитовая (R), 12 — габбро-диорит-диабазовая, плагиигранито-габбровая ($R_{KB} - C_1$), 13 — дунит-пироксенит-габбровая (C_1), 14 — габбровая группа формаций (C_2), 15 — плагиигранитовая ($V - C_1$), 16 — гнейсо-гранитовая ($C_2 - O$), 17 — гранитоидных батолитов нестроого состава ($C_2 - O$), 18 — граносиенито-сиенитовая, субвулканических диоритов, сиенитов, гранитов ($C_2 - O$); 19 — группа формаций субвулканических сиенитов, гранитов, гранитоидных батолитов ($D - P$); 20 — группа формаций вулканогенно-осадочных (базальто-андезито-трахито-липаритовая, трапповая; верхняя молассовая красноцветная и угленосная) ($D - T$); 21 — группа формаций терригенных ($J - N$); 22 — глубинные и оперяющие их разломы; 23 — границы формаций.

Формации главного геосинклинального комплекса — $R_{KB} - O$: а) собственно геосинклинального (раннегеосинклинального) этапа — $R_{KB} - C_1$; б) раннеорогенного (позднегеосинклинального) этапа — $C_2 - O$. Формации эпигеосинклинальных этапов — $D - J - N$.

интрузивов и площадей гранитизации устанавливается зональное метаморфическое изменение разновозрастных отложений от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фаций.

Следует подчеркнуть, что при анализе регионального метаморфизма отложений Золотокитатско-Кондомской и других структурно-формационных зон автором принята схема фаций, разработанная в Институте геологии и геофизики СО АН СССР под руководством академика В. С. Соболева [Фации метаморфизма, 1970; Лепезин, 1978]. Эпидот-амфиболитовая фация устанавливается по появлению в породах андалузита, кордиерита, ставролита, граната, роговой обманки, олигоклаза. В ней встречаются силлиманит, дистен, эпидот, но запрещены ассоциации гранат + кордиерит + силлиманит, силлиманит + калиевый полевой шпат; а также минералы и ассоциации зеленосланцевой и пренит-пумпеллитовой фаций.

Зеленосланцевая фация определяется набором минеральных ассоциаций и минералов: кварц + хлорит + кальцит, кварц + альбит + хлорит + эпидот + актинолит, кварц + пиррофиллит, кварц + доломит, кварц + альбит + хлорит + серицит (мусковит), кварц + альбит + хлорит + мусковит + биотит (высокотемпературная субфация). Для нее не характерны (запрещены) ставролит, силлиманит, кордиерит, плагиоклаз (выше альбита), алмандиновый гранат, пренит, пумпеллит.

Пренит-пумпеллитовая фация устанавливается по находкам пренита, пумпеллита и в меньшей мере стильпномелана. В большинстве случаев она выделяется предположительно [Лепезин, 1978; Лепезин и др., 1978].

Золотокитатско-Кондомская структурно-формационная зона в целом представляет собой линейную синклинорную структуру. Ее фланги сложены верхнерифейскими, вендскими и нижнекембрийскими отложениями, образующими на северо-западе Яйский (рис. 1, I_1) и Пезасский (рис. 1, I_2) горсты; на востоке — Оленевский горст меньших размеров и поэтому не показанный на схеме. Осевая часть структуры выполнена средне-, верхнекембрийскими и ордовикскими породами, слагающими Тайдонскую (рис. 1, I_3) и Шерегешско-Таштагольскую (рис. 1, III_1) грабен-синклинали. Центральная часть структуры осложнена зоной смятия и гранитизации пород, которая соответствует Томской структурно-формационной подзоне (рис. 1, II).

ТЕЛЬБЕССКО-БИЙСКАЯ ЗОНА

Тельбесско-Бийская структурно-формационная зона расположена западнее Золотокитатско-Кондомской, от которой отделена региональным разломом (рис. 1). Зона состоит из двух подзон, различающихся локальными особенностями геологического строения.

Тельбесская структурно-формационная подзона (рис. 1, IV ; 2, IV) находится на юго-западе Кузнецкого Алатау. В основании стратиграфического разреза подзоны по речкам Мундыбашу, Сухаринке, Тельбесу, Амзасу обнажаются кварц-хлорит-амфиболовые, кварц-альбит-хлоритовые сланцы, переслаивающиеся с мраморизованными известняками, доломитами, песчано-глинистыми сланцами. Эти отложения А. Ф. Белоусовым и др. (1969) выделяются в самарскую свиту. По стратиграфическому положению и палеонтологическим остаткам — микрофитолитам [Поспелов и др., 1961; Горелов и др., 1973] самарская свита параллелизуется нами с кабырзинским горизонтом верхнего рифея. Мощность отложений самарской свиты 900 м.

Стратиграфически выше согласно залегают мраморизованные известняки, доломиты, известково-песчано-глинистые сланцы, чередующиеся с базальтовыми порфиритами, туфами порфиритов, с липаритовыми, фель-

зитовыми порфирами, с туфопесчаниками. Описанный комплекс пород выделяется в сухаринскую свиту и по стратиграфическому положению и палеонтологическим остаткам сопоставляется с западносибирским и белкиным горизонтами верхнего рифея — венда. Мощность отложенных 2000 м.

Комплекс пород верхнего рифея — венда вверх по разрезу постепенно с локальным перерывом сменяется археоциатовыми известняками, песчаниками, алевролитами, содержащими прослой базальтовых порфиритов, туфопесчаников и известняково-глинистых сланцев. Эти породы соответствуют мрасской и усинской свитам нижнего кембрия, мощность которых 1500 м.

Стратиграфически выше с перерывом и угловым несогласием в разрезе подзоны размещаются андезитовые, базальто-андезитовые порфириты, туфы порфиритов, туфо- и лавобрекчии, туфопесчаники, трахитовые, трахилипаритовые порфиры, туфы порфиров, чередующиеся с пластами песчаников, алевролитов и известняков. Этот комплекс пород выделяется в стратотипическом разрезе по р. Мундыбаш и ее притокам в мундыбашскую свиту среднего кембрия. Мощность среднекембрийских отложений непостоянная и изменяется от 1500 до 2500 м.

Выше по разрезу с перерывом и угловым несогласием располагаются верхнекембрийские, нижне-, средне- и верхнеордовикские сероцветные конгломераты, песчаники, алевролиты, переслаивающиеся с тонкослоистыми известняками, известково-песчано-глинистыми сланцами, мергелями, туфопесчаниками, туфами порфиритов общей мощностью 2400 м. Комплекс пород верхнего кембрия и ордовика подразделяется на горношорскую, алгаинскую и амзасскую свиты [Ившин, 1960; Петрунина, 1966, 1968].

Заканчивается разрез ниже-среднедевонскими континентальными красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, песчано-глинистыми сланцами и андезито-базальтовыми вулканитами.

Общая мощность додевонских отложений в подзоне 8300—9300 м (рис. 2, IV).

Бийская структурно-формационная подзона (рис. 1, V; 2, V) является непосредственным продолжением на юг Тельбесской. В основании ее стратиграфического разреза по рекам Мунже, Бии залегают мраморизованные известняки, кремнисто-глинистые сланцы с прослоями диабазовых порфиритов, их литокристаллокластических туфов и лавобрекчий. Названные породы достигают мощности 1500—2000 м. Они выделяются в спасскую, или енисейскую, серию (Поспелов и др., 1961), которая является аналогом баратальской серии в Горном Алтае [Винкман, 1959, 1978; Белоусов и др., 1969; Гинцингер и др., 1969; Кривчиков, 1981]. Этот комплекс пород, содержащий микрофитолиты, соответствует кабырзинскому горизонту верхнего рифея.

Стратиграфически выше в разрезе подзоны, по К. В. Радугину (1936), М.К. Винкман и др. (1962, 1964, 1969), с угловым несогласием, по В. П. Сергееву (1969), Г. В. Гурскому (1978), согласно, с локальным перерывом, залегают диабазовые и базальтовые порфириты, туфы порфиритов, туфопесчаники, чередующиеся с хлорит-альбит-актинолитовыми, углисто-кремнистыми сланцами, мраморизованными и доломитовыми известняками, доломитами, выделенными К. В. Радугиным (1936) в музжинскую формацию (свиту), аналогичную манжерокской свите в Горном Алтае. Вулканические породы музжинской свиты в большинстве своем представлены базальтовыми порфиритами с миндалекаменной текстурой, подушечной и шаровой отдельностью. В бассейне рч. Музжи они составляют 70—80% объема пород свиты. В северо-западном направлении вулканические породы сменяются по латерали карбонатными. По стратиграфическому положению и палеонтологическим остаткам [Афонин, Поспелов, 1968; Сер-

геев, 1969; Винкман, 1978; Гурский, 1978; Кривчиков, 1981] пазванный комплекс пород соответствует западносибирскому и белкинскому стратиграфическим горизонтам верхнего рифея — венда. Мощность отложений 2000—2500 м.

Выше согласно, с локальным перерывом располагаются археоциатовые известняки, известково-песчано-глинистые сланцы, песчаники, конгломераты с прослоями базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов, туфов порфиритов, туфопесчаников. Этот комплекс пород соответствует мрасской, сийской, шукшунарской свитам нижнего кембрия мощностью 1500 м [Винкман и др., 1962; Афонин, Поспелов, 1968; Гинцингер, Винкман, 1970].

Еще выше в разрезе с перерывом и угловым несогласием размещаются среднекембрийские андезитовые и базальто-андезитовые порфириты, туфы порфиритов, лаво- и туфоконгломераты, туфопесчаники с прослоями песчано-глинистых сланцев и известняков, которые выделяются в мундыбашскую, устьсеминскую, ыныргинскую свиты [Белоусов, Сенников, 1960; Белоусов и др., 1969, 1978; Гинцингер и др., 1972]. Мощность среднекембрийских отложений 2000 м.

На описанном комплексе пород с перерывом и угловым несогласием залегают верхнекембрийские, ниже-, средне- и верхнеордовикские отложения, сложенные сероцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, мергелями, тонкослоистыми известняками и глинистыми сланцами, выделяемыми в кульбическую, чойскую, стретинскую, сумультинскую, гурьяновскую и чеборскую свиты [Гинцингер, 1964; Сенников, 1977; Кривчиков, 1981]. Мощность верхнекембрийских и ордовикских отложений 2700 м.

Закачивается разрез в подзоне континентальными красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, андезито-базальтовыми порфиритами и туфами порфиритов нижнего — среднего девона. Общая мощность додевонских отложений 9700—10 700 м (рис. 2, V).

Анализ геологических формаций, фаций метаморфизма и характера складчатости Тельбесско-Бийской зоны приводится ниже, в заключение описания геологического строения структурно-формационных зон второго типа.

МАРТАЙГИНСКО-ВЕРХНЕЛЕБЕДСКАЯ ЗОНА

Эта структурно-формационная зона расположена восточнее Золотокитатско-Кондомской, от которой, как и Тельбесско-Бийская, отделена региональным разломом (рис. 1). Она состоит из 6 подзон, обладающих общими чертами геологического строения. Вместе с тем каждая подзона характеризуется индивидуальными особенностями, выражающимися в изменении литолого-петрографического состава пород и мощности отложений.

Кожуховская структурно-формационная подзона (рис. 1, VI; 2, VI) расположена в северной части Кузнецкого Алатау. В основании стратиграфического разреза подзоны по речкам Кожуху, Большой и Малый Илам залегают мраморизованные известняки, углисто-кремнистые, амфибол-хлорит-полевошпатовые сланцы, чередующиеся с диабазовыми порфиритами, туфами порфиритов, туфопесчаниками. Этот комплекс пород выделяется в илинскую свиту. По стратиграфическому положению, литолого-петрографическому составу пород и содержащимся в них остаткам микрофитолитов илинская свита соответствует кабырзинскому горизонту верхнего рифея. Мощность отложений свиты 1000—1500 м.

Стратиграфически вышеописанный комплекс пород постепенно сменяется актинолит-альбит-хлоритовыми, хлорит-серицитовыми, хлорит-актинолитовыми, песчано-глинистыми сланцами, чередующимися с базаль-

товыми порфиридами, туфами порфиритов, липаритовыми, фельзитовыми, кварцевыми порфирами, туфами порфиритов, известняками, которые выделяются в кожуховскую свиту. Кожуховская свита соответствует по стратиграфическому положению и фитолитам западносибирскому и белкинскому горизонтам верхнего рифея — венда. Мощность отложений достигает 2500—3000 м.

Выше разрез надстраивается согласно лежащими песчано-глинистыми, хлорит-серицитовыми сланцами, базальтовыми, андезито-базальтовыми порфиридами, туфами порфиритов, липаритовыми, фельзитовыми, кварцевыми порфирами, лавобрекчиями порфиритов, туфопесчаниками, выделяемыми А. Б. Гинцингером (1974) в чумайскую свиту вендского или венд-нижнекембрийского возраста. Отложения чумайской свиты согласно сменяются алевролитами, песчаниками, известняками с окаменелостями археоциат, туфами порфиритов, которые выделяются в карачаровскую, или усинскую, свиту нижнего кембрия. Мощность чумайской свиты 2000—2500 м, карачаровской (усинской) — 1500 м.

Выше в разрезе с перерывом и угловым несогласием залегают андезитовые, базальтово-андезитовые порфириты, литокристаллокластические туфы порфиритов, чередующиеся с туфопесчаниками, туфоконгломератами, лавобрекчиями, ритмично-слоистыми песчано-алевролитовыми и песчано-глинистыми сланцами и известняками. Этот комплекс пород Т. М. Дембо (1959), А. Р. Ананьев, Л. В. Алабин, Г. Ф. Горелов параллелизуют с отложениями среднего кембрия и выделяют в бериккульскую, или мундыбашскую, свиту. Мощность среднекембрийских отложений 2000 м.

Стратиграфически выше в право- и левобережье р. Кии ниже устья р. Кожух до пос. Чумай и в бассейне рч. Васильевки, левого притока р. Кожух, с перерывом и угловым несогласием залегают нижне- и среднеордовикские сероцветные конгломераты, песчаники, алевролиты, мергели и тонкослоистые известняки, чередующиеся с туфопесчаниками, андезито-базальтовыми порфиридами, туфами порфиритов. Описываемые породы выделяются в смировскую (аналог тайменской), тылинскую и васильевскую свиты [Гладких, 1972; Гинцингер, 1974; Севергина, 1975]. Мощность ордовикских отложений 1800 м.

Завершается разрез континентальными красноцветными нижне-среднедевонскими конгломератами, песчаниками, алевролитами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, андезито-базальтовыми порфиридами.

Позднекембрийские — раннепалеозойские отложения в подзоне достигают мощности 10 800—12 300 м (рис. 2, VI).

Мартайгинская структурно-формационная подзона (рис. 1, VII; 2, VII) расположена юго-восточнее Кожуховской. В основании стратиграфического разреза подзоны в среднем течении р. Кии и по ее притокам — рч. Кашкадаку, Кундату, Тулуялу, Талановой — залегают мраморизованные известняки, доломитовые известняки, углисто-кремнистые сланцы с маломощными прослоями диабазов, диабазовых порфиритов, туфов диабазовых порфиритов, количество которых увеличивается на юге подзоны по рч. Алзасу, Баянзасу и Саянзасу. Этот комплекс пород И. Т. Журавлевой (1959), Н. И. Кузоватовым (1962), Л. В. Алабиным (1963), М. К. Винкман и др. (1964), П. А. Пономаревым (1974), Б. Д. Васильевым (1969), А. Б. Гинцингером и др. (1969), В. С. Куртигешевым и др. (1974), А. Д. Мининым (1977) выделяется в енисейскую серию, соответствующую по палеонтологическим остаткам кабырзинскому горизонту верхнего рифея. Мощность отложений 3000—3500 м.

Описанные отложения стратиграфически выше постепенно сменяются доломитами, доломитовыми известняками, известняками, углисто-кремнисто-глинистыми сланцами, песчаниками, известняковыми конгломератами.

тами, чередующимися с актинолит-альбит-хлоритовыми, альбит-хлорит-серицитовыми сланцами, базальтовыми порфиридами, туфами порфиритов, липаритовыми порфирами, кварцевыми кератофирами. Описываемый комплекс пород выделяется в кондомскую свиту и по стратиграфическому положению, остаткам микрофитоцитов, на основании данных названных авторов, сопоставляется с нерасчлененными западносибирским и белкинским горизонтами верхнего рифея — венда. Мощность отложений 2500—3000 м.

Выше по разрезу согласно, с локальным перерывом и внутрiformационным конгломератом залегают известковые песчаники, песчано-глинистые сланцы, алевролиты, известняки, мощностью 400—600 м, которые выше согласно сменяются массивными археоциатовыми известняками ленского яруса мощностью 1400—1600 м. Первая пачка пород (400—600 м) в стратотипическом разрезе по р. Кие при впадении в нее р. Кундат выделяется из состава усинской свиты [Журавлева и др., 1958; Репина и др., 1964] в устькундатскую свиту алданского яруса нижнего кембрия [Пономарев, Аксарина, 1966; Поспелов и др., 1981]. В центральной части зоны и на юге среди карбонатных пород усинской свиты распространены прослойки базальтовых, андезитово-базальтовых порфиритов, туфов порфиритов, туфопесчаников.

Стратиграфически выше в разрезе с перерывом и угловым несогласием размещаются андезитовые, базальто-андезитовые порфириты, туфы порфиритов, лаво- и туфобрекчии, туфоконгломераты, содержащие прослойки туфопесчаников и алевролитов, выделяемые в стратотипическом разрезе по рч. Берикюль и на хребте Алатаг В. К. Моничем (1937), Т. М. Дембо (1959), Л. В. Алабиным, В. А. Врублевским (1972), Л. В. Алабиным (1975₁) в берикюльскую свиту среднего кембрия. Мощность среднекембрийских отложений достигает 3000 м.

Заканчивается разрез континентальными красноватными нижнедевонскими конгломератами, песчаниками, алевролитами, андезитово-базальтовыми, базальтовыми порфиридами, туфами порфиритов.

Общая мощность позднекембрийских — раннепалеозойских отложений в Мартайгинской структурно-формационной подзоне 10 500—11 500 м (рис. 2, VII).

Терсинская структурно-формационная подзона (рис. 1, VIII; 2, VIII) находится южнее Мартайгинской, в центральной части Кузнецкого Алатау. По речкам Нижней, Средней, Верхней Терси, Усе, Бельсу основание зоны сложено биотитовыми и роговообманковыми гнейсами, чередующимися с амфибол-полевошпат-хлоритовыми, амфибол-хлорит-серицитовыми, углисто-кремнистыми сланцами, с диабазовыми порфиридами, туфами порфиритов, туфопесчаниками, с мраморизованными известняками. По речкам Верхней Терси, Кибрасу и другим наблюдаются постепенные переходы от гнейсов к менее метаморфизованным амфиболовым, амфибол-полевошпат-хлоритовым сланцам и от мраморов с графитом — к мраморизованным известнякам [Хоментовский, 1960]. Описанный комплекс пород выделяется в терсинскую, или кибрасскую, свиту. Г. Ф. Горелов (1967, 1973), А. Б. Гинцингер и др. (1969), И. П. Ивонин (1971), Ю. В. Миртов и др. (1973) возраст этих свит считают протерозойским или нижнерифейским. В. В. Хоментовский (1960), Ю. В. Марчук, В. П. Студеникин, автор — верхнерифейским. По микрофитоцитам [Ткаченко и др., 1974] и стратиграфическому положению описываемые отложения нами сопоставляются с кабырзинским горизонтом верхнего рифея. Это заключение подтверждается и тем фактом, что отложения енисейской свиты, соответствующие кабырзинскому горизонту в Мартайгинской структурно-формационной подзоне по данным геологосъемочных работ Л. В. Алабина, М. П. Тараймовича, А. Д. Минина, В. Е. Бескончина, прослеживаются в Терсинскую структурно-формацион-

ную зону, где они непосредственно переходят в терсинскую (кибрасскую) свиту. Мощность отложений терсинской (кибрасской) свиты 2000—2500 м.

Описанные породы вверх по разрезу сменяются альбит-хлорит-серпичитовыми, углисто-кремнисто-глинистыми сланцами, переслаивающимися с мраморизованными известняками, доломитовыми известняками, доломитами, базальтовыми порфиридами, туфами базальтовых порфиритов, липаритовыми, кварцевыми порфиридами, туфами порфиров, туффитами. Этот комплекс пород названными выше авторами выделяется в канымскую, или кондомскую, свиту, которая по стратиграфическому положению и палеонтологическим остаткам [Ткаченко, 1972; Ткаченко и др., 1974] соответствует западносибирскому и белкинскому горизонтам верхнего рифея — венда. Мощность отложений 2500—3000 м.

Стратиграфически выше в разрезе согласно, с локальным перерывом залегает сложная по литологическому и петрографическому составу пород усинская свита нижнего кембрия, к которой приурочено Усинское (Ивановское) марганцевое месторождение [Радугин, 1939, 1941; Додин, 1947]. Согласно залегание и постепенные переходы от канымской к усинской свите наблюдаются по р. Белой Усе. Здесь устанавливается переслаивание туффитов с алевролитами и глинистыми известняками, доломитовыми известняками, доломитами, известняковыми брекчиями, которые еще выше по разрезу сменяются археоциатовыми известняками, чередующимися с туфопесчаниками, туфами порфиритов, андезито-базальтовыми порфиритами, липаритовыми порфирами. Описанный тип разреза прослеживается на север в верховья рч. Саралы [Хоментовский, 1960; Еханин, 1968^{1,2}; Любалинская, 1978; Номоконов, 1979]. Мощность нижнекембрийских отложений 2000—2500 м.

Заканчивается разрез ниже-среднедевонскими континентальными красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, базальтовыми порфиридами и их туфами.

Общая мощность позднекембрийских — раннепалеозойских отложений в Терсинской структурно-формационной подзоне 6500—8000 м (рис. 2, VIII).

В Терсинской структурно-формационной подзоне обособляются с запада на восток локальные структуры — Канымская синклиналь (рис. 1, VIII₁), сложенная преимущественно вулканическими породами; Усинская синклиналь, в строении которой принимают участие в одинаковой мере вулканические и карбонатные породы; Саралинский блок (рис. 1, VIII₂) вулканогенно-карбонатного состава, отчлененный от структурно-формационной подзоны Саргаинским грабеном, выполненным девонскими отложениями.

Июсская структурно-формационная подзона (рис. 1, IX; 2, IX) является непосредственным продолжением на юго-восток Терсинской. Геологическое строение подзоны детально изучено И. Т. Журавлевой и др. (1959₂), В. В. Хоментовским (1960), Д. И. Мусатовым (1961), Я. М. Ярошевичем (1962), М. К. Винкман и др. (1964), Г. М. Еханиным (1964), Е. В. Широковой и Л. Н. Репиной (1964), Г. А. Иванкиным и др. (1965), Б. Д. Васильевым и др. (1968), В. Е. Номоконовым (1969), Н. П. Суворовой (1969), И. И. Коптевым и др. (1971), В. Е. Номоконовым, Л. В. Пешехоновым (1973, 1976), А. Ф. Белоусовым и др. (1974), В. А. Шипициным (1974), С. Л. Тарновским, А. Б. Гинцингером (1978). По данным этих авторов, по речкам Белому и Черному Июсу, Тюриму, Кульбюрстюгу, Большой и Малой Сые в основании стратиграфического разреза зоны размещаются мраморизованные известняки с прослоями доломитовых известняков, доломитов, силицитов и углисто-кремнистых сланцев; диабазы, диабазовые порфириды, туфы порфиритов, липаритовые, кварцевые, фельзитовые порфиры, амфибол-альбит-хлорит-серпичитовые сланцы, которые выделяются в полуденную или белоиюсскую свиты. Полуденная и белоиюсская свиты на

основании анализа их геологического строения, невландиевой проблематики и микрофитолитов параллелизуются нами с енисейской серией. По стратиграфическому положению и палеонтологическим остаткам эти свиты сопоставляются с кабырзинским горизонтом верхнего рифея. Мощность отложений кабырзинского горизонта в подзоне 2500—3000 м.

Стратиграфически выше, по одним авторам с перерывом и угловым несогласием [Винкман и др., 1964; Иванкин и др., 1965; Васильев и др., 1968], по другим — согласно [Хоментовский, 1960; Ярошевич, 1962; Широкова, Репина, 1964], залегают доломиты, доломитовые известняки, известняки, которые чередуются с базальтовыми порфиритами, туфами порфиритов, с актинолит-альбит-хлоритовыми, углисто-кремнисто-глинистыми сланцами, песчаниками, алевролитами, с липаритовыми, фельзитовыми, кварцевыми порфирами, туфами порфиров. Этот комплекс пород выделяется выше названными авторами в кульбурстюгскую, тюримскую, таржувскую свиты, которые параллелизуются с кондомской [Ехалин, 1964] и по стратиграфическому положению и органическим остаткам сопоставляются с западносибирским и белкинским горизонтами верхнего рифея — венда [Шишцын, 1974]. Мощность отложений 3000—3500 м.

Выше по разрезу описанные отложения согласно, с локальным перерывом сменяются археоциатовыми известняками, доломитовыми известняками, переслаивающимися с базальтовыми порфиритами, туфами порфиритов, лавобрекчиями, туфопесчаниками, алевролитами. Этот комплекс пород выделяется в тунгужувскую, или колодзувскую, свиту нижнего кембрия мощностью 1500 м [Журавлева и др., 1959₁, 1959₂; Номоконов, 1969; Суворова, 1969; Белоусов и др., 1978].

Стратиграфически выше в разрезе согласно, с локальным перерывом располагаются нижнекембрийские и ниже-среднекембрийские конгломераты, песчаники, алевролиты, мергели, известняки, песчано-глинистые сланцы мощностью 1500 и 1750 м, параллелизуемые с ефремкинской, безымянной, молокошкулакской свитами. Еще выше с угловым несогласием залегают среднекембрийские конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки, чередующиеся с андезитовыми, базальто-андезитовыми порфиритами, туфами порфиритов, трахитовыми, трахилипаритовыми, липаритовыми порфирами, туфами порфиров, туфопесчаниками мощностью до 2250 м. Эти породы выделяются в кошкулакскую свиту [Иванкин и др., 1965; Номоконов, 1969; Белоусов и др., 1978].

Завершается разрез в Июсской структурно-формационной подзоне континентальными ниже-среднедевонскими красноцветными песчаниками, алевролитами, конгломератами, базальтовыми порфиритами, липаритовыми, фельзитовыми порфирами и их туфами, туфоконгломератами.

Общая мощность позднекембрийских — раннепалеозойских отложений в подзоне 11 000—12 000 м (рис. 2, IX).

Ортонская (Балыксинская) структурно-формационная подзона (рис. 1, X; 2, X) и Верхне-Лебедская (Каурчакская) подзона (рис. 1, XI; 2, XI) находятся на юге Кузнецкого Алатау. Основание разреза подзон слагают мраморизованные и доломитовые известняки, чередующиеся с амфибол-полевошпат-хлоритовыми, углисто-кремнисто-глинистыми сланцами, диабазами, диабазовыми порфиритами, обнажающимися в бассейне речек Ортона, Базаса, Федоровки, Магызы, Балыксу, в верховьях рч. Лебедь и ее правого притока — рч. Каурчак. Эти отложения А. Г. Поспеловым и др. (1961), Ю. Г. Щербачевым (1961), Л. В. Пешехоновым (1967, 1969, 1971), В. А. Сараевым (1969), В. И. Фоминским (1970), И. К. Кокодзеевым, М. А. Башиловой, А. И. Забиякой, В. Н. Коноваловым, В. И. Зиновьевым, П. Е. Танским выделяются в енисейскую и каурчакскую свиты, соответствующие по стратиграфическому положению и микрофитолитам кабырзинскому горизонту верхнего рифея. Мощность отложений кабырзинского горизонта 2000—2500 м.

Стратиграфически выше описанные отложения постепенно сменяются амфибол-альбит-хлорит-серицитовыми, углисто-кремнисто-глинистыми сланцами, переслаивающимися с известняками, доломитами, базальтовыми порфиритами, туфами порфиритов, липаритовыми порфирами, кератофирами, туфами порфиров. Вулканические породы максимального развития (70—75%) достигают в Верхнелебедской структурно-формационной подзоне, в районе гор Кайбынь, Медная, Шаныштаг. Названные выше авторы этот комплекс пород выделяют в кондомскую и ее аналог — устьанзасскую свиты, соответствующие по стратиграфическому положению и палеонтологическим остаткам западносибирскому и белкинскому горизонтам верхнего рифея и венда. Мощность отложений верхнего рифея — венда изменяется от 2500 до 3500 м.

Стратиграфически выше разрез согласно, с локальным перерывом надстраивается массивными археоциатовыми известняками, известняковыми конгломератами и брекчиями, известняковыми песчаниками, алевролитами, туфопесчаниками, базальтовыми порфиритами, туфами порфиритов, выделяемыми в усинскую, или мрасскую, свиту нижнего кембрия [Поспелов и др., 1961]. В бассейне рч. Чаныш на границе Верхнелебедской и Кондомской структурно-формационных подзон в составе отложений нижнего кембрия резко возрастает количество вулканических пород базальтового состава, которые содержат прослой и линзы археоциатовых известняков. Здесь они В. Н. Коноваловым (1974) выделяются в чанышскую свиту, аналог усинской, или мрасской. Мощность нижнекембрийских отложений в подзонах 2000—2500 м.

В Верхнелебедской структурно-формационной подзоне стратиграфически выше с перерывом и угловым несогласием залегают конгломераты, туфоконгломераты, переслаивающиеся с туфопесчаниками, известняками, базальто-андезитовыми, андезитовыми порфиритами и их туфами. Этот комплекс пород выделяется в мундыбашскую, атлинскую, узасскую свиты среднего кембрия. Мощность среднекембрийских пород 1500 м.

Завершается разрез в подзонах континентальными красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, песчано-глинистыми сланцами, туфоконгломератами, андезито-базальтовыми порфиритами нижне-среднего девона. Общая мощность додевонских отложений в Ортонской структурно-формационной подзоне 6500—8500 м (рис. 2, X), в Верхнелебедской — 8000—9500 м (рис. 2, XI).

АБАКАНСКАЯ ЗОНА

Абаканская структурно-формационная зона (рис. 1, XII; 2, XII) расположена в юго-восточной части Кузнецкого Алатау. В юго-западном направлении она соединяется с Золотокитатско-Кондомской зоной и с Уйменско-Лебедской зоной Горного Алтая, в северо-восточном — с Северо-Саянской зоной Западного Саяна [Кузнецов, 1967; Сенников, 1969, 1977; Сурков и др., 1973; Херасков, 1979]. В основании стратиграфического разреза зоны в районе Абаканского хребта, по рекам и речкам Большой и Малый Абакан, Большой и Малый Кизас, Большой и Малый Анзас вскрываются мраморизованные известняки, углисто-кремнисто-глинистые сланцы, переслаивающиеся с диабазами, диабазовыми порфиритами, туфами порфиритов, амфибол-полевошпат-хлоритовыми сланцами мощностью 2500—3000 м. Названный комплекс пород Г. Г. Семеновым (1961), В. И. Фоминским (1970), Н. Н. Херасковым (1979) выделяется в каурчакскую свиту — аналог енисейской свиты, и предположительно в джебашскую серию, которые соответствуют по стратиграфическому положению и микрофитолитам кабырзинскому горизонту верхнего рифея.

Стратиграфически выше согласно залегают диабазовые, базальтовые порфириты, туфы порфиритов, туфопесчаники, актинолит-альбит-хлори-

товые, альбит-хлорит-серицитовые сланцы, чередующиеся с липаритовыми, фельзитовыми, кварцевыми порфирами, кварцевыми кератофирами, туфами порфиров и содержащие прослой мраморизованных известняков, доломитовых известняков и доломитов. Этот комплекс пород выделяется А. П. Щегловым и др. (1967), В. П. Коробейниковым, А. П. Щегловым (1969), В. И. Фоминским (1970), В. М. Ярошевичем (1971, 1980), А. Б. Гинцингером и др. (1978), Н. Н. Херасковым (1979), И. Т. Журавлевой, В. А. Лучининой (1980) в устьянзасскую (кондомскую), или чингинскую, свиту, соответствующую по палеонтологическим остаткам западносибирскому и белкинскому горизонтам верхнего рифея — венда. Мощность отложений достигает 3000—3500 м.

Выше по разрезу зеленые сланцы и доломиты согласно сменяются базальтовыми, андезито-базальтовыми порфиритами, туфами и лавобрекчиями порфиритов, туфопесчаниками, переслаивающимися с археоциатовыми известняками, известково-песчано-глинистыми сланцами, кератофирами, туфами кератофиров, фельзитовыми, кварцевыми порфирами, параллелизуемыми названными выше авторами с усинской, нижней и верхнемонокской свитами нижнего кембрия. Мощность нижнекембрийских отложений в зоне изменяется от 2300 до 3000 м.

Выше по разрезу с перерывом и угловым несогласием залегают среднекембрийские песчаники, известняки, песчано-глинистые сланцы, базальто-андезитовые, андезитовые порфириты, туфы, лавобрекчии и лавоконгломераты порфиритов (мундыбашская, арбатская свиты) мощностью 2500 м, ордовикские сероцветные конгломераты, песчаники, алевролиты, песчано-глинистые сланцы, мергели, тонкослоистые известняки (амзасская свита, шигнетская серия) мощностью 1000 м [Семенов, 1961; Казаков, Коношков, 1967; Исаков, 1969; Херасков, 1979].

Заканчивается разрез ниже-среднедевонскими континентальными красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, туфопесчаниками, андезито-базальтовыми порфиритами, туфами порфиритов.

Общая мощность позднекембрийских — раннепалеозойских отложений в зоне 11 300—13 000 м (рис. 2, XII).

* * *

Тельбесско-Бийская, Мартайгинско-Верхнелебедская, Абаканская структурно-формационные зоны сложены вулканическими и терригенно-карбонатными комплексами пород, которые занимают соответственно 62—70% и 30—38% их территории. Максимальная мощность отложений в зонах достигает 12 300—13 000 м, минимальная — 6500—8300 м.

Стратифицированные породные ассоциации в зонах образуют две группы формаций: вулканические и осадочные (рис. 3). Среди вулканических выделяются спилито-диабазовая и кератофиристо-диабазовая ($R_{кв} - V$), сложенные диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами, кератофирами; базальтовая, липарито-базальтовая, липаритовая ($V - \epsilon_1$), представленные базальтовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, липаритовыми, фельзитовыми, кварцевыми порфирами, кварцевыми кератофирами, туфами порфиритов и порфиров; андезитовая, базальто-андезитотрахилипаритовая, трахитовая, трахилипаритовая ($\epsilon_2 - O$), сложенные андезитовыми, базальто-андезитовыми, базальтовыми, трахиандезитовыми, трахибазальтовыми порфиритами, трахитовыми, трахилипаритовыми порфирами, туфами порфиритов и порфиров, лаво- и туфобрекчиями, лаво- и туфоконгломератами. Кроме того, обособляется терригенно-зеленосланцевая ($V - \epsilon_1$) формация, главными членами которой являются актинолит-альбит-хлорит-серицитовые, песчано-алеврито-глинистые, глинисто-известковые ритмично чередующиеся сланцы. Осадочные породы этой формации можно считать членами флишоидной формации.

Нужно сказать, что терригенно-зеленосланцевая формация сложена

орто-, парасланцами и пространственно тесно связана с базальтовой и липарито-базальтовой формациями. На данном этапе изученности она трудно отделима от вулканических и поэтому на мелкомасштабной схеме показана единым с ними знаком. Осадочные формации представлены кремнисто-карбонатной ($R_{KB} - \epsilon_1$), доломитовой (R_{ZS}), рифогенно-известняковой (ϵ_1) и нижней молассовой сероцветной ($\epsilon_2 - O$). Последняя сложена конгломератами, песчаниками, алевролитами, песчано-глинисто-известковыми сланцами, мергелями и известняками.

Из plutонических формаций в рассматриваемых зонах распространены: гипербазитовая (альпинотипных гипербазитов) (R); габбро-диорит-диабазовая, плагиогранито-габбровая, плагиогранитовая ($R_{KB} - \epsilon_1$); дунит-пироксенит-габбровая; пироксенит-габбровая, сиенито-габбровая, габбро-монцонито-диоритовая ($\epsilon_1 - \epsilon_2$); гранитоидных батолитов повышенной щелочности, сиенито-граносиенитовая, субвулканических диоритов, сиенитов, гранитов ($\epsilon_2 - O$). Эти формации подробно охарактеризованы в работах Г. В. Пинуса и др. (1958), Л. В. Алабина (1966₁), М. П. Кортусова (1967), Ю. А. Кузнецова и др. (1971), В. М. Иванова и др. (1972), А. И. Гончаренко (1976), Г. В. Полякова и др. (1977), А. П. Кривенко и др. (1979), В. Н. Довгаля, В. А. Широких (1980).

Plутоническим формациям габбро-диорит-диабазовой, плагиогранито-габбровой, плагиогранитовой ($R_{KB} - \epsilon_1$), дунит-пироксенит-габбровой (ϵ_1), габбровой (ϵ_2), сиенито-граносиенитовой, субвулканических диоритов, сиенитов, гранитов ($\epsilon_2 - O$) соответствуют комагматичные вулканические формации: спилито-диабазовая, кератофиро-диабазовая ($R_{KB} - V$), базальтовая, липарито-базальтовая, липаритовая ($V - \epsilon_1$), андезитовая, базальто-андезито-трахилипаритовая, трахитовая, трахилипаритовая ($\epsilon_2 - O$), образующие вулкано-плутонические ассоциации. Plутонические формации альпинотипных гипербазитов и гранитоидных батолитов повышенной щелочности не имеют комагматичных аналогов среди вулканических породных ассоциаций.

Рассмотренные структурно-формационные зоны представляют собой синклиновые структуры с четко выраженным асимметричным строением. С удалением от границ с Золотокитатско-Кондомской структурно-формационной зоной, т. е. от региональных разломов к западу и востоку, в них происходит выклинивание верхнекембрийских — ордовикских отложений и широкое развитие получают средне-, нижнекембрийские, вендские и верхнерифейские породы. Обращает внимание отсутствие в Терсинской и Ортонской структурно-формационных подзонах в стратиграфических колонках (рис. 2) и на структурно-формационной схеме (рис. 3) среднекембрийских отложений, что, по-видимому, связано со слабой стратиграфической изученностью подзон.

В этом же направлении, т. е. к западу и востоку от региональных разломов, вулканические породные ассоциации (формации) фациально сменяются терригенно-карбонатными; мощности отложений уменьшаются от 13 000—10 800 до 8300—6500 м; субмеридиональное простираение пород изменяется на СВ — 30—60° и ЮЗ 200—240° вплоть до субширотного; линейные остроугольные и изоклинальные складки с углами падения крыльев 45—90° сменяются брахискладками с широкими замками и падением крыльев 20—45°.

Верхнерифейские, вендские и нижнекембрийские отложения в зонах регионально метаморфизованы в фации зеленых сланцев. На западе Терсинской структурно-формационной подзоны в пределах Кузнецко-Алтайского регионального разлома устанавливаются на локальных площадях гранитизации зональные метаморфические изменения разновозрастных отложений от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации [Алабин и др., 1975]. Средне-, верхнекембрийские и ордовикские породы регионально метаморфизованы в условиях пренит-пумпеллитовой фации.

МРАССКО-БАТЕНЕВСКАЯ ЗОНА

Мрасско-Батеневская структурно-формационная зона расположена восточнее Мартайгинско-Верхнелебедской (рис. 1). Она состоит из 3 подзон, отличающихся от вышеописанных сокращенной мощностью отложений и преобладающим карбонатным составом пород.

Восточно-мартайгинская структурно-формационная подзона (рис. 1, XIII; 2, XIII) находится в северо-восточной части Кузнецкого Алатау. Основание стратиграфического разреза подзоны сложено мраморизованными водорослевыми известняками с прослоями углисто-кремнисто-глинистых сланцев, доломитовых известняков и силицитов, которые И. Т. Журавлевой и др. (1958), В. В. Хоментовским (1960), Л. В. Алабиным (1963), Г. Ф. Гореловым (1967), Б. Д. Васильевым (1969), А. Б. Гинцингером и др. (1969), П. А. Пономаревым (1974) выделяют в енисейскую свиту, по стратиграфическому положению и палеонтологическим остаткам соответствующую кабырзинскому горизонту верхнего рифея. Мощность енисейской свиты 1500 м.

Отложения свиты выше по разрезу постепенно сменяются доломитами, доломитовыми и доломитистыми известняками, известняками с прослоями известково-песчано-алевролитовых сланцев, параллелизуемых с западносибирской свитой верхнерифейского возраста. Мощность западносибирской свиты 1000 м.

Выше в разрезе согласно, участками с местным локальным перерывом, залегают тонкослоистые известняки, переслаивающиеся с известковыми песчаниками, алевролитами, кремнисто-глинистыми сланцами и содержащие прослой фосфоритов. Этот комплекс пород мощностью 300—500 м А. Б. Гинцингером и др. (1969), П. А. Пономаревым (1974) выделяется в белкинскую свиту вендского возраста.

Отложения венда согласно, с локальным перерывом выше сменяются нижнекембрийскими тонкослоистыми известняками, известковыми песчаниками, алевролитами, песчано-глинистыми сланцами мощностью 500—700 м, параллелизуемыми с устькундатской свитой [Пономарев, Аксарина, 1966; Пономарев, 1974; Поспелов и др., 1981], и массивными архециатовыми известняками ленского яруса нижнего кембрия с прослоями песчаников, алевролитов, туфопесчаников, соответствующих усинской свите [Журавлева и др., 1958; Решина и др., 1964]. Мощность нижнекембрийских отложений усинской свиты 1500 м.

Стратиграфически выше с перерывом и угловым несогласием в зоне размещаются андезитовые, базальто-андезитовые порфириты, туфы порфиритов, туфопесчаники, туфо- и лавоконгломераты, лавобрекчи с прослоями песчаников и алевролитов, выделяемые Т. М. Дембо (1959), Л. В. Алабиным, В. А. Врублевским (1972), Л. В. Алабиным (1975₁) в бериккульскую свиту среднего кембрия. Мощность среднекембрийских отложений непостоянна и изменяется от 1500 до 3000 м.

Заканчивается разрез континентальными ниже-среднедевонскими красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, андезито-базальтовыми, базальтовыми порфиритами, туфами порфиритов.

Общая мощность додевонских отложений в подзоне 6500—8000 м (рис. 2, XIII).

Мрасская структурно-формационная подзона (рис. 1, XIV; 2, XIV) расположена на юге региона. Представление о ее геологическом строении заложено исследованиями К. В. Радугина (1936). Однако принимая внутриформационные конгломераты за региональные перерывы в осадконакоплении и выделяя фациально изменяющиеся по латерали разновозрастные терригенно-карбонатные породы в самостоятельные формации (свиты), К. В. Радугин сдвоил стратиграфический разрез отложений. В дальнейшем геологическое строение структурно-фор-

мационной подзоны детализировано А. Л. Додиним (1948), И. Т. Журавлевой и др. (1959), В. В. Хоментовским (1960), А. Г. Поспеловым и др. (1961), Ю. Г. Шербаковым (1961), А. Б. Гинцингером и др. (1969), В. И. Фоминским (1970). В основании стратиграфического разреза подзоны и Мрасско-Батеневской зоны в целом по р. Мрассу и ее притокам — рч. Кабырзе, Пызасу, залегают мраморизованные массивные слоистые известняки с микрофитолитами и другими палеонтологическими остатками, относящимися к невландиевой проблематике. Здесь же залегают углисто-кремнистые сланцы, силициты с прослоями доломитовых известняков, доломитов. Этот комплекс пород выделяется в кабырзинскую свиту — стратотип кабырзинского стратиграфического горизонта верхнего рифея. Мощность отложений 1560 м.

Стратиграфически выше карбонатные породы кабырзинского горизонта постепенно сменяются доломитами, доломитовыми, доломитистыми известняками, кремписто-глинистыми сланцами, силицитами, фосфатистыми известняками мощностью 1000 м, соответствующими западносибирской свите, являющейся стратотипом западносибирского стратиграфического горизонта, возраст которого по фитолитам и микрофитолитам определяется как верхний рифей.

Выше согласно, с локальным перерывом залегают тонкослоистые известняки, известняковые брекчии, доломиты, фосфатные известняки, известково-кремнистые сланцы, фосфориты, выделяемые по стратиграфическому положению и палеонтологическим остаткам в белкинскую свиту мощностью 130—400 м — стратотип белкинского стратиграфического горизонта вендского возраста [Фосфоритоносные формации..., 1972; Фосфориты и апатиты Сибири, 1980].

Вендские отложения вверх по разрезу согласно, с локальным перерывом сменяются нижнекембрийскими археоциатовыми известняками, известково-кремнистыми сланцами, известковыми песчаниками (жарчитская, мазасская свиты) мощностью 2000 м и ниже-среднекембрийскими конгломератами, кремнисто-глинистыми сланцами, известняками, туфопесчаниками (улутагская свита) мощностью 1000 м [Поспелов и др., 1961; Фоминский, 1970; Фосфоритоносные формации..., 1972; Фосфориты и апатиты Сибири, 1980].

Стратиграфически выше с перерывом и угловым несогласием располагаются андезитовые, базальто-андезитовые порфириты, туфы порфиритов, туфопесчаники, конгломераты, выделяемые в узасскую свиту среднего кембрия мощностью 500 м.

Завершается разрез континентальными красноцветными нижне-среднедевонскими конгломератами, песчаниками, туфоконгломератами, андезито-базальтовыми порфиритами.

Общая мощность позднекембрийских — раннепалеозойских отложений в подзоне 6460 м (рис. 2, XIV).

Батеневская структурно-формационная подзона (рис. 1, XV; 2, XV) расположена на востоке Кузнецкого Алатау. В основании стратиграфического разреза подзоны в пределах так называемого Батеневского кряжа и хребта Азыртал по рч. Улень, Большой Ербе, в районах станции Сон — рудник Юлия, рч. Биджа, горы Мартюхиной, пади Кутень-Булук, урочища Сухие Слонцы, а также южнее, в бассейне речек Уйбат, Камышта, Аскиз распространены мраморизованные водорослевые известняки, углисто-кремнистые сланцы, силициты, доломитовые известняки с маломощными прослоями диабазовых, липаритовых и кварцевых порфиров. Эти отложения мощностью 1650 м выделяются в стратотипическом разрезе в биджинскую свиту, аналог енисейской свиты [Зайцев, Покровская, 1958; Хоментовский, 1960; Мусатов, 1961; Ярошевич, 1962; Борисов, 1964; Васильев и др., 1968; Гинцингер и др., 1969; Бровков и др., 1970, 1972; Коптев и др., 1971], которая по стратиграфи-

ческому положению и палеонтологическим остаткам соответствует кабырзинскому горизонту верхнего рифея.

Стратиграфически выше в разрезе с перерывом и угловым несогласием [Васильев и др., 1968; Коптев и др., 1971], по другим авторам [Зайцев, Покровская, 1958; Хоментовский, 1960; Мусатов, 1961; Ярошевич, 1962; Бровков и др., 1970] — согласно залегают доломиты, доломитовые известняки, известняки, переслаивающиеся с известковыми песчаниками, углисто-кремнисто-глинистыми сланцами, силицитами, базальтовыми порфиритами, туфами порфиритов, липаритовыми, кварцевыми порфирами. Этот комплекс пород мощностью 1200 м выделяется вышеназванными авторами в стратотипическом разрезе в мартюхинскую свиту, соответствующую по микрофитолитам западносибирскому горизонту верхнего рифея.

Отложения верхнего рифея выше по разрезу согласно, с локальным перерывом сменяются известковыми песчаниками, тонкослоистыми известняками, алевролитами, известково-кремнистыми сланцами, фосфатистыми известняками, фосфоритами мощностью от 250—400 до 1000 м, параллелизуемыми с томальской или белкинской свитами, соответствующими белкинскому стратиграфическому горизонту вендского возраста [Мкртычян, Шипицын, 1968; Гинцингер и др., 1969; Балицкий, 1972; Коптев и др., 1976; Фосфориты и апатиты Сибири, 1980].

Выше в разрезе согласно располагаются песчаные известняки, известняковые конгломераты, археоциатовые известняки, доломиты с прослоями песчаников, песчано-глинистых сланцев, туфопесчаников, туфов андезито-базальтовых порфиритов, сопоставляемые с устькундатской и усинской свитами нижнего кембрия [Вологдин, 1947; Журавлева и др., 1959₂; Ярошевич, 1962; Репина и др., 1964; Еханин, 1965; Сенаколис, Шипицын, 1966; Сенаколис и др., 1966; Суворова, 1969]. Мощность нижнекембрийских отложений изменяется от 1500 до 2250 м. Важно подчеркнуть, что карбонатные породы нижнего кембрия с остатками археоциат, как установлено Д. М. Бондаревой (1978), распространены в Батневской структурно-формационной подзоне значительно шире, чем это считалось раньше.

Стратиграфически выше в центральной части подзоны несогласно и с перерывом залегают конгломераты, песчаники, тонкослоистые известняки, алевролиты, песчано-глинистые, кремнисто-глинистые сланцы, чередующиеся с прослоями и пачками андезито-базальтовых порфиритов, туфов порфиритов, лавобрекчий и туфов трахилипаритовых и трахитовых порфиров. Количество вулканических пород возрастает в верхах разреза. В восточном и юго-восточном направлениях, т. е. к восточной границе подзоны, вулканические породы постепенно исчезают, а известняки, песчаные известняки, известково-песчано-глинистые, кремнисто-глинистые сланцы согласно залегают на нижнекембрийских карбонатных породах с остатками археоциат и трилобитов. Описанный комплекс пород по стратиграфическому положению и палеонтологическим остаткам выделяется в карасукскую и толчинскую свиты среднего кембрия [Ярошевич, 1962; Царев, 1967_{1,2}, 1969; Гинцингер, Винкман, 1970; Богнибова, 1971; Амгинский ярус..., 1971]. Мощность среднекембрийских отложений колеблется от 800 до 2000 м, составляя в среднем 1200 м. Таким образом, в Батневской структурно-формационной подзоне устанавливаются два типа разреза среднекембрийских отложений: карбонатно-вулканогенный и терригенно-карбонатный. Причем отложения первого типа разреза с перерывом и несогласием, второго — согласно и без перерыва залегают на нижележащих породах.

Завершается разрез в подзоне континентальными ниже-среднедевонскими красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфами андезитовых, андезито-базальтовых порфиритов и андезито-базальтовыми порфиритами.

Общая мощность позднекембрийских и раннепалеозойских отложений в подзоне 6700 м (рис. 2, XV).

В Батёневской структурно-формационной подзоне по особенностям геологического строения выделяются индивидуализированные структуры, к которым относятся Катюшкинская и Тейская синклинали. Катюшкинская синклиналь расположена в северо-восточной части подзоны. В основании ее стратиграфического разреза, в окрестностях деревни Катюшкиной, а также в районе Романовской горы высоты 808,5 м обнажаются мраморизованные водорослевые известняки с прослоями доломитов, углисто-кремнистые сланцы, песчаники, гравелиты, чередующиеся с диабазами, диабазовыми порфиритами, туфами порфиритов, туфопесчаниками, с липаритовыми, фельзитовыми порфирами, туфами порфиров. Этот комплекс пород выделяется Д. И. Мусатовым (1961), В. Д. Томашпольской (1964), А. Ф. Сенаколисом и др. (1966), А. Б. Гинцингером и др. (1969) в гольджинскую и лощенковскую свиты, соответствующие по стратиграфическому положению и палеонтологическим остаткам кабырзинскому стратиграфическому горизонту верхнего рифея. Мощность отложений кабырзинского горизонта, по данным названных авторов, достигает здесь 3670—4870 м.

Стратиграфически выше в разрезе описанные отложения постепенно сменяются доломитами, доломитовыми известняками, углисто-кремнисто-глинистыми, актинолит-альбит-хлоритовыми сланцами, известковыми песчаниками, переслаивающимися с базальтовыми порфиритами и их туфами общей мощностью 1000—1200 м. Отложения сопоставляются с мартюхинской и белкинской свитами, соответствующими западносибирскому и белкинскому горизонтам верхнего рифея и венда.

Выше в разрезе согласно, с локальным перерывом залегают известняки, мергели, известково-песчано-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, археоциатовые известняки мощностью 1500—2100 м. Терригенно-карбонатный комплекс пород соответствует устькундатской и усинской свитам нижнего кембрия [Репина и др., 1964; Сенаколис, Шипицын, 1966; Суворова, 1969; Коптев и др., 1971].

Стратиграфически выше в структуре с перерывом и угловым несогласием располагаются андезитовые, базальтово-андезитовые порфириты, туфы порфиритов, липаритовые, трахилипаритовые, трахитовые порфиры, туфобрекчии, содержащие прослои известняков, мергелей и песчаников. Описанные породы сопоставляются с карасукской, а также с кошкулакской и беркульской свитами среднего кембрия [Царев, 1967_{1,2}, 1969; Гинцингер, Винкман, 1970; Белоусов и др., 1974]. Мощность среднекембрийских пород изменяется от 900 до 1500 м. Общая мощность отложений в Катюшкинской структуре достигает 7070—9670 м.

В южной части подзоны в бассейне рч. Теи, в Тейской синклинали, распространены липаритовые, трахилипаритовые, трахитовые порфиры, переслаивающиеся с базальто-андезитовыми порфиритами, туфами порфиритов, туффитами, туфопесчаниками, песчаниками и алевролитами. Вулканический комплекс пород, слагающий синклинальную структуру, залегает с перерывом и угловым несогласием на отложениях кабырзинского, западносибирского, белкинского и усинского стратиграфических горизонтов. Мощность пород изменяется от 1000—1500 м в периферии структуры до 2500—2700 м в ее центральной части.

Щелочно-салические и базальтоидные вулканические породы, выполняющие синклиналь, широко развиты в районе Тейского железорудного месторождения. Здесь они впервые детально описаны И. К. Баженовым и А. К. Кюзом, которые, касаясь вопроса их возраста, писали: «Возраст эффузивов не установлен. Но следует подчеркнуть, что они отличны от эффузивов нижнего девона Минусинской котловины, и, возможно, их следует относить к кембрию» [Баженов, Кюз, 1931, с. 47]. Однако

в дальнейшем эти породы параллелизовались с вулканическими породами герцинской Минусинской впадины без детальных стратиграфических, петрохимических сопоставлений и выделялись в тейскую свиту условно силурийско-нижнедевонского возраста. Петрологическими исследованиями Г. В. Полякова (1971) было установлено, что по петрографическому и химическому составу вулканы тейской свиты аналогичны вулканическим породам Кондомского железорудного района. Возраст последних, по данным детальных стратиграфических исследований и на основании палеонтологических остатков, надежно определяется как среднекембрийский [Поспелов и др., 1961; Горелов, 1974; Тараймович, Орлов, 1974].

Вместе с тем следует подчеркнуть, что по петрографическому и химическому составу вулканические породы Тейской синклинали структуры во многом аналогичны вулканическим породам Тайдонской грабен-синклинали (рис. 1, I_3), возраст которых на основании остатков трилобитов и брахиопод установлен как ордовикский [Снежко, 1967; Налетов, Сидоренко, 1969; Белоусов и др., 1974]. В последнее время к мнению о додевонском возрасте пород Тейской синклинали и ряда других подобных структур восточного склона Кузнецкого Алатау пришел В. Л. Хомичев [Хомичев, Сольцман, 1980]. Эти данные, а также детальные стратиграфические, петрологические и радиологические исследования, выполненные автором [Алабин, Долгушин, 1978_{1,2}], позволяют вулканические породы Тейской структуры относить к додевонским образованиям и их возраст считать, до более детальных исследований, среднекембрийским — ордовикским.

Изложенный выше материал показывает, что Мрасско-Батеневская структурно-формационная зона сложена преимущественно карбонатными и терригенно-карбонатными породами (см. рис. 3). Они занимают 80—84% ее территории и им резко подчинены вулканические породы (16—20%). Мощность отложений в зоне изменяется от 8000 до 6460 м, уменьшаясь в восточном направлении. В этом же направлении устанавливается в разрезах увеличение карбонатных пород и общее их согласное залегание.

Породные ассоциации в зоне выделяются в формации (рис. 3): кремнисто-карбонатную ($R_{кв} - \epsilon_1$), доломитовую (R_{zs}), рифогенно-известняковую (ϵ_1), андезитовую, базальто-андезито-трахилипаритовую, трахитовую, трахилипаритовую ($\epsilon_2 - O$). Из plutонических в зоне преобладают формации гранитоидных (гранитовых) батолитов, сиенит-грано-сиенитовая, субвулканических диоритов, сиенитов, гранитов ($\epsilon_2 - O$), которым подчинена группа габброидных формаций ($\epsilon_1 - \epsilon_2$): пироксенит-габбровая, сиенито-габбровая, габбро-монцитито-диоритовая [Кузнецов и др., 1971; Кривенко и др., 1979; Довгаль, Широких, 1980].

Породы, слагающие Мрасско-Батеневскую структурно-формационную зону, дислоцированы меньше, чем в структурно-формационных зонах, описанных выше. Они образуют брахискладки СВ простирания с широкими замками и пологими углами падения крыльев (20—50°). Изменение простирания и увеличение углов падения крыльев складок наблюдаются вблизи разломов, где повышается и количество вулканических пород.

По минеральным парагенезисам прослоев пелитовых и вулканических пород среди карбонатных устанавливается зеленосланцевая фация регионального метаморфизма верхнерифейских, вендских, нижнекембрийских и пренит-пумпеллиитовая фация регионального метаморфизма среднекембрийских-ордовикских отложений.

Мрасско-Батеневская структурно-формационная зона в целом представляет антиклинорную структуру. В ней широко распространены верхнерифейские, вендские и нижнекембрийские отложения (88—92%) при резко подчиненном развитии среднекембрийских-ордовикских (8—12%). Последние располагаются преимущественно по флангам структуры. Вместе

с тем в Мрасско-Батеневской структурно-формационной зоне развиты локальные синклиналильные структуры — Катюшкинская, Тейская и другие, характеризующиеся повышенной мощностью отложений (7070—9670 м), увеличением в разрезах количества вулканических пород (до 30—35%), проявлением в осевой части структур линейной складчатости с углами падения крыльев складок до 50—80°. Эти особенности геологического строения Мрасско-Батеневской структурно-формационной зоны свидетельствуют о проявлении в ней на локальных участках тектонического режима, способствовавшего формированию отложений, приближающихся по составу и степени дислоцированности к Мартайгинско-Верхнелебедской структурно-формационной зоне.

Заканчивая краткую характеристику структурно-формационных зон Кузнецкого Алатау, следует подчеркнуть, что, несмотря на сложное строение, они обладают определенными закономерностями геологического строения и тектонического развития. Эти закономерности рассматриваются и анализируются в следующей главе.

Глава 3

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ИСТОРИЯ ИХ РАЗВИТИЯ

Сравнительный анализ показывает, что структурно-формационные зоны обладают индивидуализированными особенностями стратиграфического, геологического строения, формационного состава, характера складчатости, отражающими различный тектонический режим их развития. Это обстоятельство позволяет суммировать закономерности их строения, расчленив по типу тектонического развития, выявить основные стадии и этапы развития и таким образом выделить главные генетические типы геосинклиналильных тектонических структур.

СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ

В Кузнецком Алатау выделяется 3 типа палеоструктур. Первому типу соответствует Золотокитатско-Кондомская структурно-формационная зона. Она обладает рядом специфических черт геологического строения, важными из которых являются:

- 1) максимальная полнота стратиграфического разреза ($R_{КВ} - O$);
- 2) большая мощность отложений (10 700—15 400 м);
- 3) развитие вулканических пород от верхнего рифея до ордовика включительно;
- 4) преобладающее развитие базальтовых вулканических пород, слабо дифференцированных в верхнем рифее — нижнем кембрии, контрастно дифференцированных в среднем кембрии — ордовике;
- 5) незначительное развитие осадочных пород;
- 6) региональный метаморфизм верхнерифейских, вендских и нижнекембрийских отложений в условиях фации зеленых сланцев; среднекембрийских — ордовикских — в пренят-пумвеллиптовой фации; локальное развитие эпидот-амфиболитовой фации в ассоциации с фацией зеленых сланцев в участках смятия и гранитизации;
- 7) напряженная линейная складчатость.

Золотокитатско-Кондомская структурно-формационная зона с перечисленными особенностями геологического строения прослеживается в меридиональном направлении с севера на юг на расстояние более 500 км при ширине от 5—15 до 35—40 км. Она отграничена от смежных структурно-формационных зон региональными разломами и представляет собой узкую линейную тектоническую палеоструктуру. Породные ассоциации, слагающие палеоструктуру, образуют вертикальный ряд формаций (рис. 3): кремнисто-карбонатную ($R_{KB}-\epsilon_1$), спилито-диабазовую ($R_{KB}-V$) → базальтовую, зеленосланцевую ($V-\epsilon_1$) → андезитовую, базальто-андезито-трахилипаритовую, трахитовую, трахилипаритовую, нижнюю молассовую сероцветную (ϵ_2-O); гипербазитовую (R) → габбро-диорит-диабазовую ($R_{KB}-\epsilon_1$) → габбровую группу (норит-габбровую, диорит-норит-габбровую) $\epsilon_1-\epsilon_2$ → гнейсо-гранитовую, гранитоидных батолитов повышенной основности, сиенит-граносиенитовую и субвулканических диоритов, сиенитов, гранитов (ϵ_2-O).

К западу и востоку от линейной тектонической палеоструктуры располагаются Тельбесско-Бийская, Мартайгинско-Верхнелебедская и Абаканская структурно-формационные зоны, которые представляют собой палеоструктуры второго типа. Для них характерны:

- 1) локальное развитие отложений ϵ_3-O ;
- 2) уменьшение мощности отложений до 8000—13 000 м;
- 3) повышение в разрезе количества осадочных пород за счет сокращения вулканических;
- 4) появление доломитов;
- 5) увеличение количества вулканических пород кислотно-щелочного состава и появление их на стратиграфических уровнях верхнего рифея, венда, нижнего, среднего кембрия и ордовика, иначе говоря, проявление дифференциации вулканических пород в $R_{KB}-O$;
- 6) региональный метаморфизм верхнерифейских, вендских и нижнекембрийских отложений в условиях фации зеленых сланцев; среднекембрийских — ордовикских — в пренит-пумпеллиитовой фации;
- 7) проявление наряду с линейной брахиформной складчатости.

Перечисленные структурно-формационные зоны соответствуют простирającymся в меридиональном направлении при длине 200—500 км и ширине 15—60 км линейным тектоническим палеоструктурам, располагающимся к западу и востоку от Золотокитатско-Кондомской. Вулканические и осадочные стратифицирующиеся породные ассоциации образуют в рассматриваемых палеоструктурах две равнозначные по объему группы формаций, фациально сменяющие друг друга по латерали. Здесь выделяются следующие формации (рис. 3), образующие вертикальные ряды: вулканические — спилито-диабазовая, кератофиристо-диабазовая ($R_{KB}-V$) → базальтовая, липарито-базальтовая, липаритовая ($V-\epsilon_1$) → андезитовая, базальто-андезито-трахилипаритовая, трахитовая, трахилипаритовая (ϵ_2-O); осадочные — кремнисто-карбонатная ($R_{KB}-\epsilon_1$) → доломитовая (R_{ZS}) → терригенно-зеленосланцевая (флишоидная) $V-\epsilon_1$ → рифогенно-известняковая (ϵ_1) → нижняя молассовая сероцветная (ϵ_2-O); плутонические — гипербазитовая (R) → габбро-диорит-диабазовая, плагиогранито-габбровая, плагиогранитовая ($R_{KB}-\epsilon_1$) → габбровая группа (дунит-пироксенит-габбровая, пироксенит-габбровая, сиенито-габбровая, габбро-монцитито-диоритовая) $\epsilon_1-\epsilon_2$ → гранитоидных батолитов повышенной щелочности, сиенито-граносиенитовая, субвулканических диоритов, сиенитов, гранитов (ϵ_2-O).

Восточнее рассмотренных размещается Мрасско-Батеневская структурно-формационная зона, относящаяся к третьему типу палеоструктур. От предыдущих она отличается:

- 1) узко локальным развитием отложений ϵ_2-O ;
- 2) сокращенной мощностью отложений (6200—8000 м);

3) преобладающим карбонатным составом пород;

4) широким развитием доломитовых пород;

5) брахиформным типом складчатости.

Названная структурно-формационная зона соответствует широкой, изометричной в плане $300 \times 80-120$ км тектонической палеоструктуре, сложенной преимущественно осадочными формациями (рис. 3): кремнисто-карбонатной ($R_{KB}-\epsilon_1$) → доломитовой (R_{ZS}) — рифогенно-известняковой (ϵ_1), которым подчинены андезитовая, базальто-андезито-трахилипаритовая, трахитовая, трахилипаритовая (ϵ_2-O). Плутонические формации представлены габбро-диорит-диабазовой ($R_{KB}-\epsilon_1$) → габбровой группой (пироксенит-габбровая, сиенито-габбровая, габбро-монцонито-диоритовая)

$\epsilon_1-\epsilon_2$ → гранитоидных (гранитовых) батолитов, сиенито-граносиенитовой, субвулканических диоритов, сиенитов, гранитов (ϵ_2-O).

Тектонические палеоструктуры по совокупности перечисленных выше признаков и прежде всего по значительной мощности отложений; ассоциации базальтовых, андезитовых, липаритовых, трахилипаритовых вулканических, осадочных, плутонических формаций; линейной, реже брахиформной складчатости; преобладающему региональному метаморфизму, соответствующему фации зеленых сланцев, являются типичными геосинклинальными в классическом их понимании [Пейве, Синицын, 1950; Николаев, 1944, 1953; Муратов, 1963, 1967, 1971, 1975; Михайлов, 1970; Богданов и др., 1972; Хаин, 1951, 1959, 1973, 1980; Муратов, Хаин, 1968; Косыгин, 1974; Обуэн, 1967; Кэй, 1955; Кинг, 1972], сформировавшимися в процессе эвгеосинклинального тектонического режима [Штилле, 1964; Белоусов, 1975, 1978]. Отложения, слагающие палеоструктуры, образуют главный геосинклинальный комплекс.

Первый и второй типы палеоструктур с наиболее полным стратиграфическим разрезом от R_{KB} до O включительно, с максимальной мощностью отложений, преобладающим развитием вулканических пород базальтового состава (рис. 4), с напряженной линейной складчатостью представляют собой по режиму тектонического развития и морфологическому строению эвгеосинклинальный прогиб. В последнем четко обособляются две зоны: зона внутреннего, или осевого, прогиба, соответствующая линейной тектонической палеоструктуре I типа (Золотокигатско-Кондомская структурно-формационная зона), отграниченной от смежных разломами; зона внешнего прогиба, совпадающая с тектоническими палеоструктурами II типа (Тельбесско-Бийская, Мартайгинско-Верхнелебедская, Абаканская структурно-формационные зоны).

Тектоническая палеоструктура III типа (Мрасско-Батеневская структурно-формационная зона) с сокращенной мощностью отложений, с преобладающим осадочным (карбонатным) составом пород, брахиформной

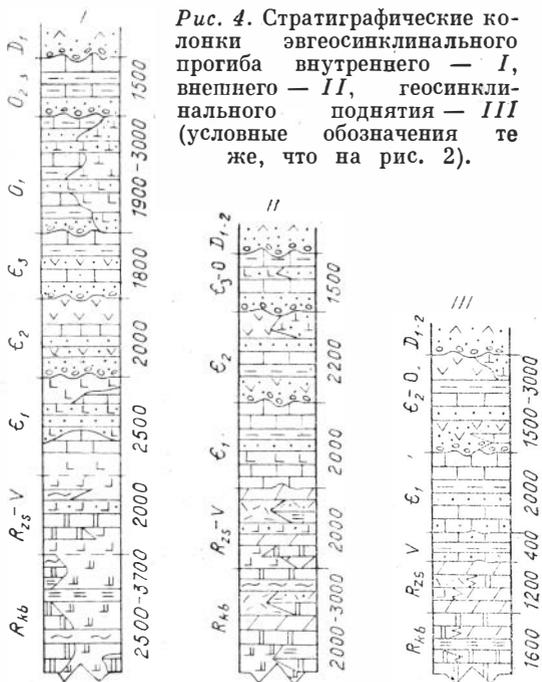


Рис. 4. Стратиграфические колонки эвгеосинклинального прогиба внутреннего — I, внешнего — II, геосинклинального поднятия — III (условные обозначения те же, что на рис. 2).

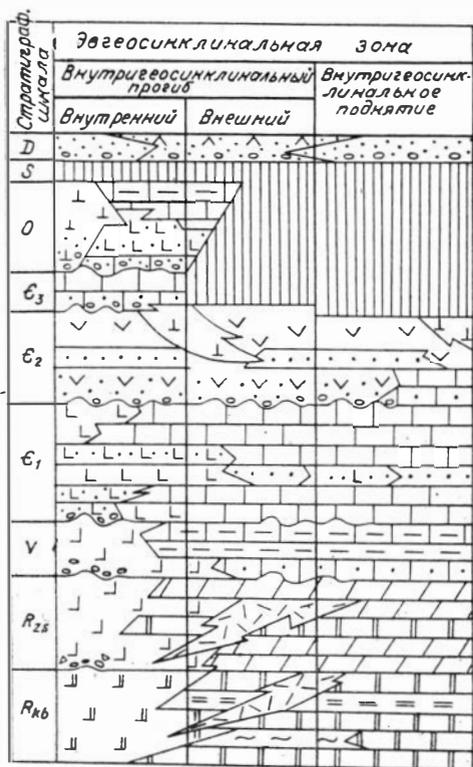


Рис. 5. Схема соотношения породных ассоциаций эвгеосинклиналичного прогиба и геосинклиналичного поднятия.

1 — мраморизованные известняки, мраморы; 2 — доломиты, доломитовые, доломитистые известняки; 3 — известняки; 4 — известковистые, известково-глинистые сланцы, мергели; 5 — известняковые, известковистые песчаники; 6 — углисто-глинисто-кремнистые, углисто-кремнистые сланцы, силициты; 7 — песчано-глинистые сланцы; 8 — актинолит-альбит-хлорит-серпичитовые, амфибол-полевошпатовые (зеленые) сланцы, амфиболиты; 9 — алевролиты, песчаники; 10 — конгломераты, песчаники; 11 — диабазы, диабазовые порфириды, спилиты; 12 — базальтовые порфириды; 13 — базальтовые, андезито-базальтовые порфириды; 14 — андезитовые, базальто-андезитовые порфириды; 15 — липаритовые, фельзитовые, кварцевые порфиры, кератофиры; 16 — трахилипаритовые, трахитовые порфиры, трахиандезитовые порфириды; 17 — лавоконгломераты, лавобрекчии, туфо-конгломераты, туфы, туффиты базальтовых, андезитовых, дацитовых порфиридов; 18 — лавоконгломераты, лавобрекчии, туфо-конгломераты, туфы, туффиты порфиридов базальтовых (а), андезитовых (б), липаритовых, трахилипаритовых, трахитовых порфиридов (в); 19 — согласное залегание (а), согласное залегание с локальным перерывом (б); 20 — стратиграфический перерыв.

складчатостью и антиклинорным морфологическим строением отвечает по типу тектонического развития относительно геосинклиналичному или внутриэвгеосинклиналичному поднятию (рис. 4).

Отложения, слагающие геосинклиналичное поднятие, по литологическому составу, фацциальным условиям формирования и палеонтологическим остаткам имеют ряд общих черт с позднекембрийскими и раннепалеозойскими породами чехла Сибирской платформы [Куравлева, 1960; Замарев, 1961; Беспалов, 1963; Розанов, Миссаржевский, 1966; Соколов, 1967; Савицкий и др., 1968; Егорова и др., 1969; Григорьев и др., 1969; Илюхин, Тараненко, 1970; Семихатов и др., 1970; Хоментовский и др., 1972, 1977; Ивановская, 1980]. Тем не менее от последних они отличаются формированием в условиях геосинклиналичного режима по перечисленным выше признакам, интенсивному проявлению плутонического раннепалеозойского базальтоидного и гранитоидного магматизма [Кузнецов и др., 1971; Поляков и др., 1977; Кривенко и др., 1979] и относятся в связи с этим к типичным геосинклиналичным образованиям.

Соотношение породных ассоциаций главного геосинклиналичного комплекса Кузнецкого Алатау изображено на рис. 5. В соответствии с вышеизложенным и как показано на рис. 5, зона внешнего эвгеосинклиналичного прогиба, являющаяся переходной от внутреннего прогиба к внутриэвгеосинклиналичному поднятию, имеет наиболее сложное геологическое строение. Именно тектоническая позиция зоны как переходной, или промежуточной, обуславливает пестрый фацциальный профиль отложений, сложные фацциальные переходы от вулканических пород к осадочным, смешанный (неоднородный) состав вулканических, осадочных, плутонических формаций и т. д. Поэтому наличие в Кузнецком Алатау структурно-формационных зон, отвечающих различным по режиму развития типам текто-

нических структур с определенными комплексами породных ассоциаций и сложными фаціальными переходами между ними, требует специального подхода к их изучению, на что неоднократно обращали внимание В. А. Кузнецов (1952, 1954), В. В. Хоментовский (1964), А. Ф. Белоусов (1966), В. В. Волков (1966, 1970) и другие исследователи.

В истории развития геосинклинальных тектонических структур Кузнецкого Алатау намечается три стадии их формирования: начальная, или ранняя; зрелая, или средняя; завершающая, или поздняя.

Н а ч а л ь н а я (р а н н я я) с т а д и я (R_{IV}), или стадия обособления и начального погружения геосинклинального бассейна, устанавливается по повсеместному формированию кремнисто-карбонатной формации и появлению в конце стадии в центральной, наиболее прогнутой, части спилито-диабазовой и кератофиристо-диабазовой формаций.

З р е л а я (с р е д н я я) с т а д и я ($R_{28}-C_1$), или стадия становления геосинклинали, характеризуется неравномерным прогибанием бассейна — дифференциацией его на внешнюю зону замедленного и внутреннюю зону ускоренного погружения. В эту стадию во внешней зоне замедленного погружения формируется группа карбонатных формаций сокращенной мощности, тогда как во внутренней зоне ускоренного погружения синхронно формируется группа базальтовых и липарито-базальтовых вулканических и осадочно-вулканических формаций большой мощности.

Внешняя зона геосинклинального бассейна, представляющая собой в начале стадии относительное поднятие на фоне общего погружения, в конце стадии обособляется как **в н у т р и г е о с и н к л и н а л ь н о е (г е о с и н к л и н а л ь н о е) п о д н я т и е**.

Одновременно внутренняя зона ускоренного погружения (прогибания) формируется как **г е о с и н к л и н а л ь н ы й (э в г е о с и н к л и п а л ь н ы й) п р о г и б**. Последний имеет неоднородное морфологическое и геологическое строение. В нем развивается узкая (от 5—15 до 35—40 км), протяженная (более 500 км) линейная внутренняя (осевая) структура максимального прогибания, выполненная недифференцированными базальтовыми вулканическими формациями и отграниченная от смежных разломами. Эта структура представляет собой **в н у т р е н н и й (о с е в о й) э в г е о с и н к л и н а л ь н ы й п р о г и б**. Вторая структура замедленного прогибания относительно первой и сложенная дифференцированными базальтовыми вулканическими и осадочно-вулканическими формациями является переходной от внутреннего эвгеосинклинального прогиба к геосинклинальному поднятию и образует **в н е ш н и й э в г е о с и н к л и н а л ь н ы й п р о г и б**.

Внутренний и внешний эвгеосинклинальные прогибы имеют неоднородное строение. В них выделяются участки с карбонатным типом разреза, аналогичные по строению внутригеосинклинальному поднятию, но значительно меньших размеров, такие как Яйский, Пезасский, Бийский, Клыкский и др. горсты.

З а в е р ш а ю щ а я (п о з д н я я) с т а д и я (C_2-O) формирования геосинклинали устанавливается по развитию сероцветной терригенной или нижней молассовой, андезитовой и базальто-андезито-трахилипаритовой, трахитовой, трахилипаритовой групп формаций. Нижняя молассовая сероцветная формация накапливалась в локальных структурах, унаследованно развивавшихся во внутригеосинклинальном прогибе. Андезитовая и базальто-андезито-трахилипаритовая, трахитовая, трахилипаритовая формации формировались как в зоне прогиба, так и во внутригеосинклинальном поднятии в наложенных структурах (впадинах). В зоне перехода от внутреннего геосинклинального прогиба к геосинклинальному поднятию, т. е. во внешнем геосинклинальном прогибе, нижняя молассовая сероцветная, андезитовая, базальто-андезито-трахилипаритовая, трахитовая и трахилипаритовая формации накапливались в унаследованно-наложенных прогибах и впадинах.

Стадия завершения, или поздняя стадия, характеризует собой окончание геосинклинального режима развития и переход к орогенному режиму, в связи с чем она обладает чертами, свойственными как первому, так и частично второму режимам.

Завершение поздней стадии в среднем кембрии — ордовике привело в последующем времени к началу качественно нового тектонического режима развития региона, а именно, к вовлечению в горообразовательный процесс всех типов структурно-формационных зон и как следствие этого — к проявлению крупного регионального перерыва в осадконакоплении (рис. 2, 4, 5), структурному несогласию, изменению биологических условий; к формированию сводовых поднятий и обширных наложенных межгорных прогибов и впадин, основание которых выполнено девонским красноцветным молассовым комплексом (верхняя моласса) и вулканическими породами базальто-андезито-трахито-липаритовой группы формаций [Луцицкий, 1960; Моссаковский, 1961, 1963; Ананьев, 1962, 1969]. Все это в целом отвечает кардинально новому — орогенному режиму развития региона и формированию орогенного комплекса пород [Моссаковский, 1975, 1979]. Именно поэтому вышеописанную позднюю стадию мы рассматривали в составе геосинклинального режима как завершающую. Эта стадия соответствует известному в литературе протоорогенному [Боголепов, 1968], раннеорогенному [Хаин, 1973], инверсионному [Белоусов, 1975] этапам формирования геосинклинали.

Таким образом, в истории развития геосинклинали Кузнецкого Алатау можно выделить два этапа: собственно геосинклинальный или раннегеосинклинальный ($R_{KB} - \epsilon_1$), включающий стадию обособления геосинклинали (R_{KB}), стадию становления геосинклинали, или релую стадию ($R_{zs} - \epsilon_1$), и протоорогенный, раннеорогенный (инверсионный), позднегеосинклинальный этап, соответствующий поздней стадии, или стадии завершения развития геосинклинали ($\epsilon_2 - 0$).

Завершение геосинклинального периода развития, или, иначе говоря, замыкание геосинклинали Кузнецкого Алатау, произошло в позднем кембрии — раннем ордовике, что позволяет бесспорно относить этот регион к структурам салаирской или раннекаледонской складчатости. Подобные геосинклинальные структуры в результате детальных исследований и формационного анализа конкретизированы и выделены в Горном Алтае [Волков, 1966; Нехорошев, 1966; Сенников, 1969, 1977; Винкман и др., 1970], в Западном, Восточном Саянах, в Туве [Зайцев, 1964; Кудрявцев, 1963; Волков, 1970; Александров, 1979; Херасков, 1979; Ильин, 1982], в Забайкалье [Бутов и др., 1974; Беличенко, 1977], в Казахстане [Борукаев, 1960; Штрейс, 1960; Беспалов, Есенов, 1974; Абдулин, Беспалов, 1975; Звонцов, 1975; Антонюк и др., 1977; Хисамутдинов, 1979; Абдулин, 1981], на Урале [Гарань, 1970; Пронин, 1970; Мамаев, 1970; Мамаев, Черменинова, 1972], в Монголии [Беззубцев и др., 1963; Бямба, 1970; Благоднаров, Зайцев, 1972; Зайцев и др., 1974; Дергунов, 1981], в других регионах Центрально-Азиатского складчатого пояса [Унков, 1958, 1960; Белостокский и др., 1959; Зоненшайн и др., 1960; Мелешенко и др., 1960; Зайцев, 1964, 1966; Красильников, 1966; Янов, 1966; Кудрявцев, 1973; Сурков и др., 1973; Муратов, 1974; Шехоркина, 1976; Чернова, 1978; Алтухов, 1980], в других регионах Советского Союза и мира [Пронин, 1969; Хаин, 1971, 1979; Кинг, 1972; Тектоника Евразии, 1966; Тектоника Европы и смежных областей, 1978; Докембрий континентов, 1978; Ранняя история Земли, 1980; Рид, Уотсон, 1981; Стерт и др., 1981; Штилле, 1964, 1968; Stille, 1948; Rodgers, 1972; Higgins, 1973; Odum, Fullagar, 1973]. Все эти данные, в том числе пример Кузнецкого Алатау, подтверждают представления многих исследователей о планетарном проявлении салаирского (раннекаледонского) цикла тектогенеза, впервые выделенного и

Главные типы геосинклинальных тектонических структур Кузнецкого Алатау

Возраст	Этапы развития	Тектонические структуры		
$\epsilon_2 - 0$	Раннеорогенный (позднегеосинклинальный)	Унаследованные прогибы	Унаследованно-наложенные прогибы и впадины	Наложённые впадины
$R_{KB} - \epsilon_1$	Собственно геосинклинальный (раннегеосинклинальный)	Внутренний геосинклинальный прогиб	Внешний геосинклинальный прогиб	Геосинклинальное поднятие

обоснованного в Алтае-Саянской складчатой области сибирскими учеными А. М. Кузьминым (1928), М. А. Усовым (1936), К. В. Радугиным (1938), В. А. Кузнецовым (1952, 1954).

Рассматривая развитие геосинклинали Кузнецкого Алатау в пространстве и времени, важно обратить внимание на тот факт, что завершение салаирского (раннекаледонского) цикла тектогенеза, или, другими словами, проявление главной фазы салаирской складчатости в геосинклинальной системе произошло не одновременно. Во внешней зоне геосинклинали, т. е. в геосинклинальном поднятии, главная фаза складчатости проявилась в позднем кембрии, тогда как во внутренней части геосинклинали, т. е. во внутригеосинклинальном прогибе, — в позднем кембрии-ордовике. Этот факт последовательного замыкания единой геосинклинальной системы от внешней к внутренней зоне является хорошей иллюстрацией разделяемого многими исследователями представления о неодновременности проявления фаз складчатости [Шатский, 1951; Хаин, 1973].

Итак, изложенный материал позволяет выделить в геосинклинальной системе Кузнецкого Алатау следующие генетические типы тектонических структур салаирского цикла тектогенеза, соответствующие эвгеосинклинальному режиму развития. Структуры собственно геосинклинального этапа ($R_{KB} - \epsilon_1$): геосинклинальный прогиб, расчленяющийся на внутренний и внешний, и геосинклинальное поднятие. Структуры раннеорогенного (протоорогенного, или инверсионного) этапа ($\epsilon_2 - 0$): унаследованные прогибы во внутреннем геосинклинальном прогибе; унаследованно-наложенные прогибы и впадины во внешнем геосинклинальном прогибе; наложенные впадины во внутригеосинклинальном поднятии (табл. 1, рис. 6).

Тектоническая структура, развивающаяся как прогиб в собственно геосинклинальный и раннеорогенный этапы, классифицируется нами вслед за В. С. Сурковым и др. (1973) по типу тектонического развития как унаследованный синклинорий. Тектоническая структура, формирующаяся в собственно геосинклинальный и раннеорогенный этапы как геосинклинальное поднятие, определяется как унаследованный антиклинорий.

Анализ площадного распространения тектонических структур Кузнецкого Алатау собственно геосинклинального и раннеорогенного этапов развития показывает, что первые занимают 82%, вторые 18% его территории. При этом раннеорогенные структуры преобладают во внутреннем эвгеосинклинальном прогибе, где они составляют 30% его площади, менее распространены они во внешнем эвгеосинклинальном прогибе — 16% и значительно меньше во внутригеосинклинальном поднятии — 8%. Иными словами, раннеорогенные структуры сокращаются в два раза по площади распространения в направлении от внутреннего эвгеосинклинального прогиба к внутригеосинклинальному поднятию.

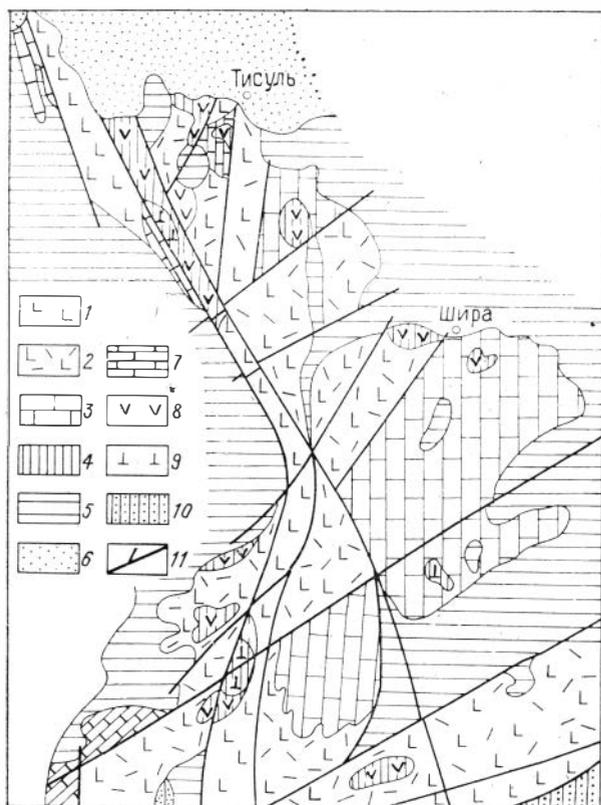


Рис. 6. Главные типы тектонических структур Кузнецкого Алатау.

Структуры собственно геосинклинального этапа ($R_{КВ} - \epsilon_1$): 1 — звгеосинклинальный прогиб внутренний, выполненный базальтовой недифференцированной формацией; 2 — звгеосинклинальный прогиб внешний, выполненный базальтовой дифференцированной формацией; 3 — внутригеосинклинальное поднятие, сложенное карбонатными формациями. Структуры раннеорогенного этапа ($\epsilon_2 - O$): 4 — прогибы и впадины, унаследованные во внутреннем звгеосинклинальном прогибе и унаследованно-наложенные во внешнем звгеосинклинальном прогибе; впадины, наложенные во внутригеосинклинальном поднятии; 5 — орогенные наложенные прогибы и впадины ($D - P$); 6 — послеорогенные наложенные впадины ($T - N$); 7 — локальные поднятия в звгеосинклинальном прогибе, сложенные карбонатными формациями; 8—10 — раннеорогенные унаследованные, унаследованно-наложенные, наложенные прогибы и впадины, сложенные формациями: андезитовой (8), трахиларитовой, трахитовой (9), нижней молассовой сероцветной (10); 11 — глубинные и оперяющие их разломы.

Таким образом, геосинклиналь Кузнецкого Алатау имела четко выраженное горизонтальное и вертикальное неоднородное (зональное) строение.

В горизонтальном (поперечном) сечении геосинклинали от центра к периферии по вещественному составу, характеру складчатости, морфологическим признакам, режиму и типу тектонического развития выделяются внутренний геосинклинальный прогиб → внешний геосинклинальный прогиб → геосинклинальное поднятие. В вертикальном направлении собственно геосинклинальный внутренний прогиб сменяется раннеорогенными унаследованными прогибами; внешний прогиб → раннеорогенными унаследованно-наложенными прогибами и впадинами; геосинклинальное поднятие → раннеорогенными наложенными впадинами (табл. 1). Эти палеоструктуры в эпигеосинклинальной складчатой области выделяются как синклинии и антиклинии.

Горизонтальное и вертикальное зональное строение геосинклинали позволяет выделить в ней горизонтальные и вертикальные ряды главных типов геологических формаций (табл. 2).

Рассмотренное горизонтальное (поперечное) и вертикальное неоднородное (зональное) тектоническое строение геосинклинали Кузнецкого Алатау имеет много общих черт с тектоническим строением геосинклинальных систем Урало-Монгольского складчатого пояса и активных окраин западной части Тихого океана [Мархинин, 1967; Марков и др., 1979, 1980; Туезов и др., 1980].

РАЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ

Формирование главных типов тектонических структур Кузнецкого Алатау тесным образом связано с развитием Кузнецко-Алтайского разлома. Этот разлом как региональная тектоническая структура впервые

Горизонтальные и вертикальные ряды геосинклинальных осадочных и магматических формаций Кузнецкого Алатау

Возраст	Этап развития	Стадия развития	Осадочные и магматические формации в главных типах тектопических структур		
Є ₂ -0	Раннеорогенный	Завершающая	Унаследованные прогибы	Унаследованно-наложенные прогибы и впадины	Наложённые впадины
			Трахилларитовая, трахитовая, базальто-андезито-трахилларитовая; андезитовая; нижняя моласовая сероцветная Субвулканических диоритов, сиенитов, гранитов; сиепито-граносиепитовая; гранитоидных батолитов повышенной основности; гнейсогранитовая; габбровая группа (диорит-порит-габбровая, порит-габбровая)	Трахилларитовая, трахитовая, базальто-андезито-трахилларитовая, андезитовая Субвулканических диоритов, сиенитов, гранитов; сиепито-граносиепитовая; гранитоидных батолитов повышенной щелочности; габбровая группа (порит-габбровая, сиепито-габбровая, габбро-монцит-диоритовая)	Нижняя моласовая сероцветная Субвулканических диоритов, сиенитов, гранитов; сиепито-граносиепитовая; гранитоидных батолитов повышенной щелочности; габбровая группа (порит-габбровая, сиепито-габбровая, габбро-монцит-диоритовая)
Р _{кв} - Є ₁	Собственно геосинклинальный	Зрелая	Базальтовая, зеленосланцевая, спилитито-диабазовая, кремнисто-карбонатная	Ллларитовая, липарито-базальтовая, базальтовая; кератофири-диабазовая, спилитито-диабазовая	Рифогенно-известняковая; терригенно-зеленосланцевая (флишoidная); доломитовая, кремнисто-карбонатная
			Габбровая группа (порит-габбровая, пироксенит-габбровая)	Габбровая группа (дуинит-пироксенит-габбровая, пироксенит-габбровая, габбро-монцит-диоритовая); плагногранитовая	Габбровая группа (пироксенит-габбровая, сиепито-габбровая, габбро-монцит-диоритовая)
	Начальная		Спилитито-диабазовая, кремнисто-карбонатная	Кератофири-диабазовая, спилитито-диабазовая	Кремнисто-карбонатная
			Габбро-диорит-диабазовая	Плагногранито-габбровая, базовая	Габбро-диорит-диабазовая
			Гипербазитовая	Гипербазитовая	—
			Внутренний	Внешний	Геосинклинальное поднятие
			Геосинклинальный прогиб		

обоснован и выделен В. А. Кузнецовым (1952, 1954). В. В. Хоментовский (1959, 1960) показал роль разлома в размещении осадочных и вулканических фаций и формаций и углубил представление о разломе как о структуре высокой проницаемости. Л. В. Алабин и С. С. Долгушин выявили и обосновали влияние разлома на формирование основных типов тектонических структур, магматических, метаморфических и рудных формаций [Алабин, 1963; Долгушин, 1969; Алабин, Долгушин, 1970]. С. В. Крылов и др. (1968), А. В. Ладынин, В. П. Семакин (1969), В. А. Ашурков (1971), Д. Ф. Уманцев, В. Н. Крамник [Сурков и др., 1973] рассмотрели строение разлома по сейсмическим, гравиметровым, магнитометрическим данным и показали его подкоровую природу. В связи с тем, что разлом получил достаточно подробную характеристику в литературе, ниже приводится краткое изложение данных его строения, режима развития и его влияния на формирование и размещение главных типов тектонических структур.

Кузнецко-Алтайский разлом (см. рис. 3, 6) представляет собой систему разрывных нарушений, интенсивно дислоцированных, рассланцованных и смятых пород, которые в совокупности образуют единую линейную тектоническую зону, прослеживающуюся в пределах Кузнецкого Алатау и Горного Алтая по геологическим, геофизическим и морфологическим признакам в меридиональном направлении на расстоянии более 1000 км при ширине от 3—5 до 15—35 км. На севере региона зона разлома изменяет меридиональное простирание на СЗ (310—330°), на юге — на ЮВ (140—160°). Главный ствол разлома сопровождается оперяющими нарушениями СВ простирания (20—40°) в северной части и ЮЗ (230—240°) — в южной части. Плоскость главного сместителя разлома падает на восток под углами 70—85°, выполаживаясь до 45—50°. По соприкасающимся в плоскости главного сместителя разлома интенсивно дислоцированным породам кембрийского, ордовикского, девонского и пермо-карбонового возраста в лежачем крыле с рифейско-кембрийскими отложениями в висячем крыле разлом представляет собой взброс или крутой надвиг.

В западном, опущенном, крыле разлома располагается внутренний эвгеосинклинальный прогиб с максимальной мощностью отложений и преимущественным развитием вулканических пород и западная половина внешнего эвгеосинклинального прогиба. В приподнятом крыле разлома, восточнее непосредственно от плоскости сместителя, находится восточная половина внешнего эвгеосинклинального прогиба и далее располагается внутригеосинклинальное поднятие (рис. 6). Такое асимметричное строение эпигеосинклинальной системы складчатых структур относительно главной плоскости разлома обусловлено различным режимом его развития.

В собственно геосинклинальный этап ($R_{кв} - C_1$) в зоне формирующегося разлома преобладали растягивающие усилия. Эти динамические напряжения вызвали образование главной плоскости разрыва и развитие в ней раздвигов и сбросов. Одновременно с растягивающими усилиями в главной плоскости разлома проявились горизонтальные напряжения правостороннего сдвига. Следствием этого явилось формирование оперяющих разрывов северо-восточного направления в северной части разлома, имеющего здесь северо-западное простирание, а также оперяющих разрывов юго-западного направления в южной части разлома с юго-восточным простиранием (см. рис. 3, 6). Проявление динамических напряжений растяжения с правосторонним сдвигом в собственно геосинклинальный этап привело к образованию геосинклинального разрыва сбросо-сдвигового характера, выполненного в главной зоне гипербазиитами, многочисленными дайками и силлами габбро-диорит-диабазов, дунит-пироксенит-габбровыми интрузивами и недифференцированными вулканическими породами базальтового состава максимальной мощности

во внутреннем эвгеосинклинальном прогибе, фациально сменяющимися при удалении от главной зоны вдоль оперяющих разрывов вулканическими породами базальт-липаритового, липаритового состава и терригенно-карбонатными во внешнем эвгеосинклинальном прогибе и внутригеосинклинальном поднятии.

В раннеорогенный этап (Є_2 —O) режим растяжения сменился режимом продольного сжатия. С режимом сжатия связано формирование в зоне разлома напряженной линейной складчатости, образование остроугольных, изоклинальных складок, складок волочения, смятия пород (шовная складчатость) и брахиформных складок в удалении от разлома (межразломная складчатость). Именно режим сжатия обусловил проявление салаирского (раннекаледонского) цикла в заключительную фазу тектогенеза геосинклинальной складчатости; формирование контрастно дифференцированных базальтоидных plutонических и вулканических породных ассоциаций; возникновение регионального зонального метаморфизма, гранитизации, гранитоидного магматизма и надвигание по плоскости разрыва восточного крыла на западное с образованием аллохтонов гипербазитов. Следствием сжатия и явилось асимметричное строение эпигеосинклинальной складчатой структуры. Реконструкция геосинклинальных тектонических палеоструктур показывает, что горизонтальное перемещение по плоскости главного сместителя Кузнецко-Алтайского разлома достигает 30—50 км и подтверждает тем самым представление А. В. Пейве и его учеников о тектонической расслоенности литосферы [Пейве и др., 1972; Пейве, 1981].

Динамика развития растягивающих усилий с правосторонним сдвигом в собственно геосинклинальный этап формирования Кузнецко-Алтайского разлома и продольного сжатия со сдвигом обратного знака в раннеорогенный этап развития подтверждается наряду с геологическими и геофизическими данными экспериментальными исследованиями О. М. Завгородского (1968), П. М. Бондаренко (1976) и базируется на состоятельной физической основе [Гзовский, 1960_{1,2}, 1975; Кропоткин, 1960; 1973, 1977; Михайлов, 1970; Артюшков, 1971, 1972, 1979; Паталаха и др., 1974; Стоянов, 1977; Шерман, 1977; Паталаха, 1970, 1979, 1980; Ярошевский, 1981].

Заканчивая характеристику Кузнецко-Алтайского разлома в пределах Кузнецкого Алатау, важно подчеркнуть, что разлом прослеживается за границы региона в северном направлении на расстояние более 1000 км в фундаменте Западно-Сибирской плиты [Соболевская, 1963; Сурков, 1963; Фотиади и др., 1978; Сурков, Жеро, 1981], где он оказывает влияние на размещение фаций и формаций не только пород основания, но и мезозойских и кайнозойских отложений осадочного чехла плиты [Казаринов, 1958; Ростовцев, 1958; Гурари и др., 1971; Конторович и др., 1975].

В южном направлении разлом продолжается в Горный Алтай и Западную Монголию, где известен как Курайский и Кобдинский [Тихонов, 1977; Кузнецов и др., 1978]. На юго-востоке он сочленяется с Монголо-Охотским поясом глубинных разломов [Горжевский, Шабаловский, 1971].

Небезынтересно отметить, что в послегеосинклинальный период в зоне разлома неоднократно проявлялись динамические напряжения растяжения и сжатия, связанные с процессами активизации в раннюю (D—P), среднюю (T—K) и позднюю (N—Q) стадии. Об этом прежде всего свидетельствуют горизонтальные и вертикальные перемещения, нарушение, расланцевание, смятие отложений девонского, карбонового, пермского, юрского, мелового, неогенового, четвертичного возраста в зоне разлома [Панченко, 1970; Бондаренко, 1976]; формирование неотектонических структур [Зятькова, 1977, 1979]; преобладание горизонтальных напряжений над вертикальными в современных горных выработках [Батугин,

Шаманская, 1965; Егоров, Шаманская, 1968; Кротошкин, 1972]; повышенная сейсмичность [Жалковский, Мучная, 1975] и проявление юной (мезозойской) эндогенной минерализации [Дмитриев и др., 1963; Кузнецов, Оболенский, 1969; Кузнецов и др., 1978]. На поверхности разлом отчетливо фиксируется на аэрофотоснимках и снимках из космоса [Грицюк, 1978; Алабин и др., 1980].

Все вышеизложенное показывает, что Кузнецко-Алтайский разлом представляет собой линейную тектопическую структуру длительного и сложного развития, заложившуюся в рифее и активно влиявшую на формирование и размещение главных типов тектонических структур в геосинклинальный и последующие этапы развития региона. По перечисленным геологическим, геофизическим, морфологическим и динамическим признакам Кузнецко-Алтайский разлом относится к категории глубинных [Пейве, 1945, 1956, 1960, 1967; Хаин, 1963; Суворов, 1973, 1979; Нгуен-Дин Кат, 1974; Мурзина, 1972; Муратов, 1975; Белоусов, 1976; Беляевский, Михайлов, 1977; Книппер, Руженцев, 1977; Берзин и др., 1977; Косыгин и др., 1977; Борисов и др., 1979]. По строению, режиму развития и тектоническому значению Кузнецко-Алтайский разлом аналогичен Восточно-Саянскому [Мусатов, 1963; Берзин, 1967; Егоров, 1971], Северо-Восточной и Иртышской зонам разломов [Хорева, 1963; Нехорошев, 1966] в Алтае-Саянской и Обь-Зайсанской складчатых областях; Саяно-Байкальской и Джида-Витимской зонам разломов в Забайкалье [Горожанкин, Ерхов, 1970; Булгатов и др., 1977]; Успенской, Чингизской, Чу-Илийской и другим зонам глубинных разломов Казахстана [Щерба и др., 1962; Андреев и др., 1966; Геология и металлогения..., 1967; Сейдалин, 1977]; глубинным разломам Урала [Хоментовский, 1958; Халевин и др., 1969; Кейльман и др., 1980]; краевым разломам Тянь-Шаня и Памира [Резвой, 1972; Якубов и др., 1976; Кухтиков, Винниченко, 1977]; глубинным разломам Сихотэ-Алиня [Иванов, 1972], Восточной Камчатки [Косыгин и др., 1972], Сахалина [Занюков, 1974; Салун и др., 1974].

Наряду с субмеридиональными в регионе развиты поперечные разломы субширотного направления (см. рис. 3, 6), которые выделяются по структурным (зоны трещиноватости и смещения пород) и геофизическим (узкие субширотные магнитные аномалии) признакам, а также по элементам дешифрирования космо- и аэрофотоснимков [Грицюк, 1978; Алабин и др., 1980]. Субширотные разломы имеют сквозной характер. Они прослеживаются на сотни километров, продолжаютя в соседние регионы — в Кузнецкую и Минусинскую впадины — и секут наряду с салаирскими каледонские и герцинские складчатые структуры, что свидетельствует об их глубинной природе. Вместе с тем эти разломы не оказывают существенного влияния на размещение фаций и формаций пород. Время и природа заложения таких разломов еще недостаточно выяснены, но существование их очевидно [Любецкий, 1965₁; Агеенко, 1971; Розенфарб, 1974; Романенко, Хафизов, 1974; Рудич, 1972; Сурков и др., 1973; Науменко и др., 1974]. Подобные разломы следует относить к категории поперечных сквозных глубинных разломов, аналогичных выделенным на юге складчатого обрамления Сибирской платформы [Егоров, 1970, 1971; Хренов, 1974; Булгатов и др., 1977], на Урале [Олли, 1966; Червяковский и др., 1966; Огарин, 1974], Тянь-Шане [Борисов, 1962; Резвой, 1962, 1965, 1972], в Забайкалье и Приморье [Изох, 1966; Томсон, Фаворская, 1968].

Таким образом, в Кузнецком Алатау, как и в Алтае-Саянской складчатой области, развита система разломов субмеридионального, СЗ, СВ и субширотного направлений. На это обстоятельство обращали внимание многие исследователи, в том числе академики В. А. Обручев и М. А. Усов. Но природа разломов оставалась недостаточно ясной. Как вытекает из изложенного материала, развитие нарушений субмеридионального, северо-западного и северо-восточного направлений в геосинклинали Кузнецкого

Алатау связано с формированием в собственно геосинклинальный этап с процессами растяжения земной коры, в раннеорогенный этап — с процессами сжатия и горизонтального перемещения.

Природа субширотных разломов, заложение которых имеет древнюю историю и которые относятся к категории сквозных глубинных, остается еще недостаточно расшифрованной.

Субширотные глубинные разломы в сочетании с меридиональным Кузнецко-Алтайским обуславливают в целом блоковую дифференциацию геосинклинальных тектонических структур Кузнецкого Алатау в продольном направлении. В центральной части региона выделяется поперечное поднятие, ограниченное субширотными разломами и соответствующее (с запада на восток) Тельбесской, Томской, Июсской, Ортопской и Батеневской структурно-формационным подзонам. Этим поднятием единый внутренний (осевой) эвгеосинклинальный прогиб расчленяется на три локальных — Золотокитатский, Томский и Кондомский. По морфологическим признакам, мощности и составу пород Золотокитатский и Кондомский прогибы идентичны и вместе с тем несколько отличны от Томского (см. рис. 2, 3). Это обстоятельство позволяет полагать, что поперечные разломы заложились в геосинклинальный период развития региона и оказывали влияние на формирование геосинклинальных тектонических структур. Следовательно, сочетание разломов меридионального и субширотного направлений обусловили блоково-линейную неоднородность региона в геосинклинальный период его развития. В связи с этим небезынтересно отметить, что продольная дифференциация геосинклинали Кузнецкого Алатау во многом аналогична таковой геосинклинальных систем Урало-Монгольского складчатого пояса. В частности, Золотокитатский и Кондомский геосинклинальные прогибы, несмотря на различие в размере, возрасте и составе пород, имеют ряд общих морфологических, геологических признаков и металлогенических особенностей (о чем будет сказано ниже) с Тагильским и Магнитогорским прогибами Уральской палеозойской геосинклинали [Геология СССР, т. XII, 1969; Тектоника и металлогения Урала, 1980; Геологическое развитие..., 1981].

Глава 4

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СВЯЗЬ С НИМ ГЛАВНЫХ ТИПОВ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Общие вопросы глубинного строения земной коры Кузнецкого Алатау в составе Алтае-Саянской складчатой области и фундамента Западно-Сибирской плиты рассматривались Н. А. Беляевским (1974), Л. В. Булиной и др. (1974), Р. М. Деменецкой (1975), М. П. Гришиным и др. (1976), Н. П. Есиковым и др. (1969), Н. Д. Жалковским (1967), Т. Л. Захаровой, Л. А. Шарловской (1976, 1977), Г. И. Каратаевым (1960), С. В. Крыловым и др. (1968, 1974), Ф. С. Моисеенко (1969, 1971, 1977), В. С. Сурковым (1963, 1972), Э. Э. Фотиади и др. (1968, 1978), Г. М. Цыбульчиком (1967), Л. А. Шарловской (1974), В. С. Сурковым, О. Г. Жеро (1981), В. С. Сурковым, П. И. Морсиным (1982). Глубинному строению отдельных районов региона посвящены работы В. А. Ашуркова (1971), Б. П. Ватлина и др. (1973), В. П. Сучкова и др. (1974), И. П. Новикова, В. К. Розмыслова (1976), А. В. Печерского и др. (1977).

Детальное исследование глубинного строения Кузнецкого Алатау на основе комплексного обобщения средне- и крупномасштабных геолого-геофизических материалов выполнено коллективом авторов под руковод-

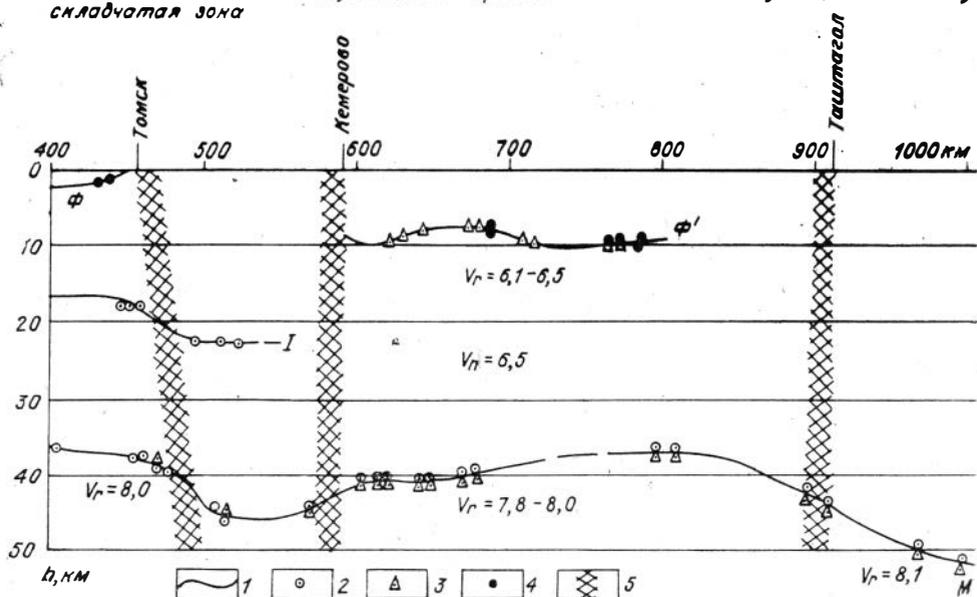


Рис. 7. Сейсмический разрез земной коры (по С. В. Крылову и др., 1968).

1 — сейсмические границы: Φ — поверхность складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты, Φ_1 — основание Кузнецкого прогиба, I — внутрикоровая граница, M — раздел Мохоровичича; 2 — глубины по данным отраженных волн; 3 — глубины по данным преломленных волн; 4 — глубины по данным обменных волн; 5 — предполагаемые зоны глубинных разломов.

ством В. С. Суркова [Сурков и др., 1973]. Методы и принципы объемного изучения глубинного строения региона, анализ гравиметровых и магнитных полей с последовательным исключением из них влияния наложенных и унаследованных платформенных и орогенных (дейтероорогенных) структур, построение гипсометрических геологических разрезов таких структур с плотностной и магнитной характеристикой слагающих их пород, определение мощности «гранитно-метаморфического», «базальтового» слоев земной коры и глубины залегания подкорового слоя подробно изложены в работах В. С. Суркова и др. (1973, 1974, 1977).

В соответствии с общепринятыми воззрениями разрез земной коры представляется в виде неоднородной плоско-расслоенной среды, основными границами расчленения которой являются: 1) поверхность Мохоровичича, разделяющая подкоровый перидотитовый субстрат и «базальтовый» слой, 2) поверхность Конрада, разграничивающая «базальтовый» и «гранитный» слои, 3) поверхность консолидированной коры или кристаллического фундамента.

Гравиактивная поверхность Мохоровичича в Кузнецком Алатау имеет отчетливо выраженное южное погружение (рис. 7). В северной части региона на границе с Западно-Сибирской низменностью глубина залегания поверхности Мохоровичича 44–45 км, а на юге, на границе с Горным Алтаем и Западным Саяном — 51–52 км. Средняя мощность земной коры в Кузнецком Алатау составляет 47–49 км [Сурков и др., 1973]. В восточной части региона в поверхности Мохо проявляется понижение до 48–50 км. Резкой положительной ступенью выражен переход поверхности Мохоровичича на западе в сторону Кузнецкой впадины, где она залегает на глубине 38 км, и менее резкой — на востоке, в сторону Минусинской впадины — 43–44 км (табл. 3).

Таким образом, верхняя мантия, подстилающая земную кору Кузнецкого Алатау, погружается к югу под Горным Алтаем и Западным Саяном и поднимается в северном направлении под Западно-Сибирской низ-

Главные геофизические параметры земной коры геосинклинальных структурно-формационных зон и подзон Кузнецкого Алатау [по В. С. Суркову и др., 1973, 1977], км

Структурно-формационные зоны и подзоны	«Гранитно-метаморфический» слой	«Базальтовый» слой	Земная кора	Плотность «гранитно-метаморфического» слоя в г/см ³ , в числителе—выше 8 км; в знаменателе—ниже 8 км
Золотокитатско-Кондомская	12—18	21—32	40—48	2,75—2,78/2,79—2,84
I. Золотокитатская	12—18	21—32	40—46	2,76/2,80—2,84
Пезасский горст	18	28	46	2,75/2,80—2,82
Тайдонская грабен-синклиналь	16	29	45	2,78/2,81—2,84
II. Томская	17—18	26—30	44—47	2,76/2,79—2,82
III. Кондомская	16—18	29—30	45—48	2,76/2,80—2,82
Тельбесско-Бийская	15—19	24—33	45—50	2,75—2,76/2,75—2,81
IV. Тельбесская	15—18	24—30	45—47	2,76/2,79—2,81
V. Бийская	15—19	30—33	48—50	2,75/2,75—2,80
Мартайгинско-Верхнелебедская	16—19	27—31	45—49	2,73—2,74/2,74—2,80
VI. Кожуховская	17—18	28—30	45—47	2,74/2,76—2,78
VII. Мартайгинская	17—19	29—31	46—48	2,74/2,75—2,80
VIII. Терсинская	16—18	29—30	45—48	2,74/2,79—2,82
IX. Июсская	17—19	27—30	46—48	2,73/2,74—2,76
X. Ортопская	17—19	29—30	46—49	2,74/2,74—2,76
XI. Верхнелебедская	17—18	28—30	47—49	2,74/2,74—2,80
XII. Абаканская	15—18	27—32	42—48	2,78/2,79—2,82
Мрасско-Батеневская	18—22	26—30	47—50	2,69—2,70/2,70—2,73
XIII. Восточномартайгинская	18—19	27—29	47—49	2,69/2,70—2,72
XIV. Мрасская	18—20	27—30	47—50	2,70/2,71—2,72
XV. Батеневская	19—22	26—29	47—49	2,70/2,71—2,73

П р и м е ч а н и е. Номера зон и подзон соответствуют рис. 1, 2.

менностью. К западу она резко поднимается под Кузнецкой герцинской впадиной, к востоку — менее резко — под Миусинской герцинской впадиной. В пределах региона верхняя мантия имеет блоковое строение с меридиональным простираем блоков. Ее западный блок приподнят относительно восточного. Градиент напряженности силы тяжести 2,5—3,0 мЛг/км между блоками соответствует Кузнецко-Алтайскому разлому, проникающему в мантию и разделяющему ее на блоки.

Поверхность «базальтового» слоя (гравиактивная поверхность Конрада) поднимается в виде выступа в западной и юго-западной части региона до 12—17 км и на востоке до 18—21 км (табл. 3). В рельефе поверхности Конрада выделяется ряд локальных поднятий и прогибов с амплитудой до 2—3 км. Поднятия кровли «базальтового» слоя до 12—13 км располагаются в западной и центральной частях региона. Прогибы находятся в восточной половине региона. Такое положение поверхности Конрада свидетельствует о блоковом строении и ступенчатом погружении «базальтового» слоя в восточном направлении. Мощность этого слоя в западной части региона достигает 30—33 км, в восточной — 27—30 км. Градиент напряженности между западным и восточным блоками соответствует положению глубинного разлома в «базальтовом» слое.

Анализ остаточных аномалий силы тяжести и физических свойств пород [Семакин, 1969; Сурков, Морсин, 1971; Уманцев, 1972; Сурков и др., 1973] свидетельствует о плотностной неоднородности «базальтового» слоя. В западной половине территории отмечается максимум силы тяжести, в восточном направлении интенсивность ее убывает. Как положительные, так и отрицательные аномалии соответствуют одним и тем же значениям мощности «базальтового» слоя. Очевидно, в западной части территории располагается более уплотненный нижний «базальтовый» слой. Если расчленить «базальтовый» слой на верхнюю часть с нормальной плотностью и нижнюю (мощностью 10—15 км) с более высокой плот-

ностью, то плотность последней будет равна 3,00—3,04 г/см³ [Сурков и др., 1973].

Таким образом, поверхность «базальтового» слоя в Кузнецком Алатау ступенчато погружается в восточном направлении. На западе она находится на глубине 12—17 км, на востоке — 18—21 км. В этом же направлении уменьшается мощность базальтового слоя от 30—33 км на западе до 27—30 км на востоке; с запада на восток также уменьшается плотность нижних горизонтов слоя от 3,00—3,04 до 2,80—2,86 г/см³ [Сурков и др., 1973].

Сопоставление поверхности рельефа Мохоровичича и Конрада, анализ мощностей земной коры и «базальтового» слоя показывают, что мощность «гранитно-метаморфического» слоя изменяется в регионе от 12—17 км на западе, до 18—22 км на востоке (табл. 3). Н. П. Есиков, А. В. Ладынин и др. (1969) дифференцировали «гранитно-метаморфический» слой на верхний условно «гранитный» и нижний условно «диоритовый». Условно «диоритовый» слой с максимальной мощностью 16 км и средней 8—12 км размещается на западе региона. В восточном направлении его мощность уменьшается до 2—8 км вплоть до выклинивания, и здесь максимального развития достигает условно «гранитный» слой. Иначе говоря, в восточном направлении происходит увеличение мощности «гранитно-метаморфического» слоя и понижение плотности его нижнего горизонта.

В центральной части региона фиксируются локализованные мощности гранитно-метаморфического слоя, которые создают отрицательные аномалии, прослеживающиеся в северо-западном и юго-восточном направлениях. Аномалии образуют дугу, обращенную выпуклой стороной на восток. Градиенты силы тяжести, соответствующие западной границе этих аномалий, трассируют зону Кузнецко-Алтайского глубинного разлома в «гранитно-метаморфическом» слое. Следовательно, глубинный разлом на всем своем протяжении проходит западнее зоны повышенной мощности надбазальтовой части земной коры, т. е. по углублению в кровле базальтового слоя.

Проекция на дневную поверхность градиентов напряженности силы тяжести, соответствующие положению Кузнецко-Алтайского глубинного разлома в «гранитно-метаморфическом», «базальтовом» слоях и в верхней мантии, смещены относительно друг друга с запада на восток. Эти геофизические данные подтверждают геологические и свидетельствуют о корово-мантийной природе разлома и его ступенчатом погружении (падении) на восток.

Изложенные выше геофизические данные указывают на неоднородное и сложное строение земной коры региона. Вместе с тем эти же данные позволяют типизировать и выделить в Кузнецком Алатау три типа участков земной коры, различающихся своеобразием глубинного строения. Первый тип участка (I) размещается в западной части региона. Он характеризуется: 1) поднятием поверхности мантии; 2) поднятием верхней границы «базальтового» слоя; 3) повышенной мощностью «базальтового» слоя; 4) увеличенной плотностью нижнего горизонта «базальтового» слоя; 5) сокращенной мощностью «гранитно-метаморфического» слоя.

Участок II типа земной коры находится в восточной части региона. Он отличается от первого погружением поверхности мантии и «базальтового» слоя, сокращенной мощностью «базальтового» слоя и увеличенной мощностью «гранитно-метаморфического» слоя.

Для участка III типа свойственно сопряжение положительных аномалий силы тяжести, соответствующих повышению рельефа поверхности «базальтового» слоя, с интенсивными локальными отрицательными аномалиями, типичными для «гранитно-метаморфического» слоя повышенной мощности. Положительные аномалии силы тяжести III участка прослеживаются в пределы участка земной коры II типа, где они постепенно

выклиниваются. В сумме участок III типа обладает параметрами глубинного строения земной коры, характерными для участков как I, так и II типов. Иначе говоря, он является переходным между участками земной коры I и II типа.

Обращает внимание, что участок земной коры I типа располагается в лежащем крыле Кузнецко-Алтайского глубинного разлома. Участок земной коры II типа размещается в висячем крыле глубинного разлома. Участок земной коры III типа соответствует зоне сопряжения Кузнецко-Алтайского глубинного разлома с оперяющими его разломами, затухающими в структурах земной коры II типа.

Таким образом, земная кора Кузнецкого Алатау наряду с вертикальной слоистой неоднородностью имеет горизонтальную неоднородную блоковую структуру, что в целом определяет ее строение. Подобное глубинное строение имеют геосинклинальные структуры Западного, Восточного Саяна и Тувы [Сурков и др., 1973, 1974; Моисеенко, 1977], Енисейского кряжа [Ващилов и др., 1979], Рудного Алтая [Ревякин, Кузубный, 1966], Зайсанской складчатой системы [Любецкий, 1965], Казахстана [Андреев, 1964; Антоненко, Дубровин, 1968; Моисеенко, 1971], Сибири и Дальнего Востока [Фотиади и др., 1968, 1978; Туезов, 1972; Лишневицкий, 1976; Павлов, Лютая, 1976], Урала [Дружинин и др., 1974, 1976; Кейльман и др., 1977; Халевин, 1971, 1972] и других регионов Советского Союза [Белявский и др., 1975; Деменицкая, 1975; Хамрабаев и др., 1971, 1977; Строение земной коры..., 1974; Структура земной коры..., 1978; Федынский, Ващилов, 1977, 1980; Соловьева, 1981].

Не менее сложно построено магнитное поле региона, характеризующееся значительной дифференцированностью. Общий диапазон значений магнитного поля составляет 12 мЭ (от -2 до $+10$ мЭ), хотя отдельные локальные аномалии достигают от -5 до -7 мЭ в минимумах и от $+25$ до $+28$ мЭ в максимумах. Аномальное магнитное поле по интенсивности, напряженности ΔT_a и морфологии аномалий разделяется на 4 группы.

Аномальное поле 1-й группы характеризуется положительными значениями ($0 + 8$ мЭ), линейно-вытянутой формой аномалий северо-западного и субмеридионального простирания. Оно осложнено редкими отрицательными аномалиями (от 0 до -2 мЭ). Это аномальное магнитное поле соответствует участку земной коры I типа.

Аномальное поле 2-й группы имеет преимущественно отрицательный уровень (от -2 до 0 мЭ), изометричную форму аномалий с элементами северо-восточного простирания. В пределах поля располагаются единичные положительные аномалии. Отрицательное аномальное поле соответствует участку земной коры II типа.

Аномальное поле 3-й группы представлено чередованием положительных и отрицательных аномалий (от $+3$ до -1 мЭ) изометричной формы субмеридионального и северо-восточного простирания. Общий положительный аномальный фон поля этой группы постепенно сменяется отрицательным в восточном направлении. Эта группа аномалий является переходной от аномалий 1-й группы ко 2-й и пространственно приурочена к участку земной коры III типа.

Аномалии 4-й группы образуют узкие полосы или протяженные линейные цепочки аномалий разного знака и интенсивности (от $+25$ до -10 мЭ). Эта группа аномалий трассирует глубинные разломы и размещающиеся в них ультраосновные и основные породы.

В целом аномальное магнитное поле соответствует выделенным выше трем типам участков (блоков) земной коры и разделяющим их глубинным разломам.

Сопоставление выделенных трех типов участков земной коры и описанных выше структурно-формационных зон и главных типов геосинклинальных тектонических структур показывает на закономерную связь зон

и структур с глубинным строением региона (табл. 3). Так, Золотокидатско-Кондомская структурно-формационная зона, характеризующаяся значительной мощностью отложений 10,7—15,4 км, максимальным развитием вулканических пород базальтового состава на всех стратиграфических уровнях от R_3 до 0 включительно, обладает мощностью земной коры 40—48 км, максимальной мощностью «базальтового» слоя 30—32 км, минимальной — «гранитно-метаморфического» слоя — 12—16 км. Отношение «базальтового» слоя к «гранитно-метаморфическому» в зоне составляет 1,7—1,8 : 1; плотность пород «гранитно-метаморфического» слоя до 8 км — 2,75—2,78 г/см³, ниже 8 км — 2,79—2,84 г/м³ (табл. 3). Наблюденные гравиметровые и магнитные поля над этой структурно-формационной зоной положительные с максимумами над базальтовыми магматическими породами в центре структуры. Попижение силы тяжести и отрицательные магнитные аномалии фиксируются над локальными участками развития карбонатных пород и приуроченных к ним гранитоидных плутонов. Названная структурно-формационная зона, соответствующая внутреннему эвгеосинклиальному прогибу (трогу), располагается в пределах участка земной коры I типа, характеризующегося, как подчеркивалось выше, поднятием поверхности мантии, поднятием верхней границы «базальтового» слоя, повышенной мощностью «базальтового» слоя, увеличенной плотностью нижнего горизонта «базальтового» слоя и сокращенной мощностью «гранитно-метаморфического» слоя. Совокупность геолого-геофизических признаков свидетельствует о том, что внутренний эвгеосинклиальный прогиб (трог) размещается в пределах участка земной коры ф е м и ч е с к о г о т и п а.

Мрасско-Батеневская структурно-формационная зона, отличающаяся сокращенной мощностью разрезов (6,2—8,0 км), преимущественным терригенно-карбонатным составом пород и широким развитием гранитоидов, обладает мощностью земной коры 47—50 км, «базальтового» слоя — 26—30 км, «гранитно-метаморфического» — 18—22 км, отношением «базальтового» к «гранитно-метаморфическому» 1,40—1,45 : 1 и плотностью пород «гранитно-метаморфического» слоя до 8 км — 2,69—2,70 г/см³, ниже 8 км — 2,70—2,73 г/см³ (табл. 3). Гравиметровые и магнитные наблюдаемые поля над этими структурами в целом отрицательные, осложненные положительными аномалиями над основными интрузивами и над локальными структурами типа Катюшкинской синклинали, выполненной вулканическими породами базальтового состава. Эта структурно-формационная зона, соответствующая геосинклиальному поднятию, располагается в пределах участка земной коры II типа, который характеризуется погружением поверхности мантии и «базальтового» слоя, сокращенной мощностью последнего и увеличенной мощностью «гранитно-метаморфического» слоя. По сумме геолого-геофизических признаков геосинклиальное поднятие соответствует участку земной коры с и а л и ч е с к о г о т и п а.

Тельбесско-Бийская, Мартайгинско-Верхнелебедская, Абаканская структурно-формационные зоны являются переходными между вышеназванными. Они характеризуются сокращением мощности отложений от 13,0 до 8,0 км, уменьшением в стратиграфическом разрезе количества вулканических пород и увеличением карбонатных, появлением вулканических пород кислого состава, мощностью земной коры 42—50 км, мощностью «базальтового» слоя 24—33 км, «гранитно-метаморфического» — 15—19 км, отношением первого ко второму 1,6—1,8 : 1, плотностью пород «гранитно-метаморфического» слоя до 8 км — 2,73—2,78 г/см³, ниже 8 км — 2,74—2,82 г/см³ (табл. 3). Наблюденные гравиметровые и магнитные поля над структурно-формационными зонами неоднородные и изменяются от положительных к отрицательным с резкими колебаниями градиентов напряженности. Охарактеризованные структурно-формационные

зоны образуют внешний эвгеосинклинальный прогиб и располагаются в пределах участка земной коры III типа, переходного от I ко II. По геолого-геофизическим признакам они соответствуют участку земной коры фемически-сиалического типа.

Таким образом, анализ геологического и глубинного строения Кузнецкого Алатау показывает, что поверхностные структурно-формационные зоны и главные типы геосинклинальных тектонических структур проявляют тесную связь с глубинным строением земной коры. Эта связь выражается в соответствии внутреннего эвгеосинклинального прогиба участку земной коры фемического типа; внешнего эвгеосинклинального прогиба — участку земной коры переходного фемически-сиалического типа и геосинклинального поднятия — участку земной коры сиалического типа.

Глава 5

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В позднедокембрийских — раннепалеозойских отложениях, слагающих геосинклинальные тектонические структуры Кузнецкого Алатау, располагаются эксплуатируемые месторождения железных, золотых и молибденовых руд; разведанные и разведываемые месторождения марганцевых и фосфатных руд. Основные закономерности их размещения анализируются в настоящей главе*.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Месторождения железных руд, их геологическое строение, вещественный состав, особенности размещения освещены в работах М. А. Усова (1927, 1933, 1937), А. Н. Чуракова (1931), А. А. Васильева (1934), А. С. Калугина (1945, 1970, 1973), А. С. Калугина, А. С. Мухина (1957), Г. Л. Поспелова (1952, 1957, 1958), В. А. Вахрушева (1965), В. Н. Шарапова, В. И. Каминской (1967), Б. М. Тюлюпо (1969), Г. В. Полякова (1971), В. Г. Кореля (1972, 1979), А. М. Дымкина и др. (1974₁), Ш. Д. Курцерайте, В. Н. Семенова, О. В. Андреева (1974), В. И. Синякова (1974, 1975), С. С. Лапина (1976), В. А. Ашуркова и др. (1977), Г. Ф. Горелова (1976, 1979) и в книгах — «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области...» (1958, 1959), «Главнейшие железорудные месторождения Сибири»... (1970), «Железорудные месторождения Сибири» (1981). Основное внимание авторами уделено вещественной характеристике месторождений, их связи с различными по петрографическому составу интрузивными и вулканическими комплексами, рассмотрению закономерностей размещения рудных тел относительно контактовых зон интрузивных массивов и центров вулкано-плутонических структур, локальному и региональному структурному и стратиграфическому контролю оруденения. Вместе с тем вопросы размещения железорудных месторождений в различных по режиму развития геосинклинальных тектонических структурах, изучением которых в последнее время занимался автор [Алабин, 1976₁; Алабин, Долгушин, 1978₂], остаются еще недостаточно разработанными.

* Вопросы генезиса месторождений не рассматриваются.

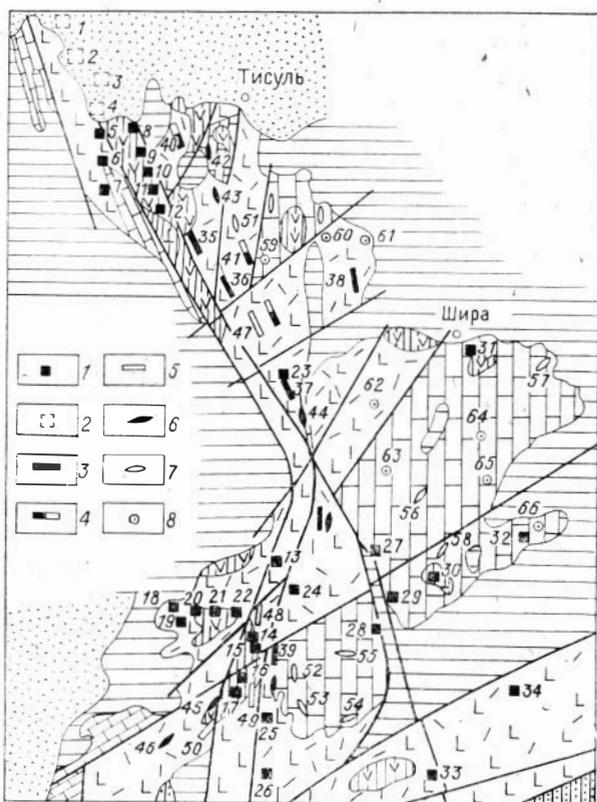


Рис. 8. Схема размещения месторождений полезных ископаемых в главных типах геосинклинальных тектонических структур.

1 — скарново-магнетитовые, 2 — скарново-магнетитовые в проекции на поверхность, 3 — магнетит-гематитовые, 4 — железо-марганцевые, 5 — колчеданные, колчеданно-полиметаллические, 6 — марганцевые, 7 — фосфоритовые, 8 — молибденовые (медно-молибденовые).

Главные рудные районы, месторождения, рудопроявления железорудные, магнетитовые: 1 — Ижморский, 2 — Зологокитатский, 3 — Ампальский, 4 — Петропавловский, 5 — Кайгадатский, 6 — Федоровское, 7 — Осиповское, 8 — Суразовский, 9 — Мурыковский, 10 — Бобровское, 11 — Федотовское, 12 — Михайловское, 13 — Ташелгинский, 14 — Шерегешевское, 15 — Шальмское, 16 — Таштагольское, 17 — Кочуринское, 18 — Тельбесский, 19 — Сухаринский, 20 — Темиртауский, 21 — Казский, 22 — Таский, 23 — Терсинский (Канымский), 24 — Парушкинское, Хомутовское, Тихоновское, 25 — Верхнекондомское, 26 — Каурчакское, 27 — Изыгольское, 28 — Хайлольское, 29 — Верхнешорское (Таскыльское), 30 — Тейский, 31 — Самсон, 32 — Камыштинское, 33 — Анзасский, 34 — Абаканский; магнетит-гематитовые: 35 — Алазское, 36 — Нижнетеринское, 37 — Сентябрьское, 38 — Верхнесаралинское, 39 — Верхнеалександровское; железо-марганцевые: 40 — Ромашкин Камень (Кайгадатское), 41 — Раствайское; марганцевые: 42 —

Натальевское, 43 — Кундустуюльское, 44 — Усинское, 45 — Верхнекочуринское, 46 — Чеболдаское; колчеданные, колчеданно-полиметаллические зоны: 47 — Среднетерсинская, 48 — Викторьевская, 49 — Кондомская (Тургеневское, Тельбесское месторождения), 50 — Коуринская; фосфоритовые: 51 — Талановское, 52 — Пурлинское, 53 — Белкинское, 54 — Верхузасское, 55 — Кызасское, 56 — Тамалыкское, 57 — Боградское, 58 — Хабзасское; молибденовые (медно-молибденовые): 59 — Большечерковное, 60 — Ничкурьюнское, 61 — Агаскырое, 62 — Ипчульское, 63 — Тигертышское, 64 — г. Сор-Герет, 65 — Бейское, 66 — Саксырское (Камыштинское). Условные обозначения главных типов тектонических структур те же, что на рис. 6.

Скарново-магнетитовые месторождения сложены магнетитом, гематитом, в резко подчиненном количестве — пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом и нерудными минералами — пироксеном, оливином, шпинелью, гранатом, амфиболом, хлоритом, эпидотом, кальцитом. Несмотря на контактово-метасоматическую природу и парагенетическую связь с габбро-альбититовыми, диоритовыми, гранитоидными и сиениитоидными интрузивными комплексами, они проявляют приуроченность к определенным стратиграфическим горизонтам и тектоническим структурам.

Важнейшие промышленные скарново-магнетитовые месторождения Кузнецкого Алатау — Таштагольское, Шерегешевское, Шальмское, Кочуринское, образующие Кондомский железорудный район и подробно охарактеризованные в работах Н. А. Батова (1935), В. А. Вахрушева (1959), В. Г. Кореля (1961), Ф. Ю. Зейца, О. А. Моисеевой (1966), В. Н. Шарапова, В. И. Каминской (1967), Л. Г. Горбачева и др. (1970), М. И. Селиверстовой (1971), Л. В. Алабина (1974₁, 1977₂), В. П. Бондарца, М. П. Тараймовича (1974), М. П. Тараймовича, В. П. Орлова (1974), размещаются в Кондомской структурно-формационной подзоне, в Шерегешско-Таштагольской грабен-синклинали (рис. 8). Они располагаются в мундыбашской свите среднего кембрия среди базальто-андезито-трахиляпаритовых вулканических пород, переслаивающихся с туффитами, туфо-

песчаниками, известняками. Промышленные руды образуют пласто- и линзообразные тела, которые залегают в контакте осадочно-вулканогенных пород со штоками сиенитов и граносиенитов.

Севернее Кондомского района находится группа скарново-магнетитовых месторождений Ташелгинского железорудного района — Ак-Таг, Тебир-Пель, Мраморное, Монгол, Коп-Тау, Тивергол, Глухариное, Водораздельное (рис. 8). Геологическое строение этих месторождений и их минеральный состав наиболее полно отражены в работах Б. М. Тюлюпо (1964_{1,2}, 1969), А. В. Мананкова, Е. Н. Качанова (1972), А. Б. Шепеля (1972). Месторождения Ташелгинского железорудного района располагаются в Томской структурно-формационной подзоне. Они приурочены к контакту карбонатных пород терсинской и вулканических пород колтаской (ташелгинской) свит верхнего рифея — венда и находятся в зоне гранитизации и развития штоков диоритов, гранодиоритов и граносиенитов.

Вопрос о возрасте скарново-магнетитовых месторождений Ташелгинского железорудного района, размещающихся в зоне интенсивного смятия и гранитизации пород, является остро дискуссионным и, по данным вышеназванных авторов, определяется как раннепалеозойский (средне-верхнекембрийский) или позднекембрийский.

Севернее Ташелгинского железорудного района в Золотокитатской структурно-формационной подзоне, в Тайдонской грабен-синклинали, располагается Ампалыкское скарново-магнетитовое месторождение [Мертвецов, 1958; Бабина, 1969, Алабин, 1979₁]. В структурно-формационной подзоне наряду с Ампалыкским месторождением известны многочисленные проявления скарново-магнетитовых руд (рис. 8) и интенсивные магнитные аномалии, позволяющие выделить здесь крупный Тайдонский железорудный район [Алабин, 1967, 1974₂, 1975₂, 1977₁; Кирилловский, Каменская, 1975].

Скарново-магнетитовые месторождения и рудопроявления в районе располагаются среди базальто-андезито-трахилипаритовых вулканокластических отложений, которые чередуются с туфами, туфопесчаниками, известняками. Рудные тела находятся в контакте вулканических и карбонатных пород с диоритами, гранодиоритами, граносиенитами. Возраст рудовмещающих пород и скарново-магнетитовых месторождений устанавливается от E_1 до 0 включительно. Судя по аналогии геологического строения Кондомского и Тайдонского железорудных районов, возраст рудовмещающих толщ и основного скарново-магнетитового оруденения в Тайдонском железорудном районе является, как и в Кондомском, среднекембрийским.

Рассмотренные скарново-магнетитовые месторождения Кондомского, Ташелгинского и Тайдонского железорудных районов характеризуются близким минеральным составом и геохимическими особенностями руд и вмещающих пород [Вахрушев, 1959, 1965; Тюлюпо, 1969; Бабина, 1969]. Они занимают единую структурную и тектоническую позицию, т. е. располагаются в единой Золотокитатско-Кондомской структурно-формационной зоне, соответствующей эвгеосинклиальному прогибу и участку земной коры фемического типа. Внутренний эвгеосинклиальный прогиб, или трог, как подчеркивалось выше, прослеживается по геологическим и геофизическим данным на расстоянии 500 км при ширине от 5—15 до 35—40 км и с располагающимися в нем скарново-магнетитовыми месторождениями образует в н у т р е н н и й (о с е в о й) ж е л е з о р у д н ы й п о я с Кузнецкого Алатау (рис. 9).

Важно подчеркнуть, что в пределах внутреннего железорудного пояса наиболее крупные по запасам и перспективам промышленные железорудные месторождения размещаются в Шерегешско-Таштагольской (Кондомский железорудный район) и в Тайдонской (Тайдонский железоруд-

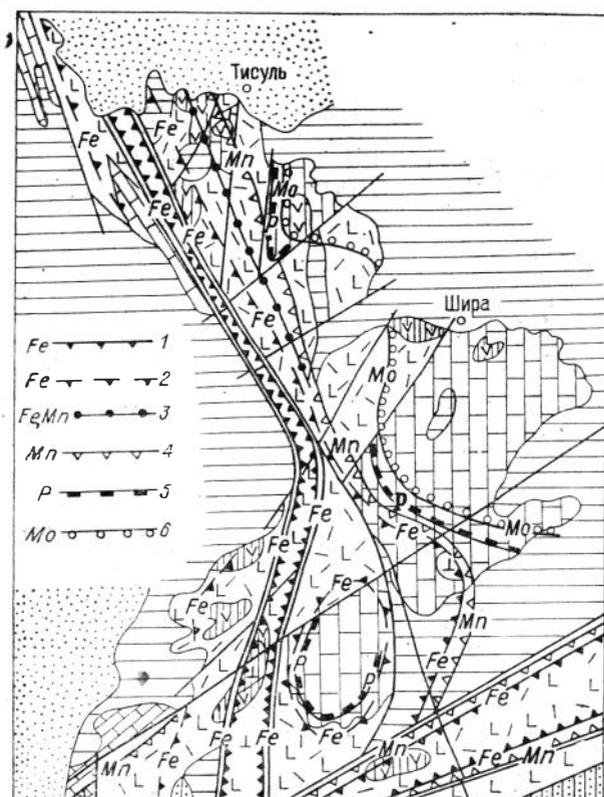


Рис. 9. Главные металлогенические рудные пояса, зоны. Главный железорудный пояс: 1 — внешний, 2 — внутренний, 3 — железо-марганцеворудная зона, 4 — марганцеворудный пояс, 5 — фосфоритоносный пояс (бассейн), 6 — молибденоврудный пояс. Условные обозначения главных типов тектонических структур те же, что на рис. 6.

ный район) грабен-синклинальных структурах, соответствующих раннеорогенным унаследованным прогибам, выполненным контрастно дифференцированной базальтовой и нижней молассовой сероцветной группами формаций.

Рассмотренные рудные районы располагаются в железорудном поясе в участках пересечения субмеридионального Кузнецко-Алтайского глубинного разлома и поперечных к нему субширотных разломов, образуя рудные узлы.

Западнее внутреннего (осевого) железорудного пояса известны Тельбесское, Одра-Башское, Сухаринское, Темир-Тауское, Леспромхозное, Медвежье, Пыхтун, Мостокол скарново-магнетитовые месторождения, группирующиеся в рудные узлы — Тельбесский, Сухаринский, Темиртауский, Казский, Тазский, составляющие Тельбесский железорудный район [Гудков, 1916; Усов, 1927, 1933; Поспелов, 1958; Сияков, 1974, 1975; Лапин, 1976]. Скарново-магнетитовые месторождения Тельбесского железорудного района размещаются в одноименной структурно-формационной подзоне, а наиболее богатые по запасам месторождения — в Казской синклинальной структуре (см. рис. 8). Они располагаются на различных стратиграфических уровнях — в сухаринской ($R_{zs} - V$), усинской (ϵ_1), мундыбашской (ϵ_2) свитах в контакте с гранитоидными и сиенитоидными массивами, представляя собой рудные тела линзо-, пластообразной и неправильной формы [Горелов и др., 1973; Алабин, 1974; Кузьмин, 1974_{1,2}; Сияков, 1975; Яшин, 1979]. Непромышленная железорудная минерализация известна и в ордовикских отложениях [Сияков, 1975].

Восточнее внутреннего (осевого) железорудного пояса находится Терсинский железорудный район (месторождения Кибрасское, Лавреновское, Заповедное, Подхребетное и др.) и группа месторождений и рудопроявлений в бассейнах рек Усы, Бельсу, Саралы [Гореванов, 1933; Мониц, 1933; Камаев, Сергеев, 1966; Кирилловский и др., 1966; Студенкин, 1972; Дымкин и др., 1974₂; Мертвецов, 1976; Булытников, 1931; Баженов, 1938]. Названные месторождения и рудопроявления размещаются в Терсинской структурно-формационной подзоне, в Канымской, Усинской синклиналях и в Саралинском блоке (см. рис. 8). Они приурочены к контактам диоритовых, гранодиоритовых и плагиигранитовых интрузивных массивов с осадочно-вулканическими породами и располагаются среди отложений терсинской (R_{KB}), колтасской (R_{zs}), кондомской,

канымской ($R_{25} - V$), усинской (ϵ_1) свит, образуя пласто-и линзообразные залежи.

Южнее Терсинской, в Ортонской (Балыксинской) и в Верхнелебедской (Каурчакской) структурно-формационных подзонах (см. рис. 8) известны скарново-магнетитовые рудопроявления и месторождения Парушкинское, Хомутовское, Тихоновское, Верхнекондомское, Каурчакское, образующие Верхнелебедский железорудный район [Железорудные месторождения..., 1958, 1959], и Хайлеольское, Верхне-Шорское (Таскыльское), Изых-Гольское месторождения, группирующиеся в Балыксинский железорудный район [Николаев, 1961; Индукаев, 1962, 1972, 1980; Телешев, 1962; Поляков, 1971; Курцерайте и др., 1974]. Месторождения и рудопроявления располагаются в контактовых зонах габбро-альбититовых, диоритовых и гранитоидных массивов с карбонатно-вулканогенными отложениями кондомской ($R_{25} - V$) и усинской (мрасской) ϵ_1 свит, залегая в виде линзообразных и неправильной формы тел.

Еще южнее, в Абаканской структурно-формационной зоне, переходящей в восточном направлении в Северо-Саянскую структурно-формационную зону, в Западном Саяне находятся Анзасское и Абаканское скарново-магнетитовые месторождения (см. рис. 8). Эти месторождения располагаются в нижнемонокской (ϵ_1) и, возможно, в арбатской (ϵ_2) свитах в контакте с интрузивными комплексами габбро-альбититового состава и образуют линзо- и штокообразные рудные тела [Богацкий, Курцерайте, 1966; Поляков, 1971; Николаев, 1974; Лапин, 1976; Левертов, 1976].

В рассмотренных структурно-формационных подзонах и зонах наряду со скарново-магнетитовыми распространены осадочно-вулканогенные железорудные магнетит-гематитовые месторождения и рудопроявления (рис. 8), на наличие которых в Кузнецком Алатау впервые обратили внимание И. В. Дербилов [Дербилов, 1939; Дербилов, Руткевич, 1971] и Н. Х. Белоус (1958). Поисковые, разведочные, эксплуатационные работы и детальные тематические исследования показывают, что осадочно-вулканогенные руды не превышают 10% общих запасов промышленных железных руд региона [Синяков, 1975; Лапин, 1976].

Осадочно-вулканогенные руды представлены кремнисто-гематитовыми, магнетит-гематитовыми, магнетит-гематитовыми марганецсодержащими, кварц-гематит-магнетитовыми, пирит-пирротин-магнетитовыми, колчеданно-магнетитовыми пласто- и линзообразными залежами. Они размещаются среди амфиболовых, актинолит-альбит-хлорит-серицитовых сланцев, базальтовых, андезито-базальтовых порфиритов, липаритовых порфиритов, туфов, туффитов, переслаивающихся с углисто-кремнисто-алевролитовыми сланцами, туфопесчаниками, известняками, доломитовыми известняками, доломитами. Рудные тела располагаются среди отложений, соответствующих верхнерифейскому, вендскому, ниже- и среднекембрийскому стратиграфическим уровням. Такие руды известны в Тельбесской структурно-формационной подзоне — в Тельбесском железорудном районе, в Сухаринском и Казском рудных полях [Дербилов, 1939; Синяков, 1974, 1975]; в Бийской структурно-формационной подзоне, в бассейне рч. Мунжи и Антропа; в Кожуховской структурно-формационной подзоне — в районе горы Ромашкин Камень; в Мартайгинской структурно-формационной подзоне — Нижнетерсинское рудопроявление на водоразделе рек Нижняя Терсь и Кия, в долине рч. Большой Растан [Прусевич, 1973, 1974], по рч. Алзас в 750 м выше устья рч. Александровки; в Терсинской структурно-формационной подзоне — в Терсинском железорудном районе (Сентябрьское и другие рудопроявления), в бассейне рч. Усы [Горелов, 1973; Дымкин, Пругов, 1976; Быч и др., 1979]; в Ортонской, Верхнелебедской структурно-формационных подзонах — в бассейне рек Балыксу, Федоровки, Лебеда, Каурчак; в Абаканской структурно-формационной зоне — в бассейне рек Толзак, Кизас, Анзас.

Таким образом, к западу и востоку от внутреннего (осевого) железорудного пояса в Тельбесско-Бийской, Мартайгинско-Верхнелебедской, Абаканской структурно-формационных зонах размещаются скарново-магнетитовые и осадочно-вулканогенные магнетит-гематитовые марганценозные, кварцево-магнетитовые, колчеданно-магнетитовые железорудные месторождения и рудопроявления. Они располагаются в структурно-формационных зонах, соответствующих внешнему эвгеосинклинальному прогибу и участку земной коры фемически-сиалического типа. Внешний эвгеосинклинальный прогиб, как подчеркивалось выше, прослеживается западнее и восточнее внутреннего на расстоянии 200—500 км при ширине 10—60 км и с размещающимися в нем скарново-магнетитовыми и осадочно-вулканогенными железорудными месторождениями и рудопроявлениями образует внешний железорудный пояс (см. рис. 9).

Во внешнем железорудном поясе проявляется зональное размещение железорудности, выражающееся в смене по латерали от границы с внутренним железорудным поясом на запад и восток скарново-магнетитовых месторождений → колчеданно-магнетитовыми → магнетит-гематитовыми марганценозными.

Во внешнем железорудном поясе, как и во внутреннем, крупные по размерам (запасам) железорудные районы и месторождения располагаются в унаследованно-наложенных прогибах и впадинах. Они приурочены к узлам пересечения субмеридиональных разломов с субширотными и к полям максимального развития плутоно-вулканических породных ассоциаций.

Наконец, следует отметить месторождения железных руд, известные в Батеневской структурно-формационной подзоне, соответствующей геосинклинальному поднятию и участку земной коры сиалического типа (см. рис. 8). К ним относятся скарново-магнетитовые месторождения Тейское, Абагас, Ельген-Таг, образующие Тейский железорудный район [Баженов, Кюз, 1931; Дербинов, 1935, 1938; Семенов, 1974; Долгушин, Микубаев, 1976; Корель, Перфильева, 1977; Алабин, Долгушин, 1978_{1,2}]. Эти месторождения располагаются в Тейской наложенной синклинальной структуре, в отложениях мартюхинской (R_{2s}) и тейской ($\epsilon_2 - O?$) свит в контакте со штоками граносиенитов, сиенитов, гранодиоритов и образуют линзо- и пластообразные тела.

В Батеневской структурно-формационной подзоне известны также незначительные по размерам скарново-магнетитовые месторождения и рудопроявления Самсон, Камыштинское и другие, располагающиеся в контактах гранитоидных плутонов с вулканогенно-осадочными породами позднего докембрия и кембрия [Кузнецов, 1929; Семенов, Андреев, 1968; Курцерайте и др., 1974].

Структурный анализ размещения месторождений железных руд в Батеневской структурно-формационной подзоне показывает, что они располагаются вблизи границы со структурно-формационными зонами, соответствующими внешнему эвгеосинклинальному прогибу, или на продолжении эвгеосинклинальных структур, вклинивающихся во внутригеосинклинальное поднятие. Иными словами, месторождения железных руд, располагающиеся в геосинклинальном поднятии, соответствующем участку земной коры сиалического типа, находятся в пределах затухания и выклинивания внешнего эвгеосинклинального прогиба фемически-сиалического типа земной коры. При этом богатые по запасам промышленные железорудные месторождения располагаются в раннеорогенных наложенных прогибах и впадинах.

Месторождения железных руд в геосинклинальном поднятии по вещественному составу, петро- и геохимическим особенностям [Вахрушев, 1965; Поляков, 1971] аналогичны месторождениям в эвгеосинклинальном прогибе, с развитием которого они связаны структурно и генети-

чески. Это обстоятельство позволяет нам включить их в состав внешнего железорудного пояса (см. рис. 9).

Итак, анализ структурно-пространственного размещения железорудных районов и месторождений Кузнецкого Алатау приводит к следующим выводам.

1. Главные железорудные месторождения Кузнецкого Алатау размещаются в геосинклинальных тектонических структурах.

2. Месторождения располагаются во внутреннем и внешнем эвгеосинклинальных прогибах, соответствующих фемическому, фемически-сиалическому типам земной коры и представляют в н у т р е н н и й (осевой) и в н е ш н и й ж е л е з о р у д н ы е п о я с а , которые в совокупности образуют Г л а в н ы й ж е л е з о р у д н ы й п о я с Кузнецкого Алатау (см. рис. 9).

3. Единичные железорудные месторождения, располагающиеся во внутригеосинклинальном поднятии, находятся на границе с внешним эвгеосинклинальным прогибом, непосредственно на структурном выклинивании последнего, что с учетом глубинного строения земной коры свидетельствует о структурной и генетической их связи с развитием эвгеосинклинального прогиба и принадлежности к Главному железорудному поясу.

4. В пределах Главного железорудного пояса максимальные по запасам месторождения железных руд размещаются в р а н н е о р о г е н н ы х унаследованных, унаследованно-наложенных и наложенных прогибах и впадинах.

5. Во внутреннем железорудном поясе размещаются максимальные по размерам (запасам) рудные месторождения скарново-магнетитового формационного типа.

6. Во внешнем железорудном поясе размещаются меньшие по размерам (запасам) железорудные месторождения скарново-магнетитового и осадочно-вулканогенного формационных типов.

7. Рудные районы в железорудном поясе располагаются в узлах пересечения субмеридионального Кузнецко-Алтайского глубинного разлома и поперечных к нему субширотных сквозных глубинных разломов, обусловивших в совокупности участки максимальной проницаемости земной коры и развитие в них рудно-магматических железозносных систем.

8. Установленные закономерности размещения железорудных месторождений в геосинклинальных тектонических структурах Кузнецкого Алатау типичны для геосинклинальных систем Алтае-Саянской складчатой области, Урала, Казахстана, Кавказа [Поспелов, 1957, 1958; Хачатурян, 1958; Овчинников, 1960; Кашкай, 1965; Дымкин, 1966, 1980; Поляков, 1971; Баклаев, 1973, 1978; Бекмухаметов, 1978].

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАРГАНЦЕВЫХ РУД

В Кузнецком Алатау находится крупное Усинское месторождение марганцевых руд, подробно охарактеризованное в работах К. В. Радугина (1939, 1941), А. Л. Дюдина (1947), А. С. Мухина, П. П. Ладыгина (1957), Е. А. Соколовой (1960, 1961, 1980), И. М. Варенцова [Варенцов, Формозова, 1962], Ю. А. Ходока и др. (1966). Оно размещается в Терсинской структурно-формационной подзоне, в Усинской синклинальной структуре (см. рис. 8). Месторождение приурочено к осадочно-вулканогенным отложениям усинской свиты (C_1) и располагается в участке фациального перехода осадочно-вулканогенных пород в осадочные. В северном фланге рудного поля совместно с кремнистыми сланцами и известняками развиты базальтовые, андезитово-базальтовые порфириды, липаритовые порфиры, туфы порфиритов и порфириров, туффиты, которые в южном

направлении замещаются кремнисто-карбонатными породами [Хоментовский, 1960].

Основание рудоносной пачки в рудном поле сложено светлыми и темными известняками, которые вверх по разрезу сменяются серыми и темно-серыми известняками с прослоями известково-кремнисто-слюдистых марганцовистых сланцев; пирротиновых, пирротин-пиритовых, родохрозитовых и марганокальцитовых руд, образующих пласты мощностью от 2—5 до 64 м, протяженностью по простиранию до 1000 м. Рудоносная пачка достигает мощности 120—300 м и прослеживается по простиранию с севера на юг на расстояние 4,5 км. Перекрывается она белыми и серыми известняками. Компоненты в рудных телах содержатся в следующих количествах (%): марганец от 5—10 до 20—32; железо 4,5—6,6; фосфор 0,1—0,35; сера 0,5—1,0; магний 3,0—3,5; барий 0,1—0,5; титан 0,5—1,0; окись алюминия 1,0—2,0; окись кремнезема 12,0—20,0 [Мухин, Ладугин, 1957; Ходак и др., 1966].

В Терсинской структурно-формационной подзоне в верховьях речек Белой Усы, Черного Ююса, Бельсу известны рудопроявления марганца в отложениях терсинской (R_{KB}), колтасской ($R_{zs} - V$) и усинской (C_1) свит, представленные пироксен-родонитовыми, марганокальцитовыми с пирротином и пиритом рудами. Руды залегают среди кремнисто-карбонатных и вулканокластических пород в виде малых по мощности (0,5—2,5 м) и протяженности пластов с содержанием (%): марганца от 1—5 до 10; железа от 2,5—5,0 до 25; фосфора 1,0—4,5; окиси кремнезема 26—78 [Быч и др., 1975; Миртова, 1978; Миртов, Тарасова, 1980].

В Мартайгинской структурно-формационной подзоне располагается Саязасское рудопроявление марганца, в верховьях одноименной речки. Оно приурочено к осадочно-вулканогенным породам кондомской свиты ($R_{zs} - V$). Марганцовистые кальцифиры и силикатно-карбонатные марганцевые руды (родонит, марганокальцит, реже родохрозит) образуют небольшие по мощности прослои среди мраморизованных известняков, переслаивающихся с амфибол-полевошпат-хлорит-серицитовыми сланцами. Мощность рудоносной пачки достигает 100 м, по простиранию она прослежена на 1 км. Среднее содержание компонентов в силикатно-карбонатных рудах (%): марганца 12—30; фосфора 0,01—0,32; железа 2—4; серы 0,2—2,0; в марганцовистых кальцифирах содержание марганца 5—10 [Прусевич, 1973].

Как отмечалось выше, в Мартайгинской структурно-формационной подзоне известно Нижнетерсинское гематит-магнетитовое марганецсодержащее рудопроявление, приуроченное к отложениям кондомской свиты ($R_{zs} - V$). Содержание марганца в гематит-магнетитовых рудах колеблется от 1 до 13%. В поле развития гематит-магнетитовых руд встречаются маломощные (3,5 см) и невыдержанные по простиранию линзовидные прослои гаусманитовых руд с содержанием марганца 55—65% [Прусевич, 1974]. Марганцевая минерализация в отложениях верхнерифейского, вендского, нижнекембрийского стратиграфических уровней в Мартайгинской структурно-формационной подзоне известна также в бассейне речек Кундусуюла, Кийского Шалтыря, Натальевки и др. [Алабин, 1966₂; Васильев и др., 1974; Миртов, Тарасова, 1980].

В Кожуховской структурно-формационной подзоне марганцевое оруденение совместно с кварц-гематитовым находится в районе горы Ромашкин Камень и к северу от нее. Здесь в осадочно-вулканогенных отложениях венда — нижнего кембрия в контакте липаритовых (фельзитовых) туфов с известняками залегают силикатно-карбонатные марганцевые руды с содержанием (%): марганца 10—20, железа 15—35. Они образуют пласты значительной протяженности и мощности.

Чеболдагское, Бирюлинское рудопроявления силикатно-карбонатных марганцевых руд и многочисленные безымянные рудопроявления

окисленных марганцевых руд известны в бассейнах рек Мунжи, Селезня, Маймы, Иши. Эти рудопроявления располагаются в Бийской структурно-формационной подзоне в осадочно-вулканогенных отложениях спасской, или енисейской (баратальской), серии (R_{RB}) и мунжинской (манжерокской) свиты ($R_{zs} - V$).

Рудопроявления марганца известны также в Мрасской (водораздел рек Пызас — Толзак), Батеневской (Тамалыкское, Инейское, Багзаское и др.) структурно-формационных подзонах. Они размещаются в отложениях мартюхинской (R_{zs}), белкинской (V), усинской (E_1) свит и образуют пласты мощностью от 1—2 до 5—10 м, редко до 20 м, протяженностью 0,5—3,0 км с содержанием (%): марганца от 1—3 до 7—12; железа 2,5—6,0; фосфора 0,1—0,2; кремнезема 24—54 [Бровков, 1969; Бровков и др., 1970; Мкртычян и др., 1979]. Эти рудопроявления находятся на границе названных подзон с Терсинской, Ортонской, Кондомской структурно-формационными подзонами, Абаканской (Северо-Саянской) зоной и приурочены к участкам фациальной смены вулканических пород осадочными. Иначе говоря, они располагаются в локальных структурных зонах вклинивания эвгеосинклинального прогиба в геосинклинальное поднятие.

Анализ пространственного размещения марганцевых руд показывает, что Усинское месторождение и многочисленные перспективные рудопроявления марганца размещаются в позднедокембрийских и в раннепалеозойских отложениях. Они сформировались в собственно геосинклинальный этап, по времени образования соответствуют зрелой стадии развития геосинклинали и максимальному проявлению базальтоидного дифференцированного вулканизма. При этом на примере Усинского марганцевого месторождения и ряда рудопроявлений можно полагать, что формирование их происходило в локальных участках из трещинных термальных (газово-гидротермальных) источников в период затухания (прекращения извержения) вулканических аппаратов. Рудные компоненты осаждались и концентрировались на дне морского бассейна на геохимических барьерах, каковыми являлись карбонатные породы. В раннеорогенный этап развития региона в связи с внедрением раннепалеозойских габброидных и гранитоидных интрузивов и проявлением раннеорогенного зонального метаморфизма осадочно-вулканогенные (в том числе гидротермально-осадочные) марганцевые руды были частично метаморфизованы с перераспределением и переотложением рудного вещества. Признаки метаморфического преобразования марганцевых руд — частичное перераспределение рудного вещества, перекристаллизация марганцевых минералов и вмещающих пород, наличие марганецсодержащих кальцифиров, пироксенов, гранатов — наблюдаются в Усинском месторождении, в рудопроявлениях марганца и отмечаются всеми исследователями, изучавшими их [Ходак и др., 1966; Прусевич, 1973, 1974; Мкртычян и др., 1979; Миртов, Тарасова, 1980].

Месторождения и рудопроявления марганца размещаются в структурно-формационных зонах, соответствующих внешнему эвгеосинклинальному прогибу и участку земной коры фемически-сиалического типа, где занимают определенную пространственную позицию. Они располагаются в краевой части прогиба на границе с геосинклинальным поднятием и тем самым завершают латеральный ряд рудных формаций эвгеосинклинального прогиба от внутренней к внешней зоне: м а г н е т и т - г е м а т и т о в а я → м а р г а н ц е в а я. В связи с тем, что формирование эвгеосинклинального прогиба контролировалось развитием Кузнецко-Алтайского глубинного разлома и оперяющими его разломами, постепенно затухающими в геосинклинальном поднятии, размещение марганцевого оруденения четко контролируется разрывными нарушениями. Проявления марганца в Мрасской, Батеневской структурно-формационных подзонах,

соответствующих геосинклиальному поднятию, располагаются на границе с внешним эвгеосинклиальным прогибом, в участках выклинивания его локальных структур. Поэтому, несмотря на пространственное расположение проявлений марганца в геосинклиальном поднятии, они структурно и генетически связаны с развитием эвгеосинклиального прогиба.

Таким образом, месторождения марганцевых руд размещаются во внешнем эвгеосинклиальном прогибе, соответствующем участку земной коры фемически-сиалического типа, прослеживаются с юга на север на расстояние 200—500 км и образуют самостоятельный марганцеворудный пояс, параллельный Главному железорудному поясу Кузнецкого Алатау (см. рис. 9). Важно подчеркнуть, что рассмотренные закономерности размещения марганцевого оруденения в геосинклиальных структурах Кузнецкого Алатау аналогичны закономерностям размещения марганцевого оруденения в разновозрастных геосинклиальных системах Алтае-Саянской, Обь-Зайсанской складчатых областей, Урала, Казахстана и в других геосинклиальных системах Урало-Монгольского складчатого пояса [Хоментовский, 1960; Бровков, 1969; Бровков и др., 1970; Гаврилов, 1972; Варенцов, Рахманов, 1974; Рахманов, 1974; Кулиш, 1980; Марганцево-железисто-кремнистая..., 1984; Геология и геохимия..., 1982].

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФОСФОРИТОВЫХ РУД

Фосфоритовые месторождения Кузнецкого Алатау — Белкинское, Колзасское, Мрасское, Кабырзинское, Пурлинское, Тамалыкское, Боградское и др. — получили подробную характеристику в работах А. Н. Сухариной и др. (1961), Г. И. Спандерашвили (1962), Г. И. Бушинского (1966), Ю. В. Миртова, С. М. Тарасовой (1971), А. К. Мкртычяна (1974), В. И. Фоминского (1970, 1974) и в книгах — «Фосфоритоносность древних отложений Алтае-Саянской складчатой области» (1968), «Фосфоритоносные формации юга Сибири» (1972), «Фосфориты и апатиты Сибири» (1980). По материалам этих авторов и нашим личным анализируются геологическое строение и структурное размещение месторождений фосфоритов. Месторождения и рудопроявления располагаются в Мрасско-Батеневской структурно-формационной зоне (см. рис. 8). Они приурочены к кремнисто-карбонатным породам белкинской свиты, которая залегает на доломитах западносибирской и мартюхинской свит верхнего рифея и перекрывается археоцитаковыми известняками усинской свиты нижнего кембрия. Вместе с тем рудопроявления фосфоритов встречаются в отложениях кабырзинского (R_{KB}), западносибирского (R_{ZS}) и усинского (ϵ_1) стратиграфических горизонтов.

Белкинское месторождение фосфоритов, состоящее из участков Белка, Нымзас, Онзас, Курлан, Пызас, находится в юго-западной части Мрасской структурно-формационной подзоны. В основании разреза месторождения залегают серые слоистые доломиты, нередко фосфатные, с содержанием P_2O_5 от 0,5 до 30%. Выше залегает продуктивная фосфоритоносная пачка мощностью 120—400 м, прослеживающаяся на 8 км, сложенная фосфатоносными доломитами, доломитистыми известняками с пластинами фосфоритов. Последние не выдержаны по простираанию и нередко замещаются фосфатными карбонатными породами. Количество пластов фосфоритов на месторождении колеблется от 2—7 до 30, мощность их изменяется от 1 до 56 м, составляя в сумме 96 м. Содержание P_2O_5 в пластах фосфоритов колеблется от 5 до 25%, в среднем составляет 8,5—12,3%.

Фосфориты Белкинского месторождения по структурно-текстурным особенностям разделяются на тонкокристаллические слоистые, брекчиевидные и брекчиевые. Разновидности фосфоритов не образуют отдельных пластов, а сменяют постепенно друг друга; по вещественному составу они

карбонатные с содержанием (%): P_2O_5 — 5—25; CaO — 40—50; MgO — 4,5—12,2.

Геологическое строение остальных месторождений фосфоритов Мрасской структурно-формационной подзоны — Колзасского, Мрасского, Кабырзинского, Пурлинского — аналогично Белкинскому. На Колзасском месторождении фосфоритонесная пачка мощностью 100—350 м прослеживается на расстояние 10 км. В ней выявлены пласты фосфоритов мощностью 2—5 м с содержанием P_2O_5 — 5—10%. На Мрасском месторождении фосфоритонесная пачка мощностью 80—250 м прослежена на расстояние 5 км с единичными пластами фосфоритов мощностью до 50 м и содержанием P_2O_5 5—20%. На Пурлинском месторождении в рудоносной пачке мощностью 2,5 м и прослеженной на 1 км наряду с карбонатными развиты прослои кремнистых пород и кремнистые фосфориты с содержанием P_2O_5 от 7,7 до 31,8%.

Широкое площадное развитие в Мрасской структурно-формационной подзоне месторождений и рудопроявлений фосфоритов, приуроченных к белкинскому стратиграфическому горизонту вендского возраста, позволяет выделить здесь крупный перспективный фосфоритонесный рудный район [Сухарина, 1961; Спандерашвили, 1962; Фосфориты и апатиты Сибири, 1980].

Тамальское месторождение фосфоритов расположено в Батеневской структурно-формационной подзоне в междуречье Теренсу — Ассук. В основании разреза месторождения залегают пиритизированные углисто-глинисто-кремнистые сланцы, чередующиеся с пропластками известняков, доломитов, базальтовых порфиритов и их туфов [Мкртычян, 1974].

Рудоносная пачка мощностью 80—220 м и протяженностью 10—12 км сложена известняками, доломитами, углисто-глинисто-кремнистыми сланцами с пластами кремнистых, кремнисто-карбонатных и карбонатных фосфоритов с содержанием P_2O_5 от 10 до 22%. Мощность пластов колеблется от 2 до 12 м, достигая в сумме 24 м.

Продуктивная пачка перекрывается углисто-кремнистыми пиритизированными сланцами и рассланцованными базальтовыми порфиритами.

Боградское рудопроявление фосфоритов расположено в северо-восточной части Батеневской структурно-формационной подзоны к северу от пос. Боград. Рудоносная пачка мощностью 250—300 м сложена доломитами и известковистыми доломитами с прослоями черных кремней и известняков. К кремнистым прослоям приурочены невыдержанные по простиранию пласты фосфоритов мощностью 3—6 м с содержанием P_2O_5 от 2—7 до 10—15%.

Ряд рудопроявлений фосфоритов в вулканогенно-осадочных отложениях белкинского стратиграфического уровня известен в Восточномартайгинской структурно-формационной подзоне [Миртова, 1978].

Проявления фосфоритов известны также в Мартайгинской и Терсинской структурно-формационных подзонах, где приурочены к участкам развития карбонатных пород. Они располагаются среди отложений кабырзинского (R_{KB}), западносибирского (R_{Za}), белкинского (V) и усинского (ϵ_1) стратиграфических горизонтов. В Мартайгинской структурно-формационной подзоне к ним относится Талановское рудопроявление в бассейне рч. Талановой, левого притока р. Кии [Попов, 1971]; в Терсинской структурно-формационной зоне — Белоусинское, проявление фосфоритов в Усинском марганцевом месторождении и др. [Фосфоритонесность..., 1968; Миртов и др., 1971; Миртова, 1978; Фосфориты и апатиты..., 1980].

Фосфоритовые руды, как и марганцевые, в Кузнецком Алатау располагаются в позднедокембрийских и раннепалеозойских отложениях. Они сформировались в геосинклинальный этап, по времени образования соответствуют зрелой стадии развития геосинклинали и максимальному проявлению базальтоидного дифференцированного вулканизма. Синхрон-

ность проявления во времени базальтоидного дифференцированного вулканизма, марганцевых и фосфоритовых руд позволяет считать их парагенетическими образованиями. Об этом прежде всего свидетельствует совместное нахождение вулканических пород и марганцевых руд в Тамалыкском фосфоритовом месторождении и ряде рудопроявлений фосфоритов [Мкртычян, 1966, 1974; Еганов, 1968; Смилкстын, Суховерхова, 1969]; вулканических пород и фосфоритовых руд в марганцевых рудопроявлениях и в Усинском месторождении [Алабин, 1966; Миртов, и др., 1971]. На связь фосфоритов с геосинклинальным магматизмом в Кузнецком Алатау обращали внимание В. В. Хоментовский (1960), А. О. Смилкстын и др. (1967, 1969), Э. А. Еганов (1968), Г. Н. Бровков и др. (1970), Г. А. Коков и В. С. Чувакин (1978). Важную роль вулканизма в формировании геосинклинальных фосфоритов подчеркивали Н. С. Шатский (1955, 1960), впоследствии К. К. Зеленев (1972), Н. Г. Бродская (1974), Р. Н. Валеев и др. (1979).

Описанные выше месторождения фосфоритов завершают единый латеральный парагенетический ряд рудных формаций геосинклинали Кузнецкого Алатау, соответствующих собственно геосинклинальному этапу развития и располагающихся от эвгеосинклинального прогиба к геосинклинальному поднятию: м а г н е т и т — г е м а т и т о в а я → м а р г а н ц е в а я → ф о с ф о р и т о в а я. Рудные формации ассоциируют с геологическими формациями: липарито-базальтовой → терригенно-зеленосланцевой (осадочно-вулканогенной) → кремнисто-карбонатной. Такой ряд формаций полностью соответствует формационному ряду, установленному Н. С. Шатским (1955) для палеозойской геосинклинали Урала. Различие заключается лишь в том, что, по Н. С. Шатскому, фосфориты на Урале ассоциируют с отдаленной кремнистой формацией, в Кузнецком Алатау — с кремнисто-карбонатной.

Все это позволяет нам говорить о том, что основным фактором, обусловившим формирование месторождений фосфоритов в зрелую стадию ($R_{zs} - \epsilon_1$) развития геосинклинали Кузнецкого Алатау, был базальтовый дифференцированный магматизм. Не рассматривая физико-химических и других условий образования фосфоритов и не отрицая прямой роли вулканизма в их формировании, считаем необходимым подчеркнуть, что сам процесс геосинклинального базальтоидного дифференцированного магматизма и прежде всего подводного вулканизма с его газовой гидротермальными производными создавал в морской среде геохимический барьер, на границе с которым происходило осаждение и концентрация фосфора в парагенезе с магнием и кремнием из вод океанского бассейна. В конечном итоге рассмотренный выше материал показывает, что геосинклинальный базальтоидный магматизм прямо и (или) косвенно влиял на формирование фосфоритонесущей кремнисто-карбонатной формации и месторождений фосфоритов Кузнецкого Алатау.

Действительно, все главные месторождения и перспективные рудопроявления фосфоритов Кузнецкого Алатау размещаются в Мрасско-Батеневской структурно-формационной зоне, соответствующей внутригеосинклинальному поднятию или участку земной коры синалического типа. Эта тектоническая структура, как показано выше, сформировалась в зрелую стадию развития геосинклинали и характеризовалась спокойным тектоническим режимом, приближавшимся к миогеосинклинальному, в отличие от эвгеосинклинального режима развития геосинклинального прогиба. Поэтому, естественно, можно полагать, что в геосинклинальном поднятии благоприятными локальными структурами для формирования максимальной концентрации фосфоритов являлись прогнутые участки или морские проливы, сложенные доломитами, со стабильной циркуляцией морской воды, насыщенной фосфатным веществом, поступающим как из океанического бассейна, так и из эвгеосинклинального прогиба. Поэто-

му и обращает на себя внимание тот факт, что во внутригеосинклинальном поднятии Кузнецкого Алатау фосфоритовые месторождения и рудопоявления прослеживаются параллельно эвгеосинклинальному прогибу на расстояние более 250 км и образуют обширный фосфоритоносный рудный пояс или бассейн.

Закономерная приуроченность фосфоритовых руд Кузнецкого Алатау к внутригеосинклинальному поднятию является характерной и для других геосинклинальных систем Урало-Монгольского складчатого пояса [Шатский, 1955; Гиммельфарб, 1958; Бушинский, 1966; Красильникова, 1966, 1973; Еганов, 1968; Бродская, Ильинская, 1970; Юдин и др., 1970; Ильин, 1973; Смирнов, 1973; Осокин, 1979; Фосфориты и апатиты Сибири, 1980], что в конечном итоге и определяет направление поисков промышленных месторождений фосфоритов в рассматриваемом регионе.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТЫХ РУД

Геологическое строение, минеральный состав, геохимические, морфологические особенности золоторудных месторождений Кузнецкого Алатау и их связь с интрузивными комплексами подробно рассмотрены в монографиях А. Я. Булыникова (1948), В. А. Вахрушева (1972), Ю. Г. Щербакова (1974) и в ряде работ Л. В. Алабина, В. И. Баженова, П. С. Бернштейна, А. В. Бозина, С. С. Боришанской, В. А. Булыникова, Б. Д. Васильева, В. А. Врублевского, А. И. Гончаренко, С. С. Ильенка, Д. И. Калининкова, А. Ф. Коробейникова, Л. В. Ли, Н. А. Охупкина, К. Р. Рабиновича, Н. А. Розановой, Н. В. Росляковой, Д. А. Тимофеевского, А. М. Хазагарова и др. Вместе с тем вопросы пространственного размещения золотого оруденения в конкретных типах тектонических структур, связь их с магматическими формациями и с глубинным строением земной коры остаются еще недостаточно разработанными.

Золоторудные месторождения и рудопоявления Кузнецкого Алатау обнаруживают пространственную и генетическую связь с верхнерифейскими и нижнекембрийскими габбро-диорит-диабазовыми, плагиогранито-габбровыми и с раннепалеозойскими гранитоидными интрузивными комплексами [Алабин, 1976₂, 1981]. Габбро, габбро-диабазы, диабазы, габбро-диориты, диориты и плагиограниты, с которыми ассоциирует золоторудная минерализация, слагают дайки, силлы, штоки и реже акмолиты. Размещение их контролируется разломами, в связи с чем интрузивы располагаются среди интенсивно дислоцированных и рассланцованных вулканогенно-осадочных пород и имеют отчетливо выраженную линейную ориентировку. Вмещающие интрузивы породы выделяются в спиллит-диабазовую, кератофиристо-диабазовую ($R_{KB} - V$), липарит-базальтовую и терригенно-зеленосланцевую ($V - C_1$) формации. Габбро, габбро-диабазы, диабазы, габбро-диориты, диориты, плагиограниты обнаруживают тесную пространственную, петрографическую и геохимическую связь с вулканическими породами этих формаций. Для них характерно высокое содержание двуокиси титана, глинозема, полевошпатовой извести, элемент-примесей группы железа и незначительное содержание щелочей при резком преобладании натрия над калием. По петрохимическому составу и структурно-тектоническому положению золотоносные габбро, габбро-диабазы, диабазы, габбро-диориты, диориты, плагиограниты выделяются в собственно геосинклинальные габбро-диорит-диабазовую и плагиогранито-габбровую формации, по классификации Ю. А. Кузнецова (1964). Золоторудная минерализация, ассоциирующая с интрузивными комплексами габбро-диорит-диабазового и плагиогранито-габбрового формационных типов, представлена пиритом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом, реже галенитом, образующими вкрапленность вплоть до сливных

руд типа колчеданных залежей в интрузивных и во вмещающих вулканических зеленосланцевых и в углисто-глинисто-кремнистых породах. Золото находится в сульфидах в виде мельчайшей эмульсионной вкрапленности. Кварцевые жилы и прожилки встречаются редко. Они представлены кварцем с единичными зёрнами роговой обманки, альбита, карбонатов и сульфидов — пирита, пирротина, халькопирита, сфалерита, галенита и самородного золота. Золоторудная минерализация этого типа относится к золотосодержащей колчеданной и колчеданно-полиметаллической рудным формациям.

Собственно золоторудные месторождения Кузнецкого Алатау проявляют связь с раннепалеозойскими гранитоидными массивами. Такие массивы имеют пестрый петрографический состав и зональное строение. Центральные части их сложены гранодиоритами, адамеллитами, гранитами; краевые — тоналитами, кварцевыми диоритами, сиенито-диоритами, сиенитами, монцонитами, диоритами. Породы связаны постепенными переходами, между отдельными петрографическими разностями, слагающими краевые и ядерные части массивов, наблюдаются фазовые взаимоотношения. В гранитоидных массивах встречаются останцы вмещающих пород, в том числе габбро, габбро-диоритов, пироксенитов, перидотитов, в различной степени гранитизированных и представляющих собой догранитоидные самостоятельные формационные типы. Сами гранитоиды проявляют зависимость состава от состава вмещающих толщ. В случае размещения их среди базальтовых вулканических пород они приобретают диорит-гранодиоритовый состав, в толщах с вулканогенно-терригенно-карбонатным разрезом состав их изменяется от гранодиорит-гранитового до граносиенитового. Характерным для химизма золотоносных гранитоидов региона является преобладание натрия над калием. Как подчеркивают многие исследователи, этот признак является весьма важным для золотоносных гранитоидов других геосинклинальных систем Советского Союза [Билибин, 1959; Булытников, 1948; Изох, 1976, 1978]. Формирование гранитоидов происходит в раннеорогенный этап развития геосинклинали, а становление их завершает стабилизацию подвижных зон. Все эти вместе взятые признаки свидетельствуют о принадлежности данных пород к формации гранитоидных батолитов пестрого состава [Кузнецов, 1964; Кузнецов и др., 1971].

Золоторудные месторождения, ассоциирующие с описанными гранитоидами, характеризуются разнообразием морфологических типов, различным положением по отношению к интрузивам, многостадийностью минералообразования и многоминеральным составом. Среди морфологических типов преобладают кварцевые и кварцево-карбонатные жилы, системы жил, реже распространены зоны минерализации, штокверки и рудные тела неправильной формы, характерные для метасоматических залежей и скарнов. Жилы, системы жил и штокверки размещаются в самих материнских гранитоидных массивах, их сателлитах и в удаленных от интрузивов вмещающих вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах. Кварцевые золоторудные жилы четко проявлены в однородных по составу алюмо-силикатных породах, при выходе из которых в карбонатные сменяются метасоматическими телами неправильной формы и изменяют минеральный состав.

Рудные минералы в месторождениях представлены пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, молибденитом, шеелитом, пирротинном, тетраэдритом, теннантитом, висмутином, золотом, из нерудных — распространены кварц, в резко подчиненном количестве карбонаты, эпидот, хлорит, серицит, актинолит, апатит, циркон, турмалин.

Наряду с кварцево-жилными в генетической связи с гранитоидами широко распространены золото-скарновые месторождения. Среди золото-

рудных скарнов преобладают гранат-кальцитовые, гранат-диопсидовые, гранат-пироксен-магнетитовые, волластонитовые разности. Состав рудных минералов в скарновых месторождениях такой же, как и в кварцево-жильных, что лишний раз подчеркивает их генетическое родство.

Околожильные изменения в месторождениях выражаются в берези-зации и в лиственизации вмещающих пород.

Золоторудные месторождения, ассоциирующие с раннепалеозойскими гранитоидами, являются типичными представителями золото-сульфидно-кварцевой и золото-скарновой рудных формаций.

Золотосодержащая колчеданная, колчеданно-полиметаллическая и собственно золоторудные: золото-сульфидно-кварцевая и золото-скарновая рудные формации размещаются в Тельбесско-Бийской, Маргайгинско-Верхнелебедской, Абаканской структурно-формационных зонах, соответствующих внешнему эвгеосинклинальному прогибу и участку земной коры фемически-сиалического типа. Известны единичные месторождения золота названных формаций, находящиеся в Золотокитатско-Кондомской структурно-формационной зоне, соответствующей внутреннему (осевому) эвгеосинклинальному прогибу и участку земной коры фемического типа.

Таким образом, золоторудные месторождения Кузнецкого Алатау размещаются в эвгеосинклинальном прогибе, преимущественно в его внешней зоне. Во внешнем эвгеосинклинальном прогибе они обособляются от вулканогенно-осадочных магнетит-гематитовых, марганцевых месторождений и тяготеют к скарново-магнетитовым, также ассоциирующим с интрузивными массивами. Золоторудные месторождения прослеживаются во внешнем эвгеосинклинальном прогибе параллельно внутреннему (осевому), образуя самостоятельный Главный золоторудный пояс Кузнецкого Алатау.

В Главном золоторудном поясе месторождения золотых руд колчеданной и колчеданно-полиметаллической золотосодержащих рудных формаций, ассоциирующие с верхнерифейско-нижнекембрийскими габбро-диорит-диабазовыми и плагιοгранит-габбровыми интрузивными комплексами, располагаются в вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложениях кабырзинского, западносибирского, белкинского и усинского стратиграфических горизонтов верхнего рифея, венда, нижнего кембрия и образуют группу рудных формаций собственно геосинклинального этапа развития региона. Золото-сульфидно-кварцевая и золото-скарновая рудные формации, проявляющие связь с раннепалеозойскими гранитоидами, размещаются в стратиграфическом интервале от кабырзинского горизонта верхнего рифея до среднего кембрия и ордовика включительно и образуют группу раннеорогенных рудных формаций.

Важно подчеркнуть, что размещение в золоторудном поясе золотоносных районов и месторождений контролируется зонами пересечения субмеридионального Кузнецко-Алтайского глубинного разлома и оперяющих его разрывов с поперечными к ним сквозными субширотными нарушениями.

Закономерности поясно-узлового размещения золотосодержащих колчеданной, колчеданно-полиметаллической (собственно геосинклинального этапа развития) и золото-сульфидно-кварцевой, золото-скарновой (раннеорогенного этапа развития) рудных формаций, которые приурочены к внешней зоне эвгеосинклинального прогиба и узлам пересечения продольных и поперечных разломов, установленных для Кузнецкого Алатау, являются характерными для геосинклинальных систем Урала, Казахстана, Средней Азии и других регионов Урало-Монгольского складчатого пояса, а также для ряда складчатых поясов Советского Союза и земного шара в целом [Билибин, 1959₁, 1959₂; Булытников, 1948; Воларович, Рожков,

1967; Шер, Рожков, Васильченко, 1967; Фогельман, Бородаевская, 1967; Рожков, 1968; Шер, 1972, 1974; Петровская, 1973; Бородаевский, Левитан, 1974; Бабаев, 1976; Бородаевская, Рожков, 1978; Фаворская, Виноградов, 1980].

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОЛИБДЕНОВЫХ РУД

В Кузнецком Алатау находится Сорское медно-молибденовое промышленное месторождение, а также перспективные Ипчульское, Агаскырское, Ничкурюпское и другие месторождения и рудопроявления (см. рис. 8). Геологическое строение, морфология месторождений и рудопроявлений, их минеральный состав, геохимические особенности подробно охарактеризованы В. Т. Покаловым, Е. С. Пастуховой (1961), В. Т. Покаловым, Б. С. Черновым (1962), Б. С. Черновым (1963), В. Н. Лавыгиной, М. М. Петровым (1968), В. И. Сотниковым, А. П. Берзиной (1968), Ю. В. Индукаевым (1974), М. М. Ипатовым (1974), В. Л. Хомичевым, Е. С. Шабалиной (1974), С. В. Левченко (1975), Ю. М. Михалевым (1975), М. М. Петровым, А. К. Мкртычяном (1976), В. Л. Хомичевым и др. (1978), В. Л. Хомичевым (1973, 1979) и в монографиях — «Сорское медно-молибденовое месторождение» (1976), «Медно-молибденовая рудная формация» (1977).

Молибденовые или медно-молибденовые месторождения и рудопроявления пространственно и генетически связаны с раннепалеозойскими гранитоидными массивами, выделяемыми в формацию гранитоидных батолитов пестрого состава [Кузнецов и др., 1971]. Как подчеркивалось выше, такие гранитоидные массивы проявляют зависимость петрографического состава от состава вмещающих толщ. Молибденоносные гранитоиды сложены лейкократовыми разностями, которые характеризуются высоким содержанием кремнезема, глинозема, щелочей и небольшим количеством окиси магния и кальция. В рудных полях медно-молибденовых месторождений и рудопроявлений развиты также пегматиты, гранит-порфиры и взрывчатые брекчии. Рудные тела размещаются в интрузивных массивах и в их ореольных контактовых зонах. Они представлены кварцевыми жилами, прожилками, участками прожилкования и окварцевания пород с вкрапленностью рудных минералов — молибденита, халькопирита, сфалерита, пирита, магнетита, и нерудных — кварца, альбита, биотита, мусковита, флюорита, хлорита, серицита. Околорудные породы интенсивно калишпатизированы, альбитизированы и окварцованы.

В формационном плане молибденовая минерализация региона относится к медно-молибденовой рудной формации.

Молибденовые месторождения и рудопроявления медно-молибденовой рудной формации подчиняются определенной закономерности размещения в конкретных типах геосинклинальных тектонических структур. В связи с тем, что они обнаруживают пространственную и генетическую приуроченность к раннепалеозойским гранитоидам, становление которых завершает стабилизацию подвижных геосинклинальных тектонических структур и которые проявились во всех структурно-формационных зонах [Кузнецов и др., 1971], рассматриваемое оруделение также распространено во всех типах геосинклинальных тектонических структур. Во внутреннем эвгеосинклинальном прогибе, соответствующем участку земной коры фемического типа, это Лужбинское, Викторьевское рудопроявления молибдена; во внешнем эвгеосинклинальном прогибе, соответствующем участку земной коры фемически-сиалического типа, — Богоюльское, Малораствайское, Ничкурюпское, гор Красный Камень и Большой Церковной; в геосинклинальном поднятии, соответствующем участку земной коры сиалического типа, — Сорское промышленное месторождение, перспективные

рудопроявления Ипчульское, Агаскырское, Тыгертышское, Сайгачинское, Бейское, Саксырское (см. рис. 8). Обращает внимание, что промышленное месторождение и наиболее крупные, перспективные и многочисленные рудопроявления молибдена в Кузнецком Алатау располагаются в геосинклинальном поднятии, т. е. в тектонической структуре, соответствующей участку земной коры с и а л и ч е с к о г о типа. При этом небезынтересно подчеркнуть, что промышленные месторождения молибденовых руд медно-молибденовой формации располагаются в аналогичных тектонических структурах других регионов Советского Союза [Меликсетян, 1964; Нехорошев, 1966; Покатилов, Толпыкин, 1968; Мкртчян и др., 1969; Покалов, 1970, 1972, 1978; Попов, 1977; Медно-молибденовая рудная формация, 1977]. Такая закономерность в размещении молибденовых месторождений определяет направление поисковых и разведочных работ промышленных медно-молибденовых руд и Кузнецком Алатау в геосинклинальные тектонические структуры, соответствующие внутригеосинклинальному поднятию с сиалическим типом земной коры.

* * *

Заканчивая рассмотрение закономерностей размещения полезных ископаемых в главных типах геосинклинальных тектонических структур, необходимо отметить ряд положений, определяющих металлогенические особенности геосинклинали Кузнецкого Алатау. Прежде всего нужно подчеркнуть, что промышленные месторождения геосинклинального ряда возникают и располагаются не беспорядочно, а проявляют четкую связь с главными типами геосинклиналичных тектонических структур и с конкретными типами разреза земной коры. В связи с этим они соответствуют латеральной и вертикальной зональности строения геосинклинали и образуют закономерно расположенные в пространстве и времени горизонтальные и вертикальные генетические рудно-формационные ряды.

Осадочно-вулканогенные магнетит-гематитовые, марганцевые и фосфоритовые месторождения, располагающиеся в вулканогенно-осадочных и в осадочных отложениях верхнего рифея, венда, нижнего кембрия, соответствуют собственно геосинклинальному этапу развития геосинклинали. Они размещаются в конкретных генетических типах геосинклинальных тектонических структур: магнетит-гематитовые месторождения — во внутреннем и внешнем эвгеосинклинальных прогибах, в участках земной коры фемического и фемически-сиалического типа; марганцевые месторождения — во внешнем эвгеосинклинальном прогибе, в участке земной коры фемически-сиалического типа; фосфоритовые месторождения — в геосинклинальном поднятии и в участке земной коры сиалического типа. В целом перечисленные месторождения образуют четкий собственно геосинклинальный латеральный ряд рудных формаций: магнетит-гематитовая → марганцевая → фосфоритовая (табл. 4).

Скарново-магнетитовые, золоторудные и молибденовые (медно-молибденовые) месторождения проявляют пространственную и генетическую связь с раннеорогенным магматизмом и соответствуют во времени проявлению раннеорогенному этапу развития геосинклинали. Они, как и месторождения собственно геосинклинального этапа развития, занимают четкую структурно-тектоническую позицию. Скарново-магнетитовые месторождения размещаются во внутреннем и внешнем эвгеосинклинальных прогибах — в участках земной коры фемического и фемически-сиалического типов; золоторудные месторождения — во внешнем эвгеосинклинальном прогибе, в участке земной коры фемически-сиалического типа; молибденовые месторождения — в геосинклинальном поднятии, в участке земной коры сиалического типа. Месторождения раннеорогенного

Горизонтальные и вертикальные ряды геосинклинальных осадочных, магматических и рудных формаций Кузнецкого Алатау

Возраст	Этап развития	Осадочные, магматические, рудные формации в главных типах тектонических структур		
		Унаследованные прогибы	Унаследованно-наложенные прогибы и впадины	Наложённые впадины
C ₂ — 0	Раннеорогенный	Трахилларитовая, трахитовая, базальто-андезито - трахилларитовая; андезитовая; нижняя молассовая сероцветная	Трахилларитовая, трахитовая, базальто-андезито-трахилларитовая; андезитовая; нижняя молассовая сероцветная	Трахилларитовая, трахитовая, базальто-андезито - трахилларитовая, андезитовая
		Субвулканических диоритов, сиенитов, гранитов; сиенито-граносиенитовая; гранитоидных батолитов повышенной основности; гнейсо-гранитовая; габбровая группа (диорит-порит-габбровая, порит-габбровая)	Субвулканических диоритов, сиенитов, гранитов; сиенито-граносиенитовая; гранитоидных батолитов повышенной щелочности; габбровая группа (габбро-монцонито-диоритовая, сиенито-габбровая)	Субвулканических диоритов, сиенитов, гранитов; сиенито-граносиенитовая; гранитоидных (гранитовых) батолитов; габбровая группа (габбро-монцонито-диоритовая, сиенито-габбровая)
		Скарново-магнетитовая.	Золото-сульфидно - кварцевая, золото-скарповая, скарново-магнетитовая	Медно-молибденовая (молибденовая)
R _{3,2} — C ₁	Собственно геосинклинальный	Базальтовая, зеленосланцевая, спилито-диабазовая, кремнисто-карбонатная	Липаритовая, липарито-базальтовая, базальтовая, кератофири-диабазовая, спилито-диабазовая; рифогенно-известняковая, терригенно-зеленосланцевая (флишидная), доломитовая, кремнисто-карбонатная	Рифогенно-известняковая, доломитовая, кремнисто-карбонатная
		Габбровая группа (порит-габбровая, пироксенит-габбровая); габбро-диорит-диабазовая	Габбровая группа (пироксенит-габбровая, дунит-пироксенит-габбровая), плагиогранитовая, плагиогранито-габбровая, габбро-диорит-диабазовая	Габбровая группа (сиенито-габбровая, пироксенит-габбровая), габбро-диорит-диабазовая
		Гипербазитовая Магнетит-гематитовая; колчеданно-полиметаллическая, колчеданная золотосодержащая	Гипербазитовая Марганцевая, магнетит-гематитовая, колчеданно-полиметаллическая золотосодержащая	Фосфоритовая
		Внутренний	Внешний	Геосинклинальное поднятие
		Геосинклинальный прогиб		
Тип участка		Фемический	Фемически-спалический	Спалический

этапа образуют закономерный латеральный ряд формаций: скарново-магнетитовая → золото-сульфидно-кварцевая, золото-скарновая → медно-молибденовая (см. табл. 4). Несмотря на то, что они располагаются на различных стратиграфических уровнях — от верхнего рифея до ордовика включительно, в большинстве своем и преимущественно скарново-магнетитовые месторождения размещаются в раннеорогенных унаследованных, унаследованно-наложенных и в наложенных прогибах и впадинах.

Таким образом, месторождения полезных ископаемых геосинклинальной системы Кузнецкого Алатау образуют закономерный ряд латеральных и вертикальных рудных формаций, отвечающих осадочным, вулканическим, плутоническим формациям, главным типам геосинклинальных тектонических структур, этапам их развития и глубинному строению земной коры (см. табл. 4).

Как подчеркивали С. С. Смирнов (1945, 1947), Ю. А. Билибин (1948, 1955, 1959₂), Н. П. Херасков (1958), В. И. Смирнов (1963, 1976, 1978), разработка вопросов связи рудных месторождений с геологическими формациями, тектоническими структурами, этапами развития тектонических структур и типами земной коры имеет большое теоретическое и практическое значение для дальнейшего совершенствования учения о рудных месторождениях, металлогении и для поисков месторождений полезных ископаемых. Разработка учения о рудных формациях и выделение генетических рядов рудных формаций, на что обращают внимание И. Г. Магакьян (1969, 1974) и В. А. Кузнецов (1972, 1973, 1975) позволяет целенаправленно искать в конкретной геологической и тектонической обстановке недостающие (неоткрытые) звенья того или иного рудно-формационного ряда и тем самым вести целенаправленные поиски определенных видов полезных ископаемых. Действительно, в рассматриваемом случае в собственно геосинклинальном ряду рудных формаций Кузнецкого Алатау отсутствуют (не установлены) месторождения колчеданной и колчеданно-полиметаллической рудных формаций. Вместе с тем промышленные месторождения названных рудных формаций широко распространены в аналогичных тектонических структурах и в рудно-формационных рядах геосинклинальных систем Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа [Корнев и др., 1974; Дистанов, 1977]; Урала [Бородаевская и др., 1974, 1975, 1977; Прокин, 1977; Прокин и др., 1978], Рудного и Юго-Западного Алтая [Иванкин и др., 1961; Кузубный, 1975; Горжевский и др., 1977; Яковлев и др., 1978], Казахстана [Каюпов и др., 1978], Кавказа [Колчеданные месторождения..., 1973, 1979; Заридзе, 1975; Хачатурян, 1977; Снежко, Тамбиев, 1978; Твалчрелидзе, 1978] и других регионов СССР [Смирнов, 1968, 1976; Бородаевская и др., 1974, 1977; Ширай, 1978]. Это обстоятельство позволяет поставить вопрос о поисках колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений в геосинклинальных структурах Кузнецкого Алатау [Алабин, 1975₃, 1976₃, 1979₂]. И для этого помимо теоретических есть, как показывает детальный анализ фактического материала, прямые геологические основания. Ю. А. Кузнецов (1934) впервые описал в Кузнецком Алатау выходы колчеданно-полиметаллических руд по р. Средняя Терсь в углито-кремнистых сланцах в контакте с метадиоритовой интрузией (Терсинская структурно-формационная подзона). Исследованиями В. А. Кузнецова (1940) площадь проявления колчеданно-полиметаллической минерализации в Терсинском районе значительно расширена. В настоящее время колчеданное оруденение в Терсинской структурно-формационной подзоне прослежено на многие километры [Дымкин и др., 1974₂, 1976; Миртова, 1978]. А. Я. Булытниковым (1948) колчеданные тела описаны по р. Кий, руч. Богородский (Мартайгинская структурно-формационная подзона). На границе Бийской и Кондомской структурно-формационных подзон и в

Кондомской структурно-формационной подзоне известны Кочуринское, Кочуринское, Тургеневское и Тельбесское колчеданно-полиметаллические рудопроявления (см. рис. 8). Перечисленные колчеданно-полиметаллические рудопроявления располагаются в геосинклинальной тектонической структуре — в эвгеосинклинальном прогибе, на границе внутреннего и внешнего прогибов, прослеживаются на расстояние более 250 км при ширине от 5 до 35 км и образуют единую колчеданно-полиметаллическую рудную металлогеническую зону. Эта зона заслуживает самого пристального внимания для изучения и выявления в ней колчеданных и колчеданно-полиметаллических промышленных месторождений. Предпосылки для открытия в рассматриваемой зоне месторождений колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд обосновываются О. И. Никоновым детальными петрографо-геохимическими исследованиями [Никонов, Захаров, 1976; Никонов, 1982].

Развитие главных типов геосинклинальных тектонических структур Кузнецкого Алатау и размещение в них месторождений полезных ископаемых связаны с формированием Кузнецко-Алтайского глубинного разлома, обусловившего пространственную и генетическую связь геосинклинальных типов тектонических структур, осадочных, вулканических, плутонических, рудных формаций и глубинного строения земной коры. Эта связь проявляется в совмещении магнетит-гематитовых и скарново-магнетитовых месторождений с эвгеосинклинальным прогибом и участками земной коры фемического и фемически-сиалического типов; магнетит-гематитовых, марганцевых и золоторудных месторождений — с внешним эвгеосинклинальным прогибом и участком земной коры фемически-сиалического типа; фосфоритовых и молибденовых (медно-молибденовых) месторождений — с геосинклинальным поднятием и участком земной коры сиалического типа. Структурно-формационные зоны с размещающимися в них рудными месторождениями и адекватные им металлогенические зоны прослеживаются параллельно глубинному разлому в меридиональном направлении на расстояние 200—500 км при ширине от 5—15 до 35—40 км и больше и образуют в совокупности рудные пояса, последовательно сменяющиеся от внутреннего эвгеосинклинального прогиба к геосинклинальному поднятию: железорудный → марганцеворудный → золоторудный → фосфоритоворудный → молибденоворудный (см. рис. 9).

В рудных поясах крупные рудные районы и месторождения приурочены к узлам пересечения субмеридионального Кузнецко-Алтайского глубинного разлома и оперяющих его разрывов с поперечными к ним субширотными сквозными разломами. Пересечение продольных и поперечных разломов обуславливает, с одной стороны, блоковое строение рудных поясов, с другой — интенсивную нарушенность, трещиноватость и максимальную проницаемость пород, способствующую формированию вулканических, плутонических, вулкано-плутонических ассоциаций и рудно-магматических систем, образующих рудные узлы и районы.

Таким образом, изложенный выше материал свидетельствует о четкой пространственной и генетической связи главных типов геосинклинальных тектонических структур, промышленных месторождений полезных ископаемых с глубинным строением земной коры, о пояском и поясно-узловом их размещении в геосинклинальной системе Кузнецкого Алатау.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Историко-геологический и формационный анализ породных и рудных ассоциаций геосинклинальной системы Кузнецкого Алатау позволил установить особенности и закономерности ее развития и строения.

В развитии геосинклинали Кузнецкого Алатау устанавливаются два этапа: а) собственно геосинклинальный ($R_{KB} - \epsilon_1$), включающий раннюю стадию, или стадию обособления геосинклинали (R_{KB}), среднюю (зрелую) стадию, или стадию становления геосинклинали ($R_{zs} - \epsilon_1$); б) раннеорогенный (протоорогенный, или инверсионный) этап ($\epsilon_2 - 0$), включающий позднюю, или завершающую, стадию развития геосинклинали. В целом геосинклинальный период развития соответствует салаирскому (раннекаледонскому) циклу тектогенеза, впервые установленному и выделенному сибирскими геологами А. М. Кузьминым, М. А. Усовым, К. В. Радугиным, В. А. Кузнецовым.

В геосинклинальной системе Кузнецкого Алатау выделяются главные типы тектонических структур: а) собственно геосинклинального этапа развития — внутренний эвгеосинклинальный прогиб, внешний эвгеосинклинальный прогиб, геосинклинальное поднятие и разделяющие их глубинные разломы; б) раннеорогенного (протоорогенного, или инверсионного) этапа развития — унаследованные прогибы, во внутреннем эвгеосинклинальном прогибе, унаследованно-наложенные прогибы и впадины во внешнем эвгеосинклинальном прогибе, наложенные впадины в геосинклинальном поднятии.

Формирование и размещение главных типов геосинклинальных тектонических структур контролировались развитием Кузнецко-Алтайского субмеридионального глубинного разлома. Последний определил линейную поперечную зональность геосинклинали, выразившуюся в меридиональном простираении внутреннего, внешнего эвгеосинклинального прогиба и геосинклинального поднятия на расстояние 200—500 км при ширине 5—40, 15—60, 80—120 км и последовательном расположении относительно друг друга от осевой (стволовой) зоны разлома к его периферии. Сочетание субмеридионального глубинного разлома и поперечных к нему субширотных глубинных разломов (расколов земной коры) определили продольную зональность геосинклинали, выразившуюся в поднятии центральных и опускании северных и южных блоков. Все это в целом обусловило линейно-блоковую зональность строения салаирской (раннекаледонской) геосинклинали Кузнецкого Алатау.

Главные типы геосинклинальных тектонических структур проявляют связь с глубинным строением земной коры. Эта связь выражается в размещении внутреннего эвгеосинклинального прогиба в участке земной коры фемического типа; внешнего эвгеосинклинального прогиба — в участке земной коры фемически-сиалического типа; геосинклинального поднятия — в участке земной коры сиалического типа.

В тесной генетической и пространственной связи с развитием и строением главных типов геосинклинальных тектонических структур и глубинным строением земной коры формируются и размещаются главные типы месторождений полезных ископаемых. В собственно геосинклинальный

(раннегеосинклиальный) этап ($R_{\text{КВ}} - \text{Є}_1$) формируются осадочно-вулканогенные месторождения железных, марганцевых руд и осадочные месторождения фосфоритовых руд. Осадочно-вулканогенные месторождения железных и марганцевых руд располагаются в эвгеосинклиальных прогибах, соответствующих участкам земной коры фемического и фемически-сиалического типов; осадочные месторождения фосфоритовых руд размещаются в геосинклиальном поднятии, т. е. в участке земной коры сиалического типа. Иначе говоря, месторождения названных полезных ископаемых образуют собственно геосинклиальный латеральный генетический ряд рудных формаций от внутреннего эвгеосинклиального прогиба и участка земной коры фемического типа к внешнему эвгеосинклиальному прогибу и участку земной коры фемически-сиалического типа и к геосинклиальному поднятию и участку земной коры сиалического типа, т. е. железорудные (магнетит-гематитовые) \rightarrow марганцевые \rightarrow фосфоритовые рудные формации. Отсутствие в этом ряду колчеданной и колчеданно-полиметаллической рудных формаций, известных в аналогичных геосинклиальных структурах Урало-Монгольского складчатого пояса, позволяет поставить вопрос о необходимости поисков в Кузнецком Алатау промышленных месторождений колчеданного и колчеданно-полиметаллического формационного типа.

В раннеорогенный (позднегеосинклиальный) этап ($\text{Є}_2 - \text{O}$) формируются контактово-метасоматические и гидротермальные месторождения железных (скарново-магнетитовых), золотых (золото-сульфидно-кварцевых, золото-скарновых) и молибденовых (медно-молибденовых) руд. Скарново-магнетитовые месторождения размещаются в эвгеосинклиальном прогибе и участках земной коры фемического, фемически-сиалического типов, наиболее богатые из них — во внутреннем эвгеосинклиальном прогибе, в раннеорогенных унаследованных прогибах, соответствующих участку земной коры фемического типа; золоторудные месторождения — во внешнем эвгеосинклиальном прогибе и в участке земной коры фемически-сиалического типа; молибденовые месторождения — в геосинклиальном поднятии и в участке земной коры сиалического типа. Месторождения названных полезных ископаемых образуют раннеорогенный латеральный генетический ряд рудных формаций, от внутреннего эвгеосинклиального прогиба и участка земной коры фемического типа к внешнему эвгеосинклиальному прогибу и участку земной коры фемически-сиалического типа и к геосинклиальному поднятию и участку земной коры сиалического типа, т. е. скарново-магнетитовую \rightarrow золото-сульфидно-кварцевую, золото-скарновую \rightarrow молибденовую (медно-молибденовую) рудные формации.

Таким образом, типы участков земной коры, главные типы геосинклиальных тектонических структур и главные типы месторождений полезных ископаемых тесно парагенетически и пространственно связаны и образуют закономерные латеральные и вертикальные генетические формационные ряды (см. табл. 4).

Размещение типов участков земной коры, главных типов тектонических структур и главных типов месторождений полезных ископаемых контролировалось развитием Кузнецко-Алтайского глубинного разлома. В связи с этим они прослеживаются вдоль глубинного разлома в меридиональном направлении на расстояние 200—500 км при ширине 5—40, 15—60, 80—120 км и образуют рудные пояса, зонально размещающиеся от центральной стволовой части разлома к его периферии: железорудный \rightarrow марганцеворудный \rightarrow золоторудный \rightarrow \rightarrow фосфоритоворудный \rightarrow молибденоворудный (см. рис. 9).

рудных скарнов преобладают гранат-кальцитовые, гранат-диопсидовые, гранат-пироксен-магнетитовые, волластонитовые разности. Состав рудных минералов в скарновых месторождениях такой же, как и в кварцево-жильных, что лишний раз подчеркивает их генетическое родство.

Околожильные изменения в месторождениях выражаются в березитизации и в лиственизации вмещающих пород.

Золоторудные месторождения, ассоциирующие с раннепалеозойскими гранитоидами, являются типичными представителями золото-сульфидно-кварцевой, и золото-скарновой рудных формаций.

Золотосодержащая колчеданная, колчеданно-полиметаллическая и собственно золоторудные: золото-сульфидно-кварцевая и золото-скарновая рудные формации размещаются в Тельбесско-Бийской, Мартайгинско-Верхнелебедской, Абаканской структурно-формационных зонах, соответствующих внешнему эвгеосинклинальному прогибу и участку земной коры фемически-сиалического типа. Известны единичные месторождения золота названных формаций, находящиеся в Золотокитатско-Кондомской структурно-формационной зоне, соответствующей внутреннему (осевому) эвгеосинклинальному прогибу и участку земной коры фемического типа.

Таким образом, золоторудные месторождения Кузнецкого Алатау размещаются в эвгеосинклинальном прогибе, преимущественно в его внешней зоне. Во внешнем эвгеосинклинальном прогибе они обособляются от вулканогенно-осадочных магнетит-гематитовых, марганцевых месторождений и тяготеют к скарново-магнетитовым, также ассоциирующим с интрузивными массивами. Золоторудные месторождения прослеживаются во внешнем эвгеосинклинальном прогибе параллельно внутреннему (осевому), образуя самостоятельный Глав н ы й з о л о т о р у д н ы й п о я с Кузнецкого Алатау.

В Главном золоторудном поясе месторождения золотых руд колчеданной и колчеданно-полиметаллической золотосодержащих рудных формаций, ассоциирующие с верхнерифейско-нижнекембрийскими габбро-диорит-диабазовыми и плагиогранит-габбровыми интрузивными комплексами, располагаются в вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложениях кабырзинского, западносибирского, белкинского и усинского стратиграфических горизонтов верхнего рифея, венда, нижнего кембрия и образуют группу рудных формаций собственно геосинклинального этапа развития региона. Золото-сульфидно-кварцевая и золото-скарновая рудные формации, проявляющие связь с раннепалеозойскими гранитоидами, размещаются в стратиграфическом интервале от кабырзинского горизонта верхнего рифея до среднего кембрия и ордовика включительно и образуют группу раннеорогенных рудных формаций.

Важно подчеркнуть, что размещение в золоторудном поясе золотоносных районов и месторождений контролируется зонами пересечения субмеридионального Кузнецко-Алтайского глубинного разлома и оперяющих его разрывов с поперечными к ним сквозными субширотными нарушениями.

Закономерности поясно-узлового размещения золотосодержащих колчеданной, колчеданно-полиметаллической (собственно геосинклинального этапа развития) и золото-сульфидно-кварцевой, золото-скарновой (раннеорогенного этапа развития) рудных формаций, которые приурочены к внешней зоне эвгеосинклинального прогиба и узлам пересечения продольных и поперечных разломов, установленных для Кузнецкого Алатау, являются характерными для геосинклинальных систем Урала, Казахстана, Средней Азии и других регионов Урало-Монгольского складчатого пояса, а также для ряда складчатых поясов Советского Союза и земного шара в целом [Билибин, 1959₁, 1959₂; Булытников, 1948; Воларович, Рожков,

1967; Шер, Рожков, Васильченко, 1967; Фогельман, Бородаевская, 1967; Рожков, 1968; Шер, 1972, 1974; Петровская, 1973; Бородаевский, Левитан, 1974; Бабаев, 1976; Бородаевская, Рожков, 1978; Фаворская, Виноградов, 1980].

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОЛИБДЕНОВЫХ РУД

В Кузнецком Алатау находится Сорское медно-молибденовое промышленное месторождение, а также перспективные Ипчульское, Агаскырское, Ничкурюпское и другие месторождения и рудопроявления (см. рис. 8). Геологическое строение, морфология месторождений и рудопроявлений, их минеральный состав, геохимические особенности подробно охарактеризованы В. Т. Покаловым, Е. С. Пастуховой (1961), В. Т. Покаловым, Б. С. Черновым (1962), Б. С. Черновым (1963), В. Н. Лавыгиной, М. М. Петровым (1968), В. И. Сотниковым, А. П. Берзиной (1968), Ю. В. Индукаевым (1974), М. М. Ипатовым (1974), В. Л. Хомичевым, Е. С. Шабалиной (1974), С. В. Левченко (1975), Ю. М. Михалевым (1975), М. М. Петровым, А. К. Мкртычяном (1976), В. Л. Хомичевым и др. (1978), В. Л. Хомичевым (1973, 1979) и в монографиях — «Сорское медно-молибденовое месторождение» (1976), «Медно-молибденовая рудная формация» (1977).

Молибденовые или медно-молибденовые месторождения и рудопроявления пространственно и генетически связаны с раннепалеозойскими гранитоидными массивами, выделяемыми в формацию гранитоидных батолитов пестрого состава [Кузнецов и др., 1971]. Как подчеркивалось выше, такие гранитоидные массивы проявляют зависимость петрографического состава от состава вмещающих толщ. Молибденоносные гранитоиды сложены лейкократовыми разновидностями, которые характеризуются высоким содержанием кремнезема, глинозема, щелочей и небольшим количеством окиси магния и кальция. В рудных полях медно-молибденовых месторождений и рудопроявлений развиты также пегматиты, гранит-порфиры и взрывчатые брекчии. Рудные тела размещаются в интрузивных массивах и в их ореольных контактовых зонах. Они представлены кварцевыми жилами, прожилками, участками прожилкования и окварцевания пород с вкрапленностью рудных минералов — молибденита, халькопирита, сфалерита, пирита, магнетита, и нерудных — кварца, альбита, биотита, мусковита, флюорита, хлорита, серицита. Околорудные породы интенсивно калишпатизированы, альбитизированы и окварцованы.

В формационном плане молибденовая минерализация региона относится к медно-молибденовой рудной формации.

Молибденовые месторождения и рудопроявления медно-молибденовой рудной формации подчиняются определенной закономерности размещения в конкретных типах геосинклинальных тектонических структур. В связи с тем, что они обнаруживают пространственную и генетическую приуроченность к раннепалеозойским гранитоидам, становление которых завершает стабилизацию подвижных геосинклинальных тектонических структур и которые проявились во всех структурно-формационных зонах [Кузнецов и др., 1971], рассматриваемое оруденение также распространено во всех типах геосинклинальных тектонических структур. Во внутреннем эвгеосинклинальном прогибе, соответствующем участку земной коры фемического типа, это Лужбинское, Викторьевское рудопроявления молибдена; во внешнем эвгеосинклинальном прогибе, соответствующем участку земной коры фемически-сиалического типа, — Богоюльское, Малорастайское, Ничкурюпское, гор Красный Камень и Большой Церковной; в геосинклинальном поднятии, соответствующем участку земной коры сиалического типа, — Сорское промышленное месторождение, перспективные

Горизонтальные и вертикальные ряды геосинклинальных осадочных, магматических и рудных формаций Кузнецкого Алатау

Возраст	Этап развития	Осадочные, магматические, рудные формации в главных типах тектонических структур		
$C_2 - O$	Раннеорогенный	Унаследованные прогибы	Унаследованно-наложенные прогибы и впадины	Наложённые впадины
		Трахиллипаритовая, трахитовая, базальто-апдезито - трахиллипаритовая; апдезитовая; нижняя молассовая сероцветная Субвулканических диоритов, сиенитов, гранитов; сиенито-граносиенитовая; гранитоидных батолитов повышенной основности; гнейсо-гранитовая; габбровая группа (диорит-норит-габбровая, норит-габбровая) Скарново-магнетитовая.	Трахиллипаритовая, трахитовая, базальто-апдезито-трахиллипаритовая; апдезитовая; нижняя молассовая сероцветная Субвулканических диоритов, сиенитов, гранитов; сиенито-граносиенитовая; гранитоидных батолитов повышенной основности; гнейсо-гранитовая; габбровая группа (габбро-монцит-диоритовая, сиенито-габбровая)	Трахиллипаритовая, трахитовая, базальто-апдезито - трахиллипаритовая, апдезитовая Субвулканических диоритов, сиенитов, гранитов; сиенито-граносиенитовая; гранитоидных (гранитовых) батолитов; габбровая группа (габбро-монцит-диоритовая, сиенито-габбровая)
$R_{св} - C_1$	Собственно геосинклинальный	Базальтовая, зеленослапцевая, спилито-диабазовая, кремнисто-карбонатная	Липаритовая, липарито-базальтовая, базальтовая, кератофиро-диабазовая, спилито-диабазовая; рифогенно-известняковая, терригенно-зеленослапцевая (флюш-идная), доломитовая, кремнисто-карбонатная	Рифогенно-известняковая, доломитовая, кремнисто-карбонатная
		Габбровая группа (норит-габбровая, пироксенит-габбровая); габбро-диорит-диабазовая Гипербазитовая Магнетит-гематитовая; колчеданно-полиметаллическая, колчеданно-золотосодержащая	Габбровая группа (пироксенит-габбровая, дунит-пироксенит-габбровая), плагиогранитовая, плагиогранито-габбровая, габбро-диорит-диабазовая Гипербазитовая Марганцевая, магнетит-гематитовая, колчеданно-поллметаллическая золотосодержащая	Габбровая группа (сиенито-габбровая, пироксенит-габбровая), габбро-диорит-диабазовая Фосфоритовая
Тип участка		Внутренний	Внешний	Геосинклинальное поднятие
		Геосинклинальный прогиб		
		Фемический	Фемически-сиалпческий	Сиалический

этапа образуют закономерный латеральный ряд формаций: скарново-магнетитовая → золото-сульфидно-кварцевая, золото-скарновая → медно-молибденовая (см. табл. 4). Несмотря на то, что они располагаются на различных стратиграфических уровнях — от верхнего рифея до ордовика включительно, в большинстве своем и преимущественно скарново-магнетитовые месторождения размещаются в раннеорогенных унаследованных, унаследовано-наложенных и в Наложенных прогибах и впадинах.

Таким образом, месторождения полезных ископаемых геосинклинальной системы Кузнецкого Алатау образуют закономерный ряд латеральных и вертикальных рудных формаций, отвечающих осадочным, вулканическим, плутоническим формациям, главным типам геосинклинальных тектонических структур, этапам их развития и глубинному строению земной коры (см. табл. 4).

Как подчеркивали С. С. Смирнов (1945, 1947), Ю. А. Билибин (1948, 1955, 1959₂), Н. П. Херасков (1958), В. И. Смирнов (1963, 1976, 1978), разработка вопросов связи рудных месторождений с геологическими формациями, тектоническими структурами, этапами развития тектонических структур и типами земной коры имеет большое теоретическое и практическое значение для дальнейшего совершенствования учения о рудных месторождениях, металлогении и для поисков месторождений полезных ископаемых. Разработка учения о рудных формациях и выделение генетических рядов рудных формаций, на что обращают внимание И. Г. Магакьян (1969, 1974) и В. А. Кузнецов (1972, 1973, 1975) позволяет целенаправленно искать в конкретной геологической и тектонической обстановке недостающие (неоткрытые) звенья того или иного рудно-формационного ряда и тем самым вести целенаправленные поиски определенных видов полезных ископаемых. Действительно, в рассматриваемом случае в собственно геосинклинальном ряду рудных формаций Кузнецкого Алатау отсутствуют (не установлены) месторождения колчеданной и колчеданно-полиметаллической рудных формаций. Вместе с тем промышленные месторождения названных рудных формаций широко распространены в аналогичных тектонических структурах и в рудно-формационных рядах геосинклинальных систем Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа [Корнев и др., 1974; Дистанов, 1977]; Урала [Бородаевская и др., 1974, 1975, 1977; Прокин, 1977; Прокин и др., 1978], Рудного и Юго-Западного Алтая [Иванкин и др., 1961; Кузубный, 1975; Горжевский и др., 1977; Яковлев и др., 1978], Казахстана [Каюпов и др., 1978], Кавказа [Колчеданные месторождения..., 1973, 1979; Заридзе, 1975; Хачатурян, 1977; Снежко, Тамбиев, 1978; Гвалчрелидзе, 1978] и других регионов СССР [Смирнов, 1968, 1976; Бородаевская и др., 1974, 1977; Ширай, 1978]. Это обстоятельство позволяет поставить вопрос о поисках колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений в геосинклинальных структурах Кузнецкого Алатау [Алабин, 1975₃, 1976₃, 1979₂]. И для этого помимо теоретических есть, как показывает детальный анализ фактического материала, прямые геологические основания. Ю. А. Кузнецов (1934) впервые описал в Кузнецком Алатау выходы колчеданно-полиметаллических руд по р. Средняя Терь в углисто-кремнистых сланцах в контакте с метадиоритовой интрузией (Терсинская структурно-формационная подзона). Исследованиями В. А. Кузнецова (1940) площадь проявления колчеданно-полиметаллической минерализации в Терсинском районе значительно расширена. В настоящее время колчеданное оруденение в Терсинской структурно-формационной подзоне прослежено на многие километры [Дымкин и др., 1974₂, 1976; Миртова, 1978]. А. Я. Булытниковым (1948) колчеданные тела описаны по р. Кий, руч. Богородский (Мартайгинская структурно-формационная подзона). На границе Бийской и Кондомской структурно-формационных подзон и в

Кондомской структурно-формационной подзоне известны Коуринское, Кочуринское, Тургеневское и Тельбесское колчеданно-полиметаллические рудопоявления (см. рис. 8). Перечисленные колчеданно-полиметаллические рудопоявления располагаются в геосинклинальной тектонической структуре — в эвгеосинклинальном прогибе, на границе внутреннего и внешнего прогибов, прослеживаются на расстояние более 250 км при ширине от 5 до 35 км и образуют единую колчеданно-полиметаллическую рудную металлогеническую зону. Эта зона заслуживает самого пристального внимания для изучения и выявления в ней колчеданных и колчеданно-полиметаллических промышленных месторождений. Предпосылки для открытия в рассматриваемой зоне месторождений колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд обосновываются О. И. Никоновым детальными петрографо-геохимическими исследованиями [Никонов, Захаров, 1976; Никонов, 1982].

Развитие главных типов геосинклинальных тектонических структур Кузнецкого Алатау и размещение в них месторождений полезных ископаемых связаны с формированием Кузнецко-Алтайского глубинного разлома, обусловившего пространственную и генетическую связь геосинклинальных типов тектонических структур, осадочных, вулканических, плутонических, рудных формаций и глубинного строения земной коры. Эта связь проявляется в совмещении магнетит-гематитовых и скарново-магнетитовых месторождений с эвгеосинклинальным прогибом и участками земной коры фемического и фемически-сиалического типов; магнетит-гематитовых, марганцевых и золоторудных месторождений — с внешним эвгеосинклинальным прогибом и участком земной коры фемически-сиалического типа; фосфоритовых и молибденовых (медно-молибденовых) месторождений — с геосинклинальным поднятием и участком земной коры сиалического типа. Структурно-формационные зоны с размещающимися в них рудными месторождениями и адекватные им металлогенические зоны прослеживаются параллельно глубинному разлому в меридиональном направлении на расстояние 200—500 км при ширине от 5—15 до 35—40 км и больше и образуют в совокупности рудные пояса, последовательно сменяющиеся от внутреннего эвгеосинклинального прогиба к геосинклинальному поднятию: железорудный → марганцеворудный → золоторудный → фосфоритоворудный → молибденоворудный (см. рис. 9).

В рудных поясах крупные рудные районы и месторождения приурочены к узлам пересечения субмеридионального Кузнецко-Алтайского глубинного разлома и оперяющих его разрывов с поперечными к ним субширотными сквозными разломами. Пересечение продольных и поперечных разломов обуславливает, с одной стороны, блоковое строение рудных поясов, с другой — интенсивную нарушенность, трещиноватость и максимальную проницаемость пород, способствующую формированию вулканических, плутонических, вулкано-плутонических ассоциаций и рудно-магматических систем, образующих рудные узлы и районы.

Таким образом, изложенный выше материал свидетельствует о четкой пространственной и генетической связи главных типов геосинклинальных тектонических структур, промышленных месторождений полезных ископаемых с глубинным строением земной коры, о пояском и поясно-узловом их размещении в геосинклинальной системе Кузнецкого Алатау.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Историко-геологический и формационный анализ породных и рудных ассоциаций геосинклинальной системы Кузнецкого Алатау позволил установить особенности и закономерности ее развития и строения.

В развитии геосинклинали Кузнецкого Алатау устанавливаются два этапа: а) собственно геосинклинальный ($R_{KB} - \epsilon_1$), включающий раннюю стадию, или стадию обособления геосинклинали (R_{KB}), среднюю (зрелую) стадию, или стадию становления геосинклинали ($R_{ZS} - \epsilon_1$); б) раннеорогенный (протоорогенный, или инверсионный) этап ($\epsilon_2 - O$), включающий позднюю, или завершающую, стадию развития геосинклинали. В целом геосинклинальный период развития соответствует салаирскому (раннекаледонскому) циклу тектогенеза, впервые установленному и выделенному сибирскими геологами А. М. Кузьминым, М. А. Усовым, К. В. Радугиным, В. А. Кузнецовым.

В геосинклинальной системе Кузнецкого Алатау выделяются главные типы тектонических структур: а) собственно геосинклинального этапа развития — внутренний эвгеосинклинальный прогиб, внешний эвгеосинклинальный прогиб, геосинклинальное поднятие и разделяющие их глубинные разломы; б) раннеорогенного (протоорогенного, или инверсионного) этапа развития — унаследованные прогибы во внутреннем эвгеосинклинальном прогибе, унаследованно-наложенные прогибы и впадины во внешнем эвгеосинклинальном прогибе, наложенные впадины в геосинклинальном поднятии.

Формирование и размещение главных типов геосинклинальных тектонических структур контролировались развитием Кузнецко-Алтайского субмеридионального глубинного разлома. Последний определил линейную поперечную зональность геосинклинали, выразившуюся в меридиональном простирании внутреннего, внешнего эвгеосинклинального прогиба и геосинклинального поднятия на расстоянии 200—500 км при ширине 5—40, 15—60, 80—120 км и последовательном расположении относительно друг друга от осевой (стволовой) зоны разлома к его периферии. Сочетание субмеридионального глубинного разлома и поперечных к нему субширотных глубинных разломов (расколов земной коры) определили продольную зональность геосинклинали, выразившуюся в поднятии центральных и опускании северных и южных блоков. Все это в целом обусловило линейно-блоковую зональность строения салаирской (раннекаледонской) геосинклинали Кузнецкого Алатау.

Главные типы геосинклинальных тектонических структур проявляют связь с глубинным строением земной коры. Эта связь выражается в размещении внутреннего эвгеосинклинального прогиба в участке земной коры фемического типа; внешнего эвгеосинклинального прогиба — в участке земной коры фемически-сиалического типа; геосинклинального поднятия — в участке земной коры сиалического типа.

В тесной генетической и пространственной связи с развитием и строением главных типов геосинклинальных тектонических структур и глубинным строением земной коры формируются и размещаются главные типы месторождений полезных ископаемых. В собственно геосинклинальный

(раннегеосинклиальный) этап ($R_{\text{КВ}} - \epsilon_1$) формируются осадочно-вулканогенные месторождения железных, марганцевых руд и осадочные месторождения фосфоритовых руд. Осадочно-вулканогенные месторождения железных и марганцевых руд располагаются в эвгеосинклиальных прогибах, соответствующих участкам земной коры фемического и фемически-сиалического типов; осадочные месторождения фосфоритовых руд размещаются в геосинклиальном поднятии, т. е. в участке земной коры сиалического типа. Иначе говоря, месторождения названных полезных ископаемых образуют собственно геосинклиальный латеральный генетический ряд рудных формаций от внутреннего эвгеосинклиального прогиба и участка земной коры фемического типа к внешнему эвгеосинклиальному прогибу и участку земной коры фемически-сиалического типа и к геосинклиальному поднятию и участку земной коры сиалического типа, т. е. железорудные (магнетит-гематитовые) \rightarrow марганцевые \rightarrow фосфоритовые рудные формации. Отсутствие в этом ряду колчеданной и колчеданно-полиметаллической рудных формаций, известных в аналогичных геосинклиальных структурах Урало-Монгольского складчатого пояса, позволяет поставить вопрос о необходимости поисков в Кузнецком Алатау промышленных месторождений колчеданного и колчеданно-полиметаллического формационного типа.

В раннеорогенный (позднегеосинклиальный) этап ($\epsilon_2 - O$) формируются контактово-метасоматические и гидротермальные месторождения железных (скарново-магнетитовых), золотых (золото-сульфидно-кварцевых, золото-скарновых) и молибденовых (медно-молибденовых) руд. Скарново-магнетитовые месторождения размещаются в эвгеосинклиальном прогибе и участках земной коры фемического, фемически-сиалического типов, наиболее богатые из них — во внутреннем эвгеосинклиальном прогибе, в раннеорогенных унаследованных прогибах, соответствующих участку земной коры фемического типа; золоторудные месторождения — во внешнем эвгеосинклиальном прогибе и в участке земной коры фемически-сиалического типа; молибденовые месторождения — в геосинклиальном поднятии и в участке земной коры сиалического типа. Месторождения названных полезных ископаемых образуют раннеорогенный латеральный генетический ряд рудных формаций, от внутреннего эвгеосинклиального прогиба и участка земной коры фемического типа к внешнему эвгеосинклиальному прогибу и участку земной коры фемически-сиалического типа и к геосинклиальному поднятию и участку земной коры сиалического типа, т. е. скарново-магнетитовую \rightarrow золото-сульфидно-кварцевую, золото-скарновую \rightarrow молибденовую (медно-молибденовую) рудные формации.

Таким образом, типы участков земной коры, главные типы геосинклиальных тектонических структур и главные типы месторождений полезных ископаемых тесно парагенетически и пространственно связаны и образуют закономерные латеральные и вертикальные генетические формационные ряды (см. табл. 4).

Размещение типов участков земной коры, главных типов тектонических структур и главных типов месторождений полезных ископаемых контролировалось развитием Кузнецко-Алтайского глубинного разлома. В связи с этим они прослеживаются вдоль глубинного разлома в меридиональном направлении на расстояние 200—500 км при ширине 5—40, 15—60, 80—120 км и образуют рудные пояса, зонально размещающиеся от центральной стволовой части разлома к его периферии: железорудный \rightarrow марганцеворудный \rightarrow золоторудный \rightarrow фосфоритоворудный \rightarrow молибденоворудный (см. рис. 9).

В рудных поясах рудные районы и месторождения приурочены к узлам пересечения субмеридионального Кузнецко-Алтайского глубинного разлома и субширотных сквозных глубинных разломов. Это в целом обуславливает зональное поясное и поясное размещение месторождений полезных ископаемых.

Заканчивая анализ структурно-формационной и металлогенической зональности Кузнецкого Алатау, следует рассмотреть эволюцию земной коры этого региона. Выделенные главные типы тектопических и металлогенических структур, выявленные в них конкретные по вещественному составу осадочные, магматические и рудные формации, стадии и этапы их развития (см. табл. 2, 4) позволяют наметить и проследить основные закономерности становления земной коры во времени и в пространстве как в отдельных структурно-формационных зонах, так и в регионе в целом.

Формация альпинотипных гипербазитов (дунит-гарцбургитовая) начальной стадии развития геосинклинальной системы, распространенная в геосинклинальном прогибе, может рассматриваться с достаточным основанием как меланократовый комплекс, соответствующий составу верхней мантии. Дуниты и гарцбургиты этого комплекса, что подчеркивалось выше, интенсивно нарушены тектоникой и в эпигеосинклинальной структуре находятся в аллохтонном залегании.

Вверх по вертикали они сменяются во внутреннем геосинклинальном прогибе в зрелую стадию развития геосинклинальной системы однородной толщей спилито-диабазовых и базальтовых пород (спилито-диабазовая и базальтовая формации), местами включающих зеленосланцевые и кремнисто-карбонатные отложения. В составе эффузивных образований названных формаций распространены лавовые излияния с подушечной и шаровой отдельностью, среди которых встречаются зоны вертикальных диабазовых, габбро-диорит-диабазовых даек (габбро-диорит-диабазовая формация), параллельных глубинному разлому и секущих дунит-гарцбургитовые породы. Подобные зоны даек распространены также в пределах горстовых структур геосинклинального прогиба и в геосинклинальном поднятии.

Формирование ультрамафитовых и базальтовых пород, как и зон вертикальных даек, связано с динамическими напряжениями растяжения.

Плутонические и вулканические базальтовые породы характеризуются выдержанным петрографическим и петрохимическим составом, отсутствием признаков контаминации сиалического материала и ксенолитов, сопоставимых с породами докембрийских гранитно-метаморфических комплексов. Все эти признаки свидетельствуют о том, что базальтовая ассоциация пород внутреннего геосинклинального прогиба, сформировавшаяся в собственно геосинклипальный (раннегеосинклинальный) этап развития геосинклинальной системы, соответствует по составу «базальтовому» слою и земной коре океанического типа.

С удалением по латерали от внутреннего геосинклинального прогиба, т. е. во внешнем геосинклинальном прогибе и в геосинклинальном поднятии, среди однородных по составу пород базальтовой и габбровой групп формаций появляются разновозрастные с ними кератофиро-спилитовая, липарито-базальтовая, липаритовая, плагиогранито-габбровая ассоциации пород. Эти ассоциации указывают на проявление дифференциации базальтовой магмы в названных структурно-формационных зонах или на появление среди основных вулканических пород лейкократовых выплавок, образовавшихся за счет плавления сиалических пород субстрата. Одновозрастные недифференцированные базальтовые породы во внутреннем геосинклинальном прогибе и дифференцированные — во внешнем геосинклинальном прогибе и в геосинклинальном поднятии, чередующиеся с зеленосланцевыми и кремнисто-карбонатными породами, характеризуют

примитивный тип океанической коры во внутреннем геосинклинальном прогибе и зрелый — во внешнем прогибе и в геосинклинальном поднятии. Говоря другими словами, земная кора океанического типа, сформированная в собственно геосинклинальный (раннегеосинклинальный) этап развития геосинклинальной системы, была более зрелой в ее окраинной зоне, чем во внутренней части.

Существенно базальтовая ассоциация пород сменяется вверх по вертикали в среднем кембрии — ордовике андезитовой, базальто-андезито-трахилипаритовой, трахилипаритовой, трахитовой, комагматичными им диорито-норито-габбровой, сиенито-габбровой, габбро-монцонито-диоритовой и синхронной нижней молассовой формациями. Образование перечисленных формаций, характеризующих раннеорогенный (позднегеосинклинальный) этап развития геосинклинальной системы, завершается становлением диорит-сиенит-гранодиорит-гранитовых массивов. Последние выделяются в формацию гранитоидных батолитов пестрого состава. Как подчеркивают Ю. А. Кузнецов и другие исследователи [Кузнецов и др., 1971], образование гранитоидов этого формационного типа сопровождалось интенсивными процессами метаморфического, метасоматического преобразования и гранитизации вмещающих пород с привносом вещества и тепла интрателлурическими потоками. Породам, переходным от базальтовых к щелочно-сапическим, свойственны сложные фазово-фациальные соотношения и преобладание в их составе натрия над калием. Все эти признаки, прежде всего развитие наряду с основными кислых и щелочных магматических пород со сложными фазово-фациальными отношениями, метаморфизм и гранитизация пород «базальтового» слоя, формирование гранитоидных батолитов пестрого состава во всех структурно-формационных зонах с привносом вещества и тепла свидетельствуют о появлении в раннеорогенный (позднегеосинклинальный) этап развития геосинклинальной системы «гранитно-метаморфического» слоя, характеризующего собой становление земной коры переходного типа.

Широкое площадное распространение гранитоидов калинатрового состава в геосинклинальном поднятии, неравномерное («островное») по площади размещение гранитоидов в геосинклинальном прогибе указывает на невыдержанное по латерали распространение и следовательно на неравномерное развитие «гранитно-метаморфического» слоя в геосинклинальной системе. «Гранитно-метаморфический» слой был относительно мощным и выдержанным в геосинклинальном поднятии и менее мощным и невыдержанным — в геосинклинальном прогибе. Такое строение переходной земной коры в раннеорогенный (позднегеосинклинальный) этап свидетельствует о ее более зрелом типе в периферии геосинклинальной системы и менее зрелом — во внутренней части.

Следствием эволюции земной коры в раннеорогенный (позднегеосинклинальный) этап явилось зарождение «гранитно-метаморфического» слоя в процессе метаморфизма и гранитизации пород «базальтового» слоя при участии привноса вещества и тепла, утолщение земной коры, возникновение в нижних ее горизонтах (преимущественно в зоне геосинклинального поднятия) легких корней гор и образование на ее поверхности горного рельефа, что в совокупности характеризует процесс становления земной коры переходного типа.

Не исключено, что в формировании вновь образованного «гранитно-метаморфического» слоя принимал участие древний «гранитно-метаморфический» слой. Если такой слой существовал, то он располагался в геосинклинальном поднятии. Подтверждением этому могут служить развитые здесь кислые дифференциаты базальтовой магмы или лейкократовые выплавки из сиалического субстрата в собственно геосинклинальный этап (зрелый тип океанической коры) и широкое площадное распространение

каликатровых гранитоидов в раннеорогенный этап (зрелый тип переходной коры), что в итоге обусловило повышенную мощность «гранитно-метаморфического» слоя этой структурно-формационной зоны. Такое развитие и строение земной коры геосинклинальной системы Кузнецкого Алатау хорошо согласуется с его глубинным строением по геофизическим данным.

Следующий, орогенный этап, не рассматриваемый в монографии, детально проанализирован и описан А. А. Моссаковским [1975, 1979]. Этот этап характеризуется повсеместным вовлечением геосинклинальных структурно-формационных зон в горообразовательный процесс, проявлением регионального перерыва в осадконакоплении, формированием тектонических структур, резко несогласных с предшествующими и образованием формаций: базальто-андезито-трахито-липаритовой, нормальных и щелочных гранитов и сиенитов, красноцветной континентальной (верхней молассовой) и угленосной. В орогенный этап завершается формирование зрелого «гранитно-метаморфического» слоя во всех геосинклинальных структурно-формационных зонах. На месте геосинклинальной системы оформляется материковый массив, который причленяется к палеоконтиненту (Сибирской платформе). Все это свидетельствует о формировании в орогенный этап земной коры континентального типа.

В рассмотренной геосинклинальной системе процесс формирования земной коры развивался длительное время и имел направленный деструктивно-конструктивный характер. В собственно геосинклинальный (раннегеосинклинальный) этап в связи с динамическими напряжениями растяжения формировались «базальтовый» слой и кора океанического типа. В раннеорогенный (позднегеосинклинальный) этап вследствие изменения динамических напряжений растяжения на сжатие начали формироваться «гранитно-метаморфический» слой и кора переходного типа. В орогенный этап при преобладающем развитии динамических напряжений сжатия были сформированы зрелый «гранитно-метаморфический» слой и земная кора континентального типа. В целом процесс эволюции земной коры проявился в последовательном преобразовании океанической коры в континентальную от периферии геосинклинальной системы к ее центру. Образование «гранитно-метаморфического» слоя происходило в каждой структурно-формационной зоне не одновременно, а последовательно, от геосинклинального поднятия к внешнему и внутреннему геосинклинальным прогибам. Такое пространственное размещение с преимущественным развитием породных ассоциаций (формаций), соответствующих океаническому типу земной коры во внутреннем геосинклинальном прогибе, переходному типу коры с слабо развитым «гранитно-метаморфическим» слоем во внешнем геосинклинальном прогибе и переходному типу с более развитым «гранитно-метаморфическим» слоем в геосинклинальном поднятии в конечном итоге обусловили фемический, фемический-сиалический и сиалический типы геосинклинальных структурно-формационных и металлогенических зон.

Способ формирования континентальной коры был автохтонным. Приток вещества и тепла происходил из мантии и осуществлялся в зоне Кузнецко-Алтайского глубинного разлома, который в собственно геосинклинальный этап развивался в режиме растяжения (формирование коры океанического типа), в раннеорогенный и орогенный этапы — в режиме сжатия (становление коры переходного и континентального типов). С этих позиций Кузнецко-Алтайский разлом, определивший этапность (стадийность) развития земной коры, пространственное линейное размещение геосинклинальных структурно-формационных и металлогенических зон с конкретными для каждой зоны типами осадочных, магматических и рудных формаций следует рассматривать как ископаемую сейсмо-фокальную зону Заварицкого — Беньофа.

В пользу такого заключения свидетельствует мантийная природа разлома и его падение под палеоконтинент (Сибирскую платформу).

В целом геосинклинальная палеосистема Кузнецкого Алатау имеет много общих черт геологического строения и тектонического развития с зоной перехода от Азиатского континента к Тихому океану и классифицируется нами как ископаемая островная дуга. Механизм ее формирования остается еще недостаточно разработанным и требует дальнейших углубленных геологических, петрологических, тектонических и геофизических исследований.

Вместе с тем изложенный в книге материал уже сейчас позволяет подойти с новых теоретических позиций к тектоническому и металлогеническому районированию, составлению тектонических, металлогенических и прогнозных карт региона. Главными принципами такого районирования и составления карт являются:

- 1) этапность (стадийность) развития земной коры;
- 2) время становления земной коры океанического, переходного и континентального типов;
- 3) время формирования «гранитно-метаморфического» слоя внутри структурно-формационных зон с одновозрастной континентальной корой.

Эти кардинальные рубежи эволюции земной коры и соответствующих им тектонических и металлогенических структур определяются по формационным комплексам — индикаторам и показателям становления «базальтового», «гранитно-метаморфического» слоев и континентальной коры в целом.

Установленные на примере салаирской (раннекаледонской) геосинклинальной системы Кузнецкого Алатау закономерности развития во времени и распространения в пространстве главных типов тектонических и металлогенических структур, определяющих структурно-формационную и металлогеническую зональность региона, не представляются частным случаем. Они проявляются во многих, в том числе и разновозрастных, геосинклинальных системах Урало-Монгольского складчатого пояса. Обобщение и типизация таких закономерностей имеет важное теоретическое и практическое значение для дальнейшего анализа и совершенствования тектонического и металлогенического районирования, выделения вертикальных и латеральных рядов осадочных, магматических и рудных формаций, выявления их генетических связей с глубинным строением и эволюцией земной коры. Все это способствует моделированию условий формирования главных типов тектонических и металлогенических структур, месторождений полезных ископаемых конкретных формационных типов, качественному и количественному их прогнозированию и в конечном итоге — научно обоснованному направлению и успешному ведению поисковых и разведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулин А. А. Геология Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981. 311 с.
- Абдулин А. А., Беспалов В. Ф. Некоторые вопросы тектоники Казахстана.— В кн.: Современные проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1975, с. 13—29.
- Агеенко Н. Ф. О поперечных глубинных разломах в Салаирском Кряже.— В кн.: Вопросы тектоники Алтае-Саянской горной области. Новокузнецк, 1971, с. 53—57.
- Аксарина Н. А., Пельман Ю. Л. Кембрийские брахиоподы и двустворчатые моллюски Сибири. М.: Наука, 1978. 179 с.
- Алабин Л. В. О структурно-фациальных зонах нижнего кембрия на северо-западе и севере Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1963, № 4, с. 132—134.
- Алабин Л. В. Нижнекембрийский габбро-плагногранитный комплекс на севере Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1966₁, № 4, с. 81—89.
- Алабин Л. В. О марганцевом оруденении усинского типа на севере Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1966₂, № 11, с. 111—114.
- Алабин Л. В. Ургадатско-Федотовский скарново-рудный район на северо-западе Кузнецкого Алатау.— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Томск, 1967, с. 86—91.
- Алабин Л. В. Об ордовикском вулканизме в Кузнецком Алатау.— Геол. и геофиз., 1968, № 1, с. 120—124.
- Алабин Л. В. Новые данные по магматизму Тельбесского и Кондомского железорудных районов Кузнецкого Алатау.— В кн.: Новые данные по магматизму Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1974₁, с. 50—52.
- Алабин Л. В. Новый перспективный железорудный район в Кузнецком Алатау.— В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруднения Алтае-Саянской складчатой области. Ч. II. Новосибирск, 1974₂, с. 128—136.
- Алабин Л. В. Среднекембрийский вулканизм зоны ранней консолидации каледонид Кузнецкого Алатау.— В кн.: Магматические формации складчатых регионов. Элиста, 1975₁, с. 10—18.
- Алабин Л. В. Перспективы открытия железорудных месторождений в северной части Кузнецкого Алатау.— Разведка и охрана недр, 1975₂, № 8, с. 9—10.
- Алабин Л. В. Сравнительный формационный анализ магматизма осевых зон палеозойских эвгеосинклиналей Кузнецкого Алатау и Урала для металлогенических целей.— В кн.: Особенности глубинного строения эвгеосинклинальных прогибов типа Тагило-Магнитогорского. Свердловск, 1975₃, с. 10—11.
- Алабин Л. В. Главный железорудный пояс Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1976₁, № 1, с. 32—40.
- Алабин Л. В. Формационные типы главных золотоносных интрузий Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Магматизм, петрология, геохимия и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1976₂, с. 55—59.
- Алабин Л. В. Формационные типы магматических комплексов эвгеосинклиналей Кузнецкого Алатау и их металлогения.— В кн.: Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Общие вопросы и региональная металлогения (Тезисы докладов VIII Всесоюз. металлогенического совещания). Свердловск, 1976₃, с. 186—189.
- Алабин Л. В. Тектоническое положение и перспективы Тайдонского железорудного района.— В кн.: Геотектоническое строение западной части Алтае-Саянской складчатой области (тезисы докладов). Новокузнецк, 1977₁, с. 64—65.
- Алабин Л. В. Проблемы генезиса и пространственного размещения сиенитов и скарново-магнетитовых руд в Кондомском районе Горной Шории.— В кн.: Проблемы дифференциации вещества в магматических и рудообразующих процессах. Новосибирск: Наука, 1977₂, с. 94—139.
- Алабин Л. В. Рудоносность вулканоплутонического комплекса Амалыкского рудного поля и его перспективы (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Рудоносность вулканоплутонических комплексов Сибири. Новосибирск, 1979₁, с. 53—56.

- Алабин Л. В.** Раннепалеозойский магматизм и металлогения Кузнецкого Алатау.— В кн.: Геология, петрология и полезные ископаемые Западной Сибири. Томск, 1979₂, с. 40—44.
- Алабин Л. В.** Связь золотого оруденения с магматизмом в Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Критерии прогнозной оценки эндогенного оруденения Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1982, с. 83—88.
- Алабин Л. В., Врублевский В. А.** Строение и состав берикуньской свиты (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. Томск, 1972, с. 195—204.
- Алабин Л. В., Грицюк Я. М., Кузнецов А. М., Резник Н. И.** Использование материалов космо- и аэросъемок для металлогенических целей на примере Алтае-Саянской складчатой области.— Исследования Земли из космоса, 1980, № 6, с. 16—21.
- Алабин Л. В., Долгушин С. С.** Кузнецко-Алтайский глубинный разлом и связь с ним тектонических структур, магматизма, метаморфизма и оруденения.— В кн.: Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса. Ч. 2. Новосибирск, 1970, с. 15—18.
- Алабин Л. В., Долгушин С. С., Рогов Н. В.** Формация гнейсо-гранитов зон смятия Алтае-Саянской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1975, № 4, с. 28—38.
- Алабин Л. В., Долгушин С. С.** О возрасте промышленных скарново-магнетитовых месторождений восточной части Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Новые данные по граптоидному магматизму и геологии железорудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1978₁, с. 32—36.
- Алабин Л. В., Долгушин С. С.** Главные закономерности размещения скарново-магнетитовых месторождений в раннепалеозойской эвгеосинклинали Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. М.: Наука, 1978₂, с. 235—239.
- Алабин Л. В., Налетов Б. Ф.** Ордовикский вулканизм Кузнецкого Алатау и его металлогенические особенности.— В кн.: Вулканизм и рудообразование. Новосибирск, 1969, с. 33—39.
- Александров Г. П.** Структурно-фациальное районирование и история развития зоны сочленения Тувы и Западного Саяна.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. IV. Кызыл, 1979, с. 3—38.
- Алтухов Е. Н.** Докембрийская тектоника и металлогеническая зональность Центральной Азии. М.: Недра, 1980. 224 с.
- Амгинский ярус Алтае-Саянской области.** Новосибирск. 1971. 267 с.
- Амшинский Н. Н.** Состояние изученности магматических пород Алтае-Саянской складчатой области и очередные задачи.— В кн.: Региональные схемы магматизма Алтае-Саянской складчатой области. Л., 1978, с. 5—10.
- Ананьев А. Р.** Ископаемая флора и стратиграфия лагуно-континентального девона Саяно-Алтайской горной области.— Автореф. докт. дис. Томск, 1962. 37 с.
- Ананьев А. Р.** Новые материалы о девонских флорах Сибири.— В кн.: Проблемы геологии и металлогении Сибири. Томск, 1969, с. 5—12.
- Андреев А. П., Бродовой В. В., Гольдшмидт В. И. и др.** Глубинное строение земной коры Казахстана и методика ее изучения.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1964, № 4, с. 3—15.
- Андреев А. П., Бродовой В. В., Гольдшмидт В. И. и др.** Размещение основных разломов земной коры в Казахстане и связь с ними ареалов интрузивного магматизма (по геофизическим данным).— Сов. геология, 1966, № 8, с. 158—164.
- Антоненко А. М., Дубровин Г. К.** Разрез земной коры в Северном Казахстане (по данным глубинного сейсмического зондирования).— Сов. геология, 1968, № 11, с. 127—132.
- Антонок Р. М., Ляничев Г. Ф., Маркова Н. Г. и др.** Структуры и эволюция земной коры Центрального Казахстана.— Геотектоника, 1977, № 5, с. 71—82.
- Аполлонов М. К.** О формационных рядах каледонид Восточного Казахстана.— В кн.: Тектоника и формации Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971, с. 33—42.
- Артюшков Е. В.** Механизм крупномасштабных движений в недрах Земли.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наукова Думка, 1971, с. 63—68.
- Артюшков Е. В.** Происхождение больших напряжений в земной коре.— Физика Земли, 1972, № 8, с. 3—25.
- Артюшков Е. В.** Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
- Афонин А. И., Поселов А. Г.** Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя в северной части Горного Алтая (Катунский горст).— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 3. Томск, 1968, с. 70—76.
- Ашурков В. А.** Глубинные разломы Горной Шории по геофизическим данным.— В кн.: Вопросы тектоники Алтае-Саянской горной области. Новокузнецк, 1971, с. 29—40.
- Ашурков В. А., Селиверстова М. И., Голдаев Н. В. и др.** Тектоническая позиция и структура железорудных районов западной части Алтае-Саянской области.—

- В кн.: Геотектоническое строение западной части Алтае-Саянской области (тезисы докладов). Новокузнецк, 1977, с. 57—58.
- Бабаев К. Л.** Классификация золоторудных и золотосодержащих месторождений.— В кн.: Записки Узбекистанского отделения Всесоюзного минералогического общества. Вып. 30. Ташкент: Фан, 1976, с. 39—44.
- Бабина Е. А.** К вопросу формирования Ампалькского железорудного месторождения.— Изв. Томского политехн. ин-та, 1969, т. 165, с. 5—10.
- Баженов И. К.** Верхне-Саралинское медно-железородное месторождение.— Вестн. ЗСГУ, 1938, № 5, с. 30—36.
- Баженов И. К.** Основные черты металлогении восточного склона Кузнецкого Алатау.— Сов. геол., 1947, № 27, с. 47—54.
- Баженов И. К., Кюз А. К.** О новом железорудном месторождении в вершине р. Тея, в Кузнецком Алатау.— Вестн. ЗСГРУ, 1931, вып. 3, с. 46—55.
- Баклаев Я. П.** Контактново-метасоматические месторождения железа и меди на Урале (закономерности их размещения и локализации). М.: Наука, 1973. 229 с.
- Баклаев Я. П.** Закономерности размещения скарново-магнетитовых месторождений на Урале.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. М.: Наука, 1978, с. 230—235.
- Балицкий Д. К.** О строении и возрасте тамальской свиты (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Вопросы палеогеографии, вулканизма и металлогении позднего докембрия и палеозоя юга Средней Сибири. Красноярск, 1972, с. 106—112.
- Батов Н. А.** Геология и минералогия железорудных месторождений Кондомской группы.— В кн.: Материалы по геологии Западно-Сибирского края. Вып. 18. Томск, 1935. 97 с.
- Батугин С. А., Шаманская А. Т.** Исследование напряженного состояния массива горных пород методом разгрузки в условиях Таштагольского железорудного месторождения.— Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых, Новосибирск, 1965, № 2, с. 28—33.
- Беззубцев В. В., Лувсан-Данзан Б., Федоровский В. А.** Структурно-тектоническое районирование и основные этапы развития тектонических структур Западной Монголии.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской народной республики. М.: Гостоптехиздат, 1963, с. 93—108.
- Бекмухаметов А. Е.** Закономерности размещения и систематизация магнетитовых месторождений Тургайского прогиба и Мугоджар.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 9, с. 77—97.
- Белченко В. Г.** Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.
- Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н. и др.** Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.— БМОИП. Отд. геол., 1959, т. 34, вып. 6, с. 3—22.
- Беловец Н. Х.** Геолого-генетические особенности экзогенных и осадочно-метаморфизованных железорудных проявлений Алтае-Саянской горной системы и ее обрамления.— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. 1. кн. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 281—312.
- Белоусов А. Ф.** О методике стратиграфического анализа опорных разрезов.— Геол. и геофиз., 1966, № 7, с. 24—32.
- Белоусов А. Ф., Сенинков В. М.** Кембрий Северо-Восточного Алтая.— В кн.: Материалы по региональной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1960. с. 123—135.
- Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. Н., Полякова З. Г.** Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горной Алтая, Горной Шории и Салаирского края. М.: Наука, 1969. 283 с.
- Белоусов А. Ф., Налетов Б. Ф., Полякова З. Г.** Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1974. 211 с.
- Белоусов А. Ф., Лапин Б. Н., Поляков Г. В. и др.** Вулканические комплексы верхнего докембрия и палеозоя Алтае-Саянской области.— В кн.: Региональные схемы магматизма Алтае-Саянской складчатой области. Л., 1978, с. 97—133.
- Белоусов В. В.** Основы геотектоники. М.: Наука, 1975. 264 с.
- Белоусов В. В.** Развитие литосферы и разломы.— Вестн. Моск. ун-та, 1976, № 4, с. 6—16.
- Белоусов В. В.** Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
- Беляевский Н. А.** Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 280 с.
- Беляевский Н. А., Михайлов А. Е.** Граничные разломы.— В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 117—124.
- Беляевский Н. А., Рябой В. З., Смирнов Я. Б.** Горизонтальные неоднородности вещественного состава верхней части мантии территории СССР по геофизическим данным.— Докл. АН СССР, 1975, т. 233, с. 1425—1428.

- Берзин Н. А. Зона главного разлома Восточного Саяна. М.: Наука, 1967. 147 с.
- Берзин Н. А., Башарин А. К., Борукаев Ч. Б. Разломы в структуре докембрия континентов.— В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 138—143.
- Беспалов В. Ф. Рифей и кембрий Центральной Азии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 8, с. 68—85.
- Беспалов В. Ф., Есенов Ш. Е. Тектоника Казахстана.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с. 74—85.
- Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 4, с. 51—66.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Гостеолтехиздат, 1955. 87 с.
- Билибин Ю. А. Общиe вопросы металлогении золота.— В кн.: Избранные труды. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 238—339.
- Билибин Ю. А. Опыт анализа эндогенной металлогении подвижных поясов на территории СССР.— Избранные труды Т. II, 1959, с. 434—458.
- Биостратиграфия и фауна верхнего кембрия и пограничных с ним слоев /Розова А. В. Лисогор К. А., Полетаева О. К. и др. Новосибирск: Наука, 1977. 357 с.
- Благонравов В. А., Зайцев Н. С. Джидипская зона ранних каледонид Монголии.— Геотектоника, 1972, № 6, с. 55—64.
- Богацкий В. В., Курцерайе Ш. Д. Закономерности размещения метасоматических магнетитовых месторождений северной части Западного Саяна. М.: Недра, 1966. 175 с.
- Богданов А. А., Зоненшайн Л. П., Муратов М. В. и др. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков. Геотектоника, 1972, № 5, с. 3—21.
- Богнибова Р. Т. О схемах биостратиграфического расчленения амгинского яруса Алтае-Саянской области.— В кн.: Амгинский ярус Алтае-Саянской области. Новосибирск, 1971, с. 8—11.
- Боголенов К. В. О двух типах орогенеза.— Геол. и геофиз. 1968, № 8, с. 15—26.
- Бондарева Д. М. Новые находки археоциат в мартохинской и лощенковской свитах Кузнецкого Алатау.— В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. Новосибирск, 1978, с. 94—106.
- Бондаренко П. М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях (на примере Акташских структур Горного Алтая). Новосибирск: Наука, 1976. 118 с.
- Бондарец В. П., Тараймович М. П. Геология и перспективы Таштагольско-Кочуринского рудного поля.— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 9. Томск, 1974, с. 54—61.
- Борисов А. А., Суворов А. И., Каленик В. Н. Глубинное строение и главнейшие глубинные разломы земной коры на территории СССР.— В кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979, с. 16—31.
- Борисов В. А. Возраст и биостратиграфическое расчленение енисейской серии Батеневского кряжа и хр. Азыр-Тал.— В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, 1964, с. 50—59.
- Борисов О. М. О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня.— Узбекский геологический журнал, 1962, № 2, с. 5—17.
- Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Шишаков В. Б. Рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры колчеданных месторождений.— Сов. геол., 1975, № 4, с. 70—79.
- Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Ширай Е. П. Основы структурно-формационного анализа колчеданоносных провинций. М.: Недра, 1977. 152 с.
- Бородаевская М. Б., Рожков И. С. Месторождения золота.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3. М.: Недра, 1978, с. 5—76.
- Бородаевская М. Б., Ширай Е. П., Курбанов Н. К., Кривцов А. И. Особенности вулканических формаций и связанного с ними колчеданного оруденения в геосинклинальных системах различных типов.— В кн.: Проблемы магматических формаций. М.: Наука, 1974, с. 95—107.
- Бородаевский Н. И., Левитан Г. М. О некоторых закономерностях размещения золота в провинциях складчатых областей фанерозоя.— Сов. геол., 1974, № 9, с. 72—77.
- Борукаев Р. А. Формации и фазы тектоногенеза в позднем докембрии и нижнем палеозое Центрального Казахстана.— В кн.: Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960, с. 359—380.
- Бровков Г. Н. Вулканизм и осадкообразование в Кузнецком Алатау и Восточном Саяне в позднем докембрии и кембрии.— Литология и полезные ископаемые, 1969, № 6, с. 37—50.
- Бровков Г. Н., Балицкий Д. К., Бучарская Г. С., Ярошевич В. М. Литология и сингенетичная металлогения вулканогенно-осадочного комплекса верхнего докембрия и нижнего палеозоя Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау. Красноярск, 1970. 143 с.

- Бровков Г. Н., Балицкий Д. К., Ярошевич В. М.** Кремниевые породы верхнего докембрия и кембрия Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Вопросы палеогеографии, вулканизма и металлогении позднего докембрия и палеозоя юга Средней Сибири. Красноярск, 1972, с. 5—20.
- Бродская Н. Г.** Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М.: Наука, 1974. 200 с.
- Бродская Н. Г., Ильинская М. Н.** Основные генетические типы фосфатных рудопроявлений, связанных с эндогенным источником фосфора.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т. III. М.: Наука, 1970, с. 257—262.
- Булгатов А. Н., Булнаев К. Б., Очиров Ц. О. и др.** Основные особенности строения и развития тектонических разломов Забайкалья.— В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 155—159.
- Булина Л. В., Булин Н. В., Мартынова Г. И. и др.** Строение континентальной земной коры на территории СССР (по геофизическим данным). Л.: Недра, 1974. 112 с.
- Бульников А. Я.** О месторождениях железа в Чебаковском золотоносном районе Кузнецкого Алатау.— Вестник ЗСГРУ, 1931, вып. 2, с. 26—29.
- Бульников А. Я.** Золоторудные формации Кузнецкого Алатау.— В кн.: Сборник по геологии Сибири. Томск, 1933, с. 268—294.
- Бульников А. Я.** Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. Томск, 1948. 299 с.
- Бурксер Е. С., Котловская Ф. И.** К вопросу исследования механизма потери аргона роговой обманкой и биотитом при нагревании.— В кн.: Методические вопросы изотопной геологии. М.: Наука, 1965, с. 46—50.
- Бутов Ю. П., Занвилевич А. Н., Литвиновский Б. А.** Проблема байкалит в свете новых данных по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области.— Геотектоника, 1974, № 2, с. 60—71.
- Бушинский Г. И.** Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 194 с.
- Быч А. Ф., Миртов Ю. В., Тарасова С. М.** Марганцевое оруденение в рифейских отложениях Кузнецкого Алатау.— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 10. Томск, 1975, с. 18—21.
- Быч А. Ф., Тарасова С. М., Миртов Ю. В.** О железном оруденении колтасской свиты среднего рифея в Кузнецком Алатау.— В кн.: Вопросы региональной геохимии, минералогии и петрографии Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 111—115.
- Бямба Жамбын.** Венд и нижний кембрий Северной Монголии.— Сов. геол., 1970, № 8, с. 86—95.
- Валесв Р. Н., Файзуллин Р. М., Языр М. М.** Глобальный рифтогенез и процессы фосфатного рудообразования.— Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 4, с. 934—937.
- Варенцов И. М., Рахманов В. П.** Месторождения марганца.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. I. М.: Недра, 1974, с. 109—167.
- Варенцов И. М., Формозова Л. Н.** Осадочные руды железа и марганца. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 175 с.
- Васильев А. А.** Железные руды Западной Сибири.— В кн.: Полезные ископаемые Западной Сибири. Т. I. Томск, 1934, с. 10—56.
- Васильев Б. Д.** Стратиграфия додевонских отложений северо-восточной части Маринской тайги (Кузнецкий Алатау).— Изв. Томского политехн. ин-та, Томск, 1969, т. 165, с. 192—199.
- Васильев Б. Д., Иванкин Г. А., Коитев И. И. и др.** К проблеме расчленения протерозоя и межконтинентальной корреляции докембрийских отложений по остаткам *Newlandia*.— В кн.: Геология докембрия. Л.: Наука, 1968, с. 106—110.
- Васильев Б. Д., Иванкин Г. А., Коитев И. И. и др.** О стратиграфической приуроченности некоторых полезных ископаемых в разрезе верхнего протерозоя и кембрия Кузнецкого Алатау.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири. Т. III. Томск, 1974, с. 162—163.
- Ватлин Б. П., Захарова Т. Л., Шарловская Л. А. и др.** Совместный анализ гравитационных и магнитных аномалий при тектоническом районировании (на примере Горной Шории).— Геол. и геофиз., 1973, № 5, с. 104—108.
- Вахрушев В. А.** Вопросы минералогии, геохимии и генезиса железных руд Кондомского района Горной Шории (Западная Сибирь). Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1959. 191 с.
- Вахрушев В. А.** Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1965. 291 с.
- Вахрушев В. А.** Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. Новосибирск: Наука, 1972. 238 с.
- Вашилов Ю. Я., Воробьев И. В., Науменко-Бондаренко И. И.** Интерпретация гравитационных аномалий Енисейского кряжа и прилегающих районов на основе блоково-слоистой модели литосферы.— Геол. и геофиз., 1979, № 10, с. 95—106.
- Верещагин В. Н., Жамойда А. И.** Стратиграфические исследования в СССР.— Сов. геол., 1977, № 11, с. 30—44.
- Винкман М. К.** Стратиграфия протерозойских, синийских и кембрийских отложений Горного Алтая.— В кн.: Материалы по региональной геологии. Новосибирск, 1959, с. 4—50.

- Винкман М. К. Объем и строение рифейских отложений в Горном Алтае.— Геол. и геофиз. 1978, № 3, с. 44—51.
- Винкман М. К., Гинцингер А. Б., Поспелов А. Г. и др. Схема стратиграфии нижнекембрийских и нижней части среднекембрийских отложений Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. М.: Госгеолтехиздат, 1962₁, с. 23—35.
- Винкман М. К., Гинцингер А. Б., Егорова Л. И. Опорные разрезы нижнего кембрия и синия Горной Шории и Горного Алтая.— Сов. геол., 1962₂, № 12, с. 44—56.
- Винкман М. К., Асташкин В. А., Краевский Б. Г. Схема расчленения докембрийских и кембрийских отложений Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаира и Горного Алтая.— В кн.: Материалы по стратиграфии Саяно-Алтайской складчатой области. Новосибирск, 1964, с. 34—49.
- Винкман М. К., Гинцингер А. Б., Дубинкин С. Ф. и др. Основные черты геологического развития Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1967, с. 58—80.
- Винкман М. К., Гинцингер А. Б., Асташкин В. А. К стратиграфии рифейских отложений Катунского антиклинория в Горном Алтае.— В кн.: Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск, 1969, с. 5—10.
- Винкман М. К., Гинцингер А. Б., Дубинкин С. Ф. и др. О геологическом развитии Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые Сибири. М.: Недра, 1970, с. 76—83.
- Войткевич Г. В., Лебедев Г. И. О принципах возрастного подразделения докембрия.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 10, с. 142—146.
- Волков В. В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая. Новосибирск: Наука, 1966. 162 с.
- Волков В. В. Кембрийская тектоника Тувы.— В кн.: Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М.: Наука, 1970, с. 126—138.
- Вологдин А. Г. К стратиграфии восточного склона Кузнецкого Алатау.— Сов. геол., 1947, № 27, с. 24—32.
- Волорovich Г. П., Рожков И. С. Золотоносные провинции и области СССР.— В кн.: Геология, закономерности размещения и методы изучения месторождений золота. М., 1967, с. 45—71.
- Гаврилов А. А. Эксгальационно-осадочное рудонакопление марганца (на примере Урала и Казахстана). М.: Недра, 1972. 216 с.
- Гарань М. И. Докембрий и кембрий Урала.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 43—54.
- Геологическое развитие и металлогения Урала/Залосев К. К., Рапопорт М. С., Попов Б. А. и др. М.: Недра, 1981. 256 с.
- Геология и геохимия марганца/Ред. кол.: Смирнов В. И., Варенцов П. М., Панченко П. А. и др. М.: Недра, 1982. 275 с.
- Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан)/Ред.: Борукаев Р. А., Щерба Г. Н. Т. I. Алма-Ата: Наука, 1967. 372 с.
- Геология СССР. Т. XII. Ч. I, кн. 2. М.: Недра, 1969. 304 с.
- Герлинг Э. К., Кольцова Т. В., Петров Б. В. и др. Исследование пригодности амфиболов для определения абсолютного возраста К—Аг методом. Геохимия, 1965, № 2, с. 219—226.
- Герлинг Э. К., Петров Б. В., Кольцова Т. В. Сравнительное изучение энергии активации выделения аргона и энергии дегидратации в амфиболах и биотитах.— Геохимия, 1966, № 4, с. 379—389.
- Гзовский М. В. Тектонофизика и проблемы структурной геологии.— В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. М.: Наука, 1960, с. 17—31.
- Гзовский М. В. Физическая теория образования тектонических разрывов.— В кн.: Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960₂, с. 78—96.
- Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гиммельфарб Б. М. Закономерности тектонического размещения фосфоритных месторождений в СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 487—516.
- Гинцингер А. Б. Корреляционная стратиграфическая схема ордовика Алтая, Салаира и Горной Шории.— В кн.: Материалы по стратиграфии Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: 1964, с. 94—107.
- Гинцингер А. Б. Стратиграфическое положение вулканогенной чумайской свиты в бассейне р. Кии на северной окраине Кузнецкого Алатау.— В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1974, с. 49—53.
- Гинцингер А. Б. Стратиграфия верхнего докембрия Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. Новосибирск, 1978, с. 115—127.
- Гинцингер А. Б. Некоторые вопросы стратиграфии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области.— Сов. геол., 1979, № 12, с. 21—41.
- Гинцингер А. Б., Винкман М. К., Асташкин В. А. и др. Разрезы докембрия и нижнего палеозоя западной части Алтае-Саянской складчатой области. Красноярск, 1969. 217 с.

- Гинцингер А. Б., Винкман М. К.** Основные типы разрезов ранне-среднекембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1970, № 7, с. 19—24.
- Гинцингер А. Б., Винкман М. К., Полетаева О. К.** Типы разрезов среднего кембрия (верхняя часть) Алтае-Саянской области.— Геол. и геофиз., 1972, № 6, с. 66—74.
- Гинцингер А. Б., Винкман М. К., Тарновский С. Л. и др.** К вопросу о возрасте чингинской свиты и гипербазитов Западного Саяна.— Геол. и геофиз., 1978, № 3, с. 160—163.
- Главнейшие железорудные месторождения Сибири.** Новосибирск, 1970. 218 с.
- Гладких Н. А.** О выделении ордовикских отложений на северной окраине Кузнецкого Алатау.— Изв. Кузнецкого отд. геогр. об-ва СССР, Кемерово, 1972, вып. 1, с. 67—69.
- Гончаренко А. И.** К петрохимии альпинотипных гипербазитов северной части Кузнецкого Алатау.— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Томск: изд. ТГУ, 1976, с. 71—89.
- Горбачев Л. Г., Селиверстова М. И., Ашурков В. А.** Новые данные по геологии железорудных месторождений Кондомской группы в Горной Шории.— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 6. Томск, 1970, с. 11—15.
- Гореванов Е. И.** О месторождениях железа в Усинском районе Кузнецкого Алатау.— Вестн. ЗСТРТ, 1933, №1, с. 61—64.
- Горелов Г. Ф.** Отложения майского яруса среднего кембрия в северо-западной части Кузнецкого Алатау.— Вестн. Зап.- Сиб. и Новосиб. геол. управлений, 1958, вып. 2, с. 57—60.
- Горелов Г. Ф.** Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя северо-западной части Кузнецкого Алатау.— Автореф. канд. дис. Томск, 1967, 28 с.
- Горелов Г. Ф.** Вулканогенные обломочные породы в отложениях верхнего кембрия и ордовика Кузнецкого Алатау.— В кн.: Продукты эксплозивного вулканизма в осадочных толщах Сибири. Новосибирск, 1969, с. 92—97.
- Горелов Г. Ф.** О возрасте зеленокаменной эффузивно-осадочной толщи Терсинско-Усинской железорудной зоны Кузнецкого Алатау.— В кн.: Геология (материалы конференции, посвященной 75-летию ГПИ). Томск, 1973, с. 26.
- Горелов Г. Ф.** Состав и возраст рудовмещающей толщи магнетитовых месторождений Кондомского железорудного района.— В кн.: Новые данные по геологии рудных месторождений. Новосибирск, 1974, с. 12—15.
- Горелов Г. Ф.** Стратиграфическое положение и возраст главнейших железорудных месторождений Сибири.— В кн.: Критерии поисков и прогнозной оценки железорудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1976, с. 29—33.
- Горелов Г. Ф.** Структурно-фациальные зоны северо-западной части Кузнецкого Алатау.— В кн.: Геотектоническое строение западной части Алтае-Саянской области (тезисы докладов). Новокузнецк, 1977, с. 29—31.
- Горелов Г. Ф.** Роль стратиграфических исследований при поисках и оценке стратиформных железорудных месторождений Сибири.— В кн.: Геология, стратиграфия и полезные ископаемые Сибири. Томск, 1979, с. 158—160.
- Горелов Г. Ф., Марич В. А., Орлов В. П. и др.** Возраст габбро, сиенитов, магнетитовой руды и скарнов в Тельбесском и Кондомском районах Горной Шории.— В кн.: Новые данные по магматизму Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1974, с. 53—65.
- Горелов Г. Ф., Пономарев П. А.** О нижней границе кембрийской системы в северо-западной части Кузнецкого Алатау.— Сов. геол., 1966, № 9, с. 132—137.
- Горелов Г. Ф., Яшин В. Д., Федянина Е. С. и др.** О стратиграфии района Сухаринского магнетитового месторождения Горной Шории.— В кн.: Новые данные по рудным полезным ископаемым Сибири. Новосибирск, 1973, с. 44—48.
- Горжевский Д. И., Караулов В. Б., Микунов М. Ф. и др.** Структура Рудного Алтая и закономерности размещения полиметаллических месторождений.— Геотектоника, 1977, № 3, с. 70—77.
- Горжевский Д. И., Шабаловский А. Е.** Новые данные о Монголо-Охотском глубинном разломе.— Изв. высших учеб. заведений. Геол. и разведка, 1971, № 5, с. 3—13.
- Горожанкин В. Т., Ерхов В. Ф.** Кинематическая схема разрывных нарушений южного обрамления Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 4, с. 877—879.
- Горохов И. М., Левченков О. А., Морозова И. М.** Оценка возможностей изотопных методов при датировании докембрийских образований.— В кн.: Проблемы датирования докембрийских образований. Л.: Наука, 1977, с. 6—49.
- Григорьев В. Н., Семихатов М. А., Серебряков С. Н.** О происхождении доломитов юдомского комплекса Средней Сибири.— Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 2, с. 429—432.

- Грицюк Я. М. Основные элементы сводово-блоковой тектоники западной части Алтае-Саянской складчатой области по космофотогеологическим и морфотектоническим данным. — В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 13. Томск, 1978, с. 3—16.
- Гришин М. П., Крылов С. В., Морсин П. И. и др. Геофизические данные о строении земной коры юга Сибири. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. Недра, 1976, с. 35—42.
- Гудков Н. П. Тельбесский железорудный район. — Вестн. общества Сибирских инженеров. Томск, 1916, № 5, с. 1—5.
- Гурари Ф. Г., Микуленко К. И., Старосельцев В. С. и др. Тектоника мезо-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. Новосибирск, 1971. 148 с.
- Гурский Г. В. К стратиграфии позднедокембрийских существенно кремнисто-карбонатных образований Катунского антиклинория Горного Алтая. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. Новосибирск, 1978, с. 3—9.
- Дембо Т. М. Стратиграфия нижнего палеозоя северной части Кузнецкого Алатау. — БМОИП. Отдел геол., 1959, вып. 3, с. 73—80.
- Деменчикова Р. М. Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1975. 256 с.
- Демокидов К. К. Стратиграфия позднедокембрийских (синийских) и кембрийских отложений в Советской Арктике. — В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 90—96.
- Дербинов И. В. Тейско-Тузунхсинский железорудный район Кузнецкого Алатау. — В кн.: Материалы по геологии Западно-Сибирского края. Вып. 26. Томск, 1935, с. 3—111.
- Дербинов И. В. Железорудные месторождения восточного склона Кузнецкого Алатау. — В кн.: Полезные ископаемые Красноярского края. Томск, 1938, с. 270—281.
- Дербинов И. В. Новый Казский тип железорудных месторождений Горной Шории. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. управления, 1939, № 5, с. 44—57.
- Дербинов И. В., Руткевич И. С. Железорудные месторождения Горной Шории в свете вулканогенно-осадочной теории рудообразования. Новосибирск, 1971. 91 с.
- Дергунов А. Б. Строение каледонид и развитие земной коры в Западной Монголии и Алтае-Саянской области. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 183—193.
- Дистанов Э. Г. Колчеданно-полуметаллические месторождения Сибири. — Новосибирск: Наука, 1977. 351 с.
- Дмитриев А. Н., Зыков С. И., Кляровский В. М. и др. Новые данные о мезозойском магматизме и оруденении в Горном Алтае и Кузнецком Алатау. — Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 4, с. 903—905.
- Довгаль В. Н., Широких В. А. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1980. 216 с.
- Додин А. Л. Успенское месторождение марганцевых руд. — Сов. геол., 1947, № 2, с. 55—63.
- Додин А. Л. Геология и полезные ископаемые Кузнецкого Алатау. М.—Л.: Углетехиздат, 1948. 286 с.
- Додин А. Л. Основные черты истории геологического развития Алтае-Саянской геосинклинальной области. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым. Ч. I. М.: Госгеолтехиздат, 1956, с. 305—310.
- Додин А. Л. Основные черты тектоники Кузнецкого Алатау и Горной Шории. — В кн.: Материалы по геологии Саяно-Алтайской складчатой области. Л.: Недра, 1967, с. 134—143.
- Додин А. Л. Геология и минералогия Южной Сибири. М.: Недра, 1979. 237 с.
- Докембрий континентов. Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Новосибирск: Наука, 1978. 320 с.
- Долгушин С. С. О происхождении гранитоидов Томского массива. — Геол. и геофиз. 1968, № 2, с. 41—48.
- Долгушин С. С. Кузнецко-Алатауский глубинный разлом и связь с ним метаморфизма и гранитоидного магматизма. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 2, с. 98—104.
- Долгушин С. С., Амшинский Н. Н. Еще раз о возрасте и происхождении гранитоидов Томского массива. — В кн.: Магматизм Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним месторождений полезных ископаемых. Новосибирск, 1976, с. 84—90.
- Долгушин С. С., Микубаев В. М. Структура и перспективы Тейско-Абагасского рудного поля (Кузнецкий Алатау). — Геол. и геофиз., 1976, № 12, с. 79—86.
- Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Соболев И. Д. Проблемы связи верхних структур земной коры с глубинным строением Уральского региона. — Сов. геол., 1974, № 10, с. 42—55.
- Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Соболев И. Д. Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. М.: Недра, 1976. 157 с.
- Дымкин А. М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. Новосибирск: Наука, 1966. 168 с.

- Дымкин А. М.** Железоносные вулканоплутонические формации и положение их в складчатых структурах.— В кн.: Вопросы петрологии Урала (магматизм, метаморфизм, литология). Свердловск, 1980, с. 3—13.
- Дымкин А. М., Поляков Г. В., Синяков В. И. и др.** Глубинный магматизм и железоруднение Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруднения Алтае-Саянской складчатой области. Ч. I. Новосибирск, 1974₁, с. 33—43.
- Дымкин А. М., Пономарев В. Г., Пругов В. П.** Главнейшие рудные формации Терсинского района (осевая часть Кузнецкого Алатау).— Геол. и геофиз., 1974₂, № 1, с. 115—118.
- Дымкин А. М., Пругов В. П.** Формация вулканогенно-осадочных железных руд в центральной части Кузнецкого Алатау.— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976, с. 125—138.
- Еганов Э. А.** Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 227 с.
- Егоров П. В., Шаманская А. Т.** Исследование напряженного состояния горных пород в районах разрывных нарушений методом разгрузки на Таштагольском железорудном месторождении.— В кн.: Изменение напряжений в массиве горных пород. Новосибирск: Наука, 1968, с. 107—114.
- Егоров Ю. И.** О тектонической структуре Саяно-Байкальского складчатого обрамления юга Сибирской платформы по геофизическим данным.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. IV. М.: Наука, 1970, с. 16—22.
- Егоров Ю. И.** Система разломов северо-восточной части Восточного Саяна и Западного Прибайкалья.— В кн.: Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогенческое значение. М.: Наука, 1971, с. 39—48.
- Егорова Л. И., Савицкий В. Е.** Стратиграфия и биофауна кембрия Сибирской платформы. М.: Недра, 1969. 408 с.
- Есиков Н. П., Ладынин А. В., Боровских Н. П. и др.** Строение земной коры Кузнецкой впадины, Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Горной Шории.— В кн.: Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1969, с. 89—101.
- Еханин Г. М.** К вопросу о составе и возрасте кондомской свиты восточного склона Кузнецкого Алатау.— В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, 1964, с. 45—49.
- Еханин Г. М.** Состав и возраст кутенбулукской свиты на участке ее стратотипа (Батеневский край).— Геол. и геофиз. 1965, № 11, с. 106—109.
- Еханин Г. М.** К стратиграфии кембрия и докембрия Солгонского края (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Стратиграфия, литология и вопросы металлогении палеозоя и позднего докембрия востока Алтае-Саянской области. Красноярск, 1968₁, с. 63—68.
- Еханин Г. М.** Новые данные по геологии южной части Саралинского рудного поля (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Стратиграфия, литология и вопросы металлогении палеозоя и позднего докембрия востока Алтае-Саянской области. Красноярск, 1968₂, с. 69—74.
- Жалковский Н. Д.** Некоторые результаты исследований сейсмичности Алтае-Саянской горной области.— В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1967, с. 170—183.
- Жалковский Н. Д., Мучная В. И.** Распределение землетрясений по энергии и сейсмическая активность Алтае-Саянской области.— В кн.: Сейсмичность Алтае-Саянской области. Новосибирск, 1975, с. 5—15.
- Жалковский Н. Д., Цибульчик Г. М., Цибульчик И. Д.** Годографы сейсмических волн и мощность земной коры Алтае-Саянской складчатой области по данным регистрации промышленных взрывов и местных землетрясений.— Геол. и геофиз., 1965, № 1, с. 173—179.
- Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области.** Т. I. Кн. 1. Геология/Отв. ред. акад. Бардин И. П. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 331 с.
- Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области.** Т. I. Кн. 2. Описание месторождений/Отв. ред. Бардин И. П. М., 1959. 602 с.
- Железорудные месторождения Сибири/Калугин А. С., Калугина Т. С., Иванов В. И. и др.** Новосибирск: Наука, 1981. 238 с.
- Журавлева И. Т.** Археопаты базальтового горизонта р. Кин.— Докл. АН СССР, 1959, т. 124, № 2, с. 424—427.
- Журавлева И. Т.** Археопаты Сибири и их значение для стратиграфии нижнего кембрия.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 177—186.
- Журавлева И. Т., Лучинина В. А.** Палеонтологическая характеристика чингинской и нижнемонокской свит северного склона Западного Саяна.— В кн.: Кембрий Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1980, с. 161—172.
- Журавлева И. Т., Репина Л. Н., Хоментовский В. В.** Новые данные по стратиграфии и южного кембрия Марпийской тайги.— Докл. АН СССР, 1958, т. 123, № 6, с. 1092—1095.

- Журавлева И. Т., Репина Л. Н., Хоментовский В. В.** Нижнекембрийские горизонты Горной Шории.— Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 5, с. 1030—1033.
- Журавлева И. Т., Репина Л. Н., Хоментовский В. В.** Биостратиграфия нижнего кембрия складчатого обрамления Минусинских впадин.— БМОИП. Отдел геол., 1959, т. 34, вып. 2, с. 67—90.
- Журавлева И. Т., Репина Л. Н., Хоментовский В. В.** Схема расчленения нижнекембрийских отложений Саяно-Алтайской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1962, № 1, с. 21—41.
- Забияка А. И.** Строение вулканогенной серии Бальксийской грабен-синклинали (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Стратиграфия, литология и вопросы металлогенеза палеозоя и позднего докембрия востока Алтае-Саянской области. Красноярск, 1968, с. 111—116.
- Завгородский О. М.** Опыт экспериментального исследования механизма образования структур фундамента Минусинского прогиба и его обрамления.— Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 4, с. 934—937.
- Задорожная Н. М.** Закономерности строения и размещения нижнекембрийских органических построек Алтае-Саянской складчатой области.— Сов. геол., 1975, № 3, с. 87—98.
- Зайцев Н. С.** Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964, с. 173—185.
- Зайцев Н. С.** Области ранней каледонской складчатости.— В кн.: Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966, с. 69—79.
- Зайцев Н. С., Зоненшайн Л. В., Маркова Н. Г. и др.** Тектоника Монголии.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с. 125—138.
- Зайцев Н. С., Покровская Н. В.** К строению Кузнецкого Алатау.— Сов. геол., 1958, № 6, с. 24—43.
- Замараев С. М.** О свитах алданского яруса отложений нижнего кембрия южной части Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., 1961, № 2, с. 77—82.
- Занюков В. И.** Центральное-Сахалинский разлом и его роль в тектонике острова.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 4, с. 913—916.
- Заридзе Г. М.** Медноколчеданная и полиметаллическая минерализация в связи с развитием магматизма на Кавказе.— Геол. рудных месторожд., 1975, № 5, с. 47—52.
- Захарова Т. Л., Шарловская Л. А.** Изостатическая характеристика центральной части Алтае-Саянской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1976, № 11, с. 124—126.
- Захарова Т. Л., Шарловская Л. А.** Районирование Минусинского прогиба и его обрамления по особенностям глубинного строения.— Геол. и геофиз., 1977, № 4, с. 120—122.
- Звонцов В. С.** Вопросы типизации палеозойских тектонических структур Центрального Казахстана.— В кн.: Современные проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1975, с. 131—140.
- Зейц Ф. Ю., Моисеева О. А.** О некоторых закономерностях распределения железа в рудных телах Таштагольского скарново-магнетитового месторождения.— В кн.: Вопросы геологии и генезиса месторождений полезных ископаемых Западной Сибири. Новосибирск, 1966, с. 102—112.
- Зеленов К. К.** Вулканы как источник рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972. 215 с.
- Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А., Моссаковский А. А.** Анализ палеозойских геологических формаций востока Алтае-Саянской области и некоторые особенности ее тектонического строения.— Геол. и геофиз., 1960, № 2, с. 13—23.
- Зятькова Л. К.** Структурная геоморфология Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 215 с.
- Зятькова Л. К.** Структурная геоморфология Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. 200 с.
- Иванкин Г. А.** Основные этапы тектонического развития восточной части Кузнецкого Алатау в докембрии и палеозое.— В кн.: Геология (материалы конференции, посвященной 75-летию ТПИ). Томск, 1973, с. 36—37.
- Ивашкин Г. А., Коптев И. И., Номоконов В. Е. и др.** К стратиграфии древних толщ восточного склона Кузнецкого Алатау.— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Томск, 1965, с. 200—213.
- Ивашкин П. Ф., Нишин П. В., Кузубный В. С.** Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР. 1961. 286 с.
- Иванкин П. Ф., Долгушин С. С., Шуварьева Ю. А., Алабин Л. В.** Рудоносность магматических формаций и особенности внутреннего строения Алтае-Саянской металлогенической провинции.— В кн.: Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971, с. 96—107.
- Иванов Б. А.** Центральный Сихотэ-Алиньский разлом. Владивосток, 1972. 115 с.
- Иванов В. М., Волохов И. М., Полякова З. Г., Оболенская Р. В.** Основные черты химизма пород габбро-пироксенит-дунитовой формации Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1972. 80 с.

- Ивановская Т. А.** Переходные слои кембрия и докембрия в разрезе Улахан-Сулугур (среднее течение р. Алдан).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 1, с. 30—38.
- Ивонин И. П.** Стратиграфия и магматизм докембрия осевой части Кузнецкого Алатау.— Автореф. канд. дис. Томск, 1974. 26 с.
- Ивонин И. П.** К вопросу о выделении рифеид в Кузнецком Алатау.— В кн.: Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса. Ч. 2. Новосибирск, 1972, с. 3—5.
- Ивонин И. П.** О тектоническом положении метаморфических толщ, типе и возрасте структуры осевой зоны Кузнецкого Алатау.— В кн.: Геология и металлогения протерозой-кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области (тезисы докладов научно-технической конференции). Новокузнецк, 1974, с. 11—13.
- Ившин Н. К.** Новая биостратиграфическая шкала верхнего кембрия Алтае-Саянской геосинклинальной области.— В кн.: Материалы по стратиграфии и петрографии Казахстана. Т. 3. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960, с. 3—62.
- Изох Э. П.** Поперечная зональность структуры Сихотэ-Алиня.— Геол. и геофиз., 1966, № 1, с. 32—44.
- Изох Э. П.** Принципы диагностики гранитоидных формаций с различной металлогенической специализацией для целей прогнозирования.— В кн.: Магматические формации, вопросы их происхождения и рудоносности. Новосибирск, 1976, с. 25—48.
- Изох Э. П.** Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 136 с.
- Ильин А. В.** Хубсугульский фосфоритноносный бассейн. М.: Наука, 1973. 167 с.
- Ильин А. В.** Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии и кембрии. М.: Наука, 1982. 115 с.
- Илюхин Л. Н., Тараненко Н. И.** К эволюции карбонатообразования в позднем протерозое.— Литология и полезные ископаемые, 1970, № 1, с. 126—130.
- Индукаев Ю. В.** Скаполит и процесс скаполитизации на Хайлеольском железорудном месторождении в Кузнецком Алатау.— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1962, с. 38—49.
- Индукаев Ю. В.** Особенности минералогического состава амфибол-скаполит-магнетитовых руд Хайлеольского месторождения (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. Томск, 1972, с. 137—145.
- Индукаев Ю. В.** Химизм и последовательность формирования медь-вольфрам-молибденовых месторождений восточного склона Кузнецкого Алатау.— В кн.: Петрология и рудообразование. Томск, 1974, с. 39—58.
- Индукаев Ю. В.** Рудные формации контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской складчатой области. Ч. I (месторождения железорудной формации). Томск, 1980. 392 с.
- Ипатов М. М.** Генетическая связь оруденения с процессами послемагматического метасоматоза на примере молибденовой минерализации Кузнецкого Алатау.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири. Т. III. Томск, 1974, с. 159—161.
- Исаков В. М.** Положение бакаевского известняка в структуре и разрезе кембрийских толщ Западного Саяна.— Изв. Томского политехн. ин-та, 1969, т. 166, с. 64—69.
- Казаков И. Н., Колюшков К. Н.** Нижний и средний кембрий Западного Саяна.— Геол. и геофиз., 1967, № 2, с. 66—75.
- Казаринов В. П.** Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.: Госгостехиздат, 1958. 324 с.
- Калугин А. С.** Магнитная съемка с самолета в применении к геологической съемке и поискам некоторых полезных ископаемых.— Вестн. ЗСГУ, 1945, вып. 5, с. 33—49.
- Калугин А. С.** Железорудные формации Сибири.— В кн.: Главнейшие железорудные месторождения Сибири. Новосибирск, 1970, с. 6—35.
- Калугин А. С.** Состояние и развитие железорудной базы Сибири.— В кн.: Новые данные по петрологии и геохимии магматических, метаморфических пород рудных районов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1973, с. 57—67.
- Калугин А. С., Мухин А. С.** Итоги работ по железным рудам Западной Сибири к 40-летию Октябрьской революции.— Вестн. ЗСГУ, 1957, вып. 2, с. 9—23.
- Камаев С. Г., Сергеев В. Н.** Магнетитовые руды Лавреновского месторождения.— В кн.: Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. Томск, 1966, с. 140—152.
- Каратаев Г. И.** Строение земной коры в Западной Сибири по геофизическим данным.— Геол. и геофиз., 1960, № 11, с. 65—82.
- Каратаев Г. И.** Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Новосибирск: Наука, 1966. 135 с.
- Кашкай М. А.** Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. М.: Недра, 1965. 888 с.
- Каяпов А. К., Жаутыков Т. М., Каяпов А. Д.** Металлогенические особенности колчеданосных регионов Восточного Казахстана.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. М.: Наука, 1978. с. 151—156.

- Кейльман Г. А., Соколов В. Б., Козырев Е. И. и др. О глубинном строении восточного склона Среднего Урала.— В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977, с. 58—61.
- Кейльман Г. А., Горюжанкин В. Т., Рапопорт М. С. и др. О геодинамических условиях формирования складчатых и разрывных структур восточного склона Среднего и Южного Урала.— Геотектоника, 1980, № 4, с. 44—51.
- Келлер Б. М. О терминах альгонк и протерозой.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 2, с. 85—95.
- Келлер Б. М. Подразделения единой шкалы докембрия.— Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 6, с. 1405—1408.
- Келлер Б. М. О работе Уральской секции совещания по стратиграфии пограничных слоев докембрия и кембрия (Уфа, 1967).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 7, с. 152—154.
- Келлер Б. М. Рифей и его место в единой стратиграфической шкале докембрия.— Сов. геол., 1973, № 6, с. 3—17.
- Келлер Б. М. Нижний рифей Урала.— В кн.: Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М.: Наука, 1978, с. 35—42.
- Келлер Б. М., Королев В. Г., Семихатов М. А. и др. Рифей СССР и вопросы построения общей стратиграфической шкалы верхнего докембрия.— В кн.: Корреляция докембрия. Т. 2. М.: Наука, 1977, с. 5—20.
- Келлер Б. М., Кратц К. О., Митрофанов Ф. П. и др. Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11, с. 16—21.
- Келлер Б. М., Кратц К. О., Митрофанов Ф. П. и др. Всесоюзное совещание по общим вопросам расчленения докембрия СССР.— Сов. геол., 1977, № 12, с. 145—149.
- Кембрий Алтае-Саянской складчатой области/Отв. ред. Журавлева И. Т. М.: Наука, 1980. 220 с.
- Кен А. П., Груза В. В. Эндогенные месторождения Алтае-Саянской складчатой области и закономерности их размещения.— В кн.: Закономерности размещения эндогенных рудных месторождений СССР. Л.: Недра, 1966, с. 5—43.
- Кинг Ф. Б. Тектоника Северной Америки. М.: Мир, 1972. 269 с.
- Кирилловский Ф. В., Каменская Т. Я. Тайдонский железорудный район.— В кн.: Новые данные по геологии и полезными ископаемым Западной Сибири. Вып. 10. Томск, 1975, с. 3—8.
- Кирилловский Ф. В., Мухин А. С., Кузнецова В. Г. Терсинская группа магнетитовых месторождений.— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 1. Томск, 1966, с. 34—43.
- Кляровский В. М. Геохронология горных областей юго-западной части обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1972. 258 с.
- Книппер А. Л., Ружнецов С. В. Глубинные разломы и геосинклинальный процесс.— В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 8—19.
- Коков Г. А., Чувакин В. С. Фосфор в базитовых пегматитовых комплексах Кузнецкого нагорья.— Геол. и геофиз., 1978, № 1, с. 74—81.
- Колчеданные месторождения Большого Кавказа /Отв. ред. Смирнов В. И. М.: Недра, 1973. 255 с.
- Колчеданные месторождения мира /Бородаевская М. Б., Горжевский Д. И., Кривцов А. И. и др. М.: Недра, 1979. 284 с.
- Коновалов В. Н. Тектоническое развитие Горной Шории в докембрии и кембрии.— В кн.: Геология и металлогения протерозой-кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области (тезисы докладов научно-технической конференции). Новокузнецк, 1974. с. 4—6.
- Конторович А. Э., Пестеров И. И., Салманов Ф. К. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 680 с.
- Коптев И. И., Номоконов В. Е., Семашко А. К., Шипицын В. А. К стратиграфии древних толщ района верхнего течения р. Сухой Ербы (Батеневский край).— Изв. Томского политех. ин-та, 1971, т. 177, с. 127—132.
- Коптев И. И., Семашко А. К., Шипицын В. А. О стратиграфическом положении и возрасте литвиновской фосфоритовосной толщи (Батеневский край).— Изв. Томского политех. ин-та, 1976, т. 260, с. 71—74.
- Корель В. Г. Зональность железорудных месторождений Кодоумской группы в Горной Шории.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибири. М.: Госгеолтехиздат, 1961, с. 44—51.
- Корель В. Г. Петрология магнетитовых месторождений Алтае-Саянской области. М.: Недра, 1972. 152 с.
- Корель В. Г. Магматизм и магнетитовое оруденение кольцевых вулcano-плутоно-тектонических структур Алтае-Саянской складчатой области. М.: Недра, 1979. 104 с.
- Корель В. Г., Перфильева Н. В. О полнценности железоруднения Тейского рудного поля.— В кн.: Минералогия, геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1977, с. 11—15.

- Корнев Т. Я., Даценко В. М., Бозин А. В. Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. М.: Недра, 1974. 132 с.
- Коробейников В. П., Щеглов А. П. О соотношениях метаморфических и интрузивных пород междуречья Енисей—Оя (Западный Саян).— Изв. Томского политехн. ин-та, 1969, т. 165, с. 217—221.
- Коргусов М. П. Палеозойские интрузивные комплексы Марининской тайги (Кузнецкий Алатау). Т. I. Томск, 1967. 163 с.
- Косыгин Ю. А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 216 с.
- Косыгин Ю. А., Забродин В. Ю., Коноваленко А. А. и др. Понятие «глубинный разлом» и проблемы систематики глубинных разломов.— Геотектоника, 1977, № 3, с. 106—112.
- Красильников Б. Н. Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. М.: Наука, 1966. 248 с.
- Красильникова Н. А. Фосфориты Сибири — закономерности геологического размещения и перспективы поисков. Автореф. докт. дис. М., 1966. 26 с.
- Красильникова Н. А. Геосинклинальные фосфоритоносные бассейны.— В кн.: Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М.: Наука, 1973, с. 22—27.
- Кратц К. О., Митрофанов Ф. П. Расчленение и корреляция докембрия СССР.— В кн.: Принципы и критерии расчленения докембрия в мобильных зонах. Л.: Наука, 1980, с. 22—31.
- Кривенко А. П., Поляков Г. В., Богнибов В. И., Балыкин П. А. Габбро-монцодиоритовая формация Кузнецкого Алатау.— В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 5—96.
- Кривчиков А. В. Рифейско-кембрийские вулканоплутонические ассоциации Северо-Восточного Горного Алтая. Автореф. канд. дис. Томск, 1981. 22 с.
- Кропоткин П. Н. Явления сжатия и растяжения в земной коре и возможности их изучения.— В кн.: Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 290—306.
- Кропоткин П. Н. Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и по геофизическим данным.— В кн.: Тектоника. М.: Наука, 1972, с. 49—58.
- Кропоткин П. Н. Динамика земной коры.— В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М.: Наука, 1973, с. 27—59.
- Кропоткин П. Н. Напряженное состояние земной коры и тектонические разломы.— В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 20—29.
- Крылов С. В., Крылова А. Л., Мишенькин Б. П. и др. Глубинные сейсмические исследования на юго-востоке Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саянской области.— Геол. и геофиз., 1968, № 4, с. 3—12.
- Крылов С. В., Суворов В. Д., Рудницкий А. Л. Блоковая структура земной коры Западной Сибири.— В кн.: Строение земной коры в Западной Сибири. Новосибирск, 1974, с. 42—57.
- Кудрявцев Г. А. Некоторые черты тектонического развития территории Тувы в позднем докембрии и нижнем палеозое.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. II. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 241—247.
- Кудрявцев Г. А. О складчатостях позднего докембрия и кембрия.— Геотектоника, 1973, № 4, с. 3—9.
- Кузевный В. С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, 1975. 342 с.
- Кузнецов В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые Тайдоно-Терсинского района западного склона Кузнецкого Алатау.— В кн.: Материалы по геологии Западной Сибири. Вып. 10(52). Томск, 1940, 102 с.
- Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области.— Труды Горно-геологического ин-та ЗСФ АН, Новосибирск, 1952, вып. 12, с. 9—41.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 202—227.
- Кузнецов В. А. Основные черты эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1966, с. 16—47.
- Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. М.: Наука, 1967, с. 275—303.
- Кузнецов В. А. Рудные формации. Применение формационного анализа в изучении рудных месторождений.— Геол. и геофиз., 1972, № 6, с. 3—14.
- Кузнецов В. А. Магматизм и рудные формации.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 309—317.
- Кузнецов В. А. Генетические ряды и серии рудных формаций.— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент: Фан, 1975, с. 6—15.

- Кузнецов В. А., Оболенский А. А. Возраст ртутного оруденения в Алтае-Саянской складчатой области. — Геол. и геофиз., 1969, № 5, с. 3—10.
- Кузнецов В. А., Васильев В. И., Оболенский А. А., Щербаль И. П. Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1978. 295 с.
- Кузнецов Ю. А. Геологический очерк Камыштинского железорудного месторождения. — Изв. Зап.-Сиб. отдела Геол. Комитета, Томск, 1929, т. IX, вып. 4, с. 22.
- Кузнецов Ю. А. Первое полиметаллическое месторождение в Кузнецком Алатау. — Вестн. ЗСГГГТ, 1934, вып. 4, с. 16.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Кузнецов Ю. А., Богнинов В. И., Диетанова А. Н., Сергеева Е. С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1971. 352 с.
- Кузоватов Н. И. Литолого-петрографическая характеристика отложений нижнего палеозоя в районе верхнего течения р. Кии (Кузнецкий Алатау). — В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1962, с. 141—148.
- Кузьмин А. М. Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау и Кузнецкого бассейна. — Изв. Сибирского отделения Геол. комитета, 1928, т. VII, вып. 2, с. 1—48.
- Кузьмин Г. И. Литолого-петрографическая характеристика рудовмещающих отложений Сухаринского рудного поля. — В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруднения Алтае-Саянской складчатой области. Ч. II. Новосибирск, 1974₁, с. 119—128.
- Кузьмин Г. И. Вещественный состав магнетитовых руд Казско-Сухаринского рудного поля. — В кн.: Геология и металлогения протерозой-кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области (тезисы докладов научно-технической конференции). Новокузнецк, 1974₂, с. 78—79.
- Кулиш Л. И. Марганцевые и железо-марганцевые руды Дальнего Востока и их генетические особенности. — В кн.: Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980, с. 216—222.
- Купчик Г. М., Снежко Б. А., Петрунина З. Е., Севергина Л. Г. Опорные разрезы верхнего кембрия и нижнего ордовика в Кузнецком Алатау. — В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 5. Томск, 1970, с. 72—80.
- Куртигешев В. С., Дубский В. С., Минин А. Д. Новые данные по стратиграфии докембрийских образований южной части мартайгинской зоны. — В кн.: Геология и металлогения протерозой-кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области (тезисы докладов научно-технической конференции). Новокузнецк, 1974, с. 59—61.
- Курцерайте Ш. Д., Андреев О. В. Каледонские структурно-формационные зоны восточной части Алтае-Саянской складчатой области (в пределах Красноярского края). — В кн.: Стратиграфия, литология и вопросы металлогении палеозоя и позднего докембрия востока Алтае-Саянской области. Красноярск, 1968, с. 5—14.
- 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. Ч. II. Новосибирск, 1974, с. 5—25.
- Кухтиков М. М., Виниченко Г. П. Краевые долгоживущие разломы Памира. Душанбе: Дониш, 1977. 168 с.
- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М.: ИЛ., 1955. 190 с.
- Лавыгина В. Н., Петров М. М. Сорское молибденовое месторождение. — В кн.: Геологические исследования в Красноярском крае и Тувинской АССР. Кызыл, 1968, с. 51—56.
- Ладынин А. В., Семакин В. П. Геофизическая характеристика Кузнецко-Алтайского глубинного разлома. — В кн.: Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1969, с. 156—179.
- Лапин С. С. Магнетитовые рудные тела, их строение и магнитные свойства. Новосибирск: Наука, 1976. 236 с.
- Левертов А. Р. Новые сведения о геологическом строении и перспективах Абаканского железорудного месторождения. — Изв. Томского политехн. ин-та. Томск, 1976, т. 260, с. 18—21.
- Левченко С. В. Доплатформенная металлогения Кузнецко-Минусинского рудного района. М.: Наука, 1975. 192 с.
- Лепезин Г. Г. К вопросу выделения этапов метаморфизма по данным радиологического датирования. — Геол. и геофиз., 1977, № 9, с. 3—13.
- Лепезин Г. Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1978. 231 с.
- Лепезин Г. Г., Белоусов А. Ф., Мельников С. В. и др. Особенности низкотемпературно-метаморфизма рифейско-нижнепалеозойских отложений Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Петрология и геохимия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 38—66.

- Летувинкас А. И. Амфиболиты Ташелгино-Майзасской зоны смятия (Горная Шория).— В кн.: Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. Томск, 1972₁, с. 53—59.
- Летувинкас А. И. Особенности состава роговых обманок основных метаморфических пород Ташелги (Горная Шория).— В кн.: Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. Томск, 1972₂, с. 158—165.
- Летувинкас А. И. Некоторые особенности формирования метаморфического комплекса Ташелги (Горная Шория).— В кн.: Вопросы петрологии и рудообразования. Томск, 1974, с. 82—85.
- Лишневский Э. Н. Региональные аномалии силы тяжести и рельеф поверхности Моховича территории Дальнего Востока СССР.— В кн.: Геофизические поля северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1976, с. 20—31.
- Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 276 с.
- Любалинская З. П. Геологическое строение междуречья верховий рр. Саралы и Избасса.— В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. Новосибирск, 1978, с. 87—94.
- Любецкий В. Н. Субширотные глубинные разломы Иртыш-Зайсанской складчатой системы по геофизическим данным.— Изв. высших учеб. заведений. Геол. и разведка, 1965₁, № 7, с. 3—11.
- Любецкий В. Н. Глубинное строение и районирование Иртыш-Зайсанской складчатой системы по геофизическим данным.— Изв. высших учеб. заведений. Геол. и разведка, 1965₂, № 12, с. 3—14.
- Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР.— М.: Недра, 1969. 223 с.
- Магакьян И. Г. Металлогения. М.: Недра, 1974. 304 с.
- Марганцево-железисто-кремнистая формация Дальнего Востока СССР/Кулиш Е. А., Кулиш Л. И., Меркурьев К. М., Павских Е. А. М.: Наука, 1981. 208 с.
- Мамаев Н. Ф. Докембрий, венд и кембрий Урала.— В кн.: Стратиграфия и литология нижнего палеозоя и докембрия Урала. Свердловск, 1970, с. 3—19.
- Мамаев Н. Ф., Черменинова И. В. Нижний палеозой и докембрий восточного склона Урала. М.: Наука, 1973. 100 с.
- Мананков А. В., Кочанов Е. Н. Структура Ташелгино-Майзасской рудной зоны и некоторые вопросы ее генезиса.— В кн.: Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. Томск, 1972, с. 95—100.
- Марков М. С., Пушаровский Ю. М., Тильман С. М. и др. Тектоника Востока Азии и Дальневосточных морей.— Геотектоника, 1979, № 1, с. 3—21.
- Марков В. С., Пушаровский Ю. М., Тильман С. М. Активные континентальные окраины северо-запада Тихого океана.— В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980, с. 124—133.
- Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры (на примере Курильской островной дуги). М.: Наука, 1967. 256 с.
- Медно-молибденовая рудная формация/Сотников В. И., Берзина А. П., Никитина Е. И. и др. Новосибирск: Наука, 1977. 424 с.
- Меленевский В. Н. Диффузия радиогенного аргона в слюдах (анализ опытных и природных данных).— В кн.: Вопросы региональной геохимии, минералогии и петрографии Сибири. Новосибирск, 1979, с. 9—19.
- Мелещенко В. С., Янов Э. М., Казаков И. Н. Основные черты тектоники Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Л., 1960, с. 5—21.
- Мелксетян Б. М. Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского плутона (Армянская ССР).— В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М.: Недра, 1964, с. 320—347.
- Меннер В. В. Зоны в практике стратиграфических исследований (история установления, типы и природа).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 3, с. 5—17.
- Мертвецов П. Е. Ампалякское магнетитовое месторождение.— Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. управлений, 1958, вып. I, с. 26—32.
- Мертвецов П. Е. Новые данные по геологии Терейского района.— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 11. Томск, 1976, с. 3—10.
- Минин А. Д. Новые данные об истории геологического развития северной части Кузнецкого Алатау в позднем докембрии и раннем кембрии.— В кн.: Геотектоническое строение западной части Алтае-Саянской области. Новокузнецк, 1977, с. 28—29.
- Миртов Ю. В., Тарасова С. М. Новый тип фосфоритов в верхнем протерозое Горной Шории.— В кн.: Проблемы агрономического сырья Сибири. Новосибирск, 1971, с. 21—28.
- Миртов Ю. В., Тарасова С. М., Быч А. Ф. О фосфоритах в рудном горизонте Усинского месторождения марганца.— Там же, с. 40—43.

- Миртов Ю. В., Тарасова С. М., Быч А. Ф. К стратиграфии позднего докембрия и раннего кембрия Усинско-Бельсинского района Кузнецкого Алатау.— В кн.: Материалы конференции, посвященной 75-летию Томского политехн. иц-та. Томск, 1973, с. 33—48.
- Миртов Ю. В., Тарасова С. М. Марганцевоносность древних отложений Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980, с. 211—215.
- Миртова С. М. Основные закономерности размещения полезных ископаемых в вулканогенно-осадочных комплексах Кузнецкого Алатау.— Литология и полезные ископаемые, 1978, № 1, с. 82—94.
- Михайлов А. Е. Развитие геосинклинали и складчатость.— Сов. геол., 1970, № 3, с. 18—25.
- Михалев Ю. М. Условия образования Сорского молибденового месторождения.— Геол. рудных месторожд., 1975, № 6, с. 20—30.
- Мкртчян С. С., Карамян К. А., Аревшатын Т. А. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1969. 330 с.
- Мкрытчян А. К. Фосфоритоносная вулканогенно-осадочная формация Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1966, № 2, с. 39—48.
- Мкрытчян А. К. Литология и геохимия фосфоритосных отложений Тамалыкского месторождения в Кузнецком Алатау.— В кн.: Проблемы агроруд Сибири. Новосибирск, 1974, с. 37—58.
- Мкрытчян А. К., Цыкин Р. А., Усталов В. В. Марганцесные отложения и марганцевые руды восточной части Алтае-Саянской горной области и Енисейского кряжа.— Геол. рудных месторожд., 1979, № 5, с. 105—112.
- Моисеенко Ф. С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. Новосибирск: Наука, 1969. 206 с.
- Моисеенко Ф. С. Взаимосвязь глубинного и приповерхностного строения земной коры. Новосибирск: Наука, 1971. 98 с.
- Моисеенко Ф. С. Некоторые взаимозависимые вопросы тектоники и глубинной геологии Алтае-Саянской области.— В кн.: Вопросы рудной геологии. Вып. 2. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977, с. 3—21.
- Монич В. К. Верхнеюрские железорудные месторождения.— Вестн. ЗСГРТ, 1933, № 1, с. 58—60.
- Монич В. К. К петрологии района Бирикульского рудника в Кузнецком Алатау.— Тр. Томского гос. ун-та. Сер. геол., Томск, 1937, вып. 93, с. 3—61.
- Моссаковский А. А. К тектонике Кузнецкого Алатау.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 12, с. 30—36.
- Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 216 с.
- Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. М.: Наука, 1975. 318 с.
- Моссаковский А. А. Структурные и вещественные аспекты проблемы становления континентальной коры.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 159—170.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 6, с. 3—23.
- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые пояса и системы. Их этапы развития и магматизм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 10, с. 47—67.
- Муратов М. В. Строение и развитие эвгеосинклинальных прогибов и их магматизм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 5, с. 3—11.
- Муратов М. В. Урало-Монгольский пояс.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с. 5—11.
- Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 176 с.
- Муратов М. В., Хаин В. Е. Геосинклинальные пояса, орогенные пояса, складчатые пояса и их соотношение во времени и пространстве.— В кн.: Орогенические пояса. М.: Наука, 1968, с. 48—53.
- Мурбат С. Соотношения изотопов в метаморфических породах.— В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967, с. 243—278.
- Мурзина Г. А. К проблеме классификации глубинных разломов по геолого-геофизическим признакам.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. V. М.: Наука, 1972, с. 137—143.
- Мусатов Д. И. Стратиграфия кембрийских отложений восточного склона Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1961, № 2, с. 83—96.
- Мусатов Д. И. Некоторые особенности глубинных разломов на примере складчатых областей юга Красноярского края.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. II. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 153—163.
- Мусатов Д. И. Основные этапы тектонического развития восточной части Саяно-Алтайской складчатой области и Енисейского кряжа.— В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964, с. 197—208.
- Мусатов Д. И., Тарков А. П. Тектоническое строение центральной части Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1964, с. 169—187.

- Мухин А. С., Ладыгин П. П. Новые данные по геолого-промышленной характеристике Усинского месторождения марганцевых руд.— Вестн. ЗСГУ, 1957, № 2, с. 29—37.
- Налетов Б. Ф., Сидоренко Т. Ф. Нижнеордовикская вулканическая ассоциация северо-запада Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1969, № 11, с. 55—60.
- Науменко А. И., Самков В. В., Нефедова Л. И. Теневые поперечные разломы Западного Саяна и Тувы.— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1974, с. 13—19.
- Нгуен Дин Кат. Классификация шовных зон глубинных разломов земной коры.— Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 3, с. 686—689.
- Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М.: Недра, 1966. 306 с.
- Никитин Д. В. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Кузнецкого Алатау. Л.—М.: Гостеолиздат, 1940. 92 с.
- Николаев В. А. О закономерностях развития структурно-фациальных зон в подвижных поясах земной коры.— Сов. геол., 1944, № 1, с. 19—27.
- Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 2, с. 19—36.
- Николаев С. М. Геология Изых-Гольского железорудного месторождения.— Геол. и геофиз., 1961, № 6, с. 74—82.
- Николаев С. М. Основные черты зональности Абаканского железорудного месторождения.— В кн.: Минералого-геохимические особенности скарновых месторождений. Новосибирск: Наука, 1974, с. 156—168.
- Никонов О. И. Количественная оценка рудоносности магматических комплексов на полиметаллы и железо.— В кн.: Критерии прогнозности оценки эндогенного оруденения Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1982, с. 20—28.
- Никонов О. И., Захаров Е. Е. Предпосылки для поисков колчеданно-полиметаллического оруденения в Кузнецком Алатау.— В кн.: Доорогенная металлогения геосинклиналей (рудные формации). Свердловск, 1976, с. 59—60.
- Новиков И. П., Розмыслов В. К. Результаты трансформации гравитационного поля Верхне-Кюндомского района Горной Шории.— Изв. Томского политехн. ин-та, 1976, т. 281, с. 54—58.
- Номоконов В. Е. К стратиграфии позднекембрийских и кембрийских отложений района поселков Ефремино и Малая Сыя (восточный склон Кузнецкого Алатау).— Изв. Томского политехн. ин-та 1969, т. 196, с. 40—47.
- Номоконов В. Е. К стратиграфии позднекембрийских и кембрийских отложений Саралинского рудного поля.— В кн.: Геология, стратиграфия и полезные ископаемые Сибири. Томск, 1979, с. 115—118.
- Номоконов В. Е., Пешехонов Л. В. Рифейско-кембрийский вулканизм восточного склона Кузнецкого Алатау.— В кн.: Геология (материалы конференции, посвященной 75-летию ТПИ). Томск, 1973, с. 64—65.
- Номоконов В. Е., Пешехонов Л. В. Петрохимические особенности эффузивов позднего докембрия восточного склона Кузнецкого Алатау.— Изв. Томского политехн. ин-та, 1976, т. 260, с. 25—32.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М.: Мир, 1967. 302 с.
- Овчинников Л. Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Свердловск, 1960. 495 с.
- Огаринов И. С. Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1974. 67 с.
- Олли А. И. К вопросу о широтной тектонической поясности Урала.— Сов. геол., 1966, № 7, с. 36—44.
- Осокин П. В. Структурно-тектоническое размещение фосфоритовых месторождений в Окино-Хубсугульском фосфоритоносном бассейне.— В кн.: Тектонические структуры и закономерности размещения полезных ископаемых на территории Забайкалья. Улан-Удэ, 1979, с. 11—19.
- Павлов Ю. А., Лютая Л. М. Гравитационные аномалии в зоне сочленения Азиатского континента с Тихим океаном.— В кн.: Геофизические поля северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1976, с. 3—19.
- Панченко Е. И. О горизонтальных движениях в Бельгешашской шовной зоне.— В кн.: Вопросы тектоники Алтае-Саянской горной области. Новокузнецк, 1971, с. 102—107.
- Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 216 с.
- Паталаха Е. И. Геодинамический аспект геосинклинальной складчатости.— Геол. и геофиз., 1979, № 7, с. 41—46.
- Паталаха Е. И. Некоторые важнейшие аспекты механизма складкообразования.— Геол. и геофиз., 1980, № 7, с. 3—8.
- Паталаха Е. И., Смирнов А. В., Поляков А. И. Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1974. 208 с.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5, с. 23—46.

- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 3, с. 57—71.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии Земной коры.— В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 65—72.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 8—24.
- Пейве А. В. Геология раздела Мохоровичича.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 7—13.
- Пейве А. В., Сеницын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4, с. 28—52.
- Пейве А. В., Штрейе Н. А., Моссаковский А. А. и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геол., № 12, 1972, с. 7—25.
- Петров М. М., Мкртычян А. К. Перспективы расширения минерально-сырьевой базы молибденовой промышленности в Красноярском крае.— Разведка и охрана недр, 1976, № 2, с. 21—24.
- Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973, 347 с.
- Петрунина З. Е. Трилобиты и биостратиграфия тремадока западной части Саяно-Алтайской горной области.— Автореф. канд. дис. Алма-Ата, 1966. 28 с.
- Петрунина З. Е. О биостратиграфическом расчленении тремадока западной части Саяно-Алтайской горной области.— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 3. Томск, 1968, с. 87—89.
- Петрунина З. Е. Новые роды и виды тремадокских трилобитов Западной Сибири.— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 8. Томск, 1973, с. 59—72.
- Печерский А. В., Холяндра Л. П., Саранцев Ф. Г. Новые сведения о геологическом строении центральной части Кузнецкого Алатау (по данным магнитных свойств горных пород и аэромагнитной съемки).— В кн.: Минералы и горные породы Красноярского края. Красноярск, 1977, с. 162—168.
- Пешехонов Л. В. К стратиграфии докембрия юго-западной части Кузнецкого Алатау.— Изв. Томского политехн. ин-та, 1967, т. 167, с. 27—31.
- Пешехонов Л. В. Петрогенезис спилито-диабазовой формации юго-западной части Кузнецкого Алатау.— Изв. Томского политехн. ин-та, 1969, т. 196, с. 48—53.
- Пешехонов Л. В. Спилито-диабазовая формация нижнего кембрия Талон-Камзасского района юго-западной части Кузнецкого Алатау.— Изв. Томского политехн. ин-та, 1971, т. 177, с. 133—139.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.
- Покалов В. Т. Опыт классификации эндогенных месторождений молибдена на тектоно-магматической основе.— Сов. геол., 1970, № 1, с. 74—87.
- Покалов В. Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М.: Недра, 1972. 272 с.
- Покалов В. Т. Месторождения молибдена.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3. М.: Недра, 1978, с. 117—175.
- Покалов В. Т., Пастухова Е. С. Возраст и генетические особенности Сорского молибденового месторождения.— Сов. геол., 1961, № 7, с. 107—122.
- Покалов В. Т., Чернов Б. С. Условия образования, закономерности размещения и типы месторождений молибдена в Хакасии.— В кн.: Минеральное сырье. Вып. 4. М.: Госгеолтехиздат, 1962, с. 36—50.
- Покатилов В. П., Толыкин Д. Г. Некоторые данные о молибденовом оруденении на Южном Урале.— Сов. геол., 1968, № 6, с. 142—146.
- Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железоруденение юга Средней Сибири М.: Наука, 1971. 312 с.
- Поляков Г. В., Кривенко А. П., Богнибов В. И. Корреляция состава базитовых и гранитоидных комплексов раннего палеозоя в различных структурах салаирид Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 3—14.
- Пономарев П. А. Стратиграфия докембрия Кузнецкого Алатау.— В кн.: Геология и металлогения протерозой-кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области (тезисы докладов научно-технической конференции). Новокузнецк, 1974, с. 17—19.
- Пономарев П. А., Аксарина Н. А. Древнейшие отложения кембрия на севере Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1966, № 1, с. 45—52.
- Попов В. С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 1977. 204 с.
- Попов Ю. Н. Новые данные по фосфоритности докембрийских отложений северо-запада Кузнецкого Алатау.— В кн.: Проблемы аграрного сырья Сибири. Новосибирск, 1971, с. 29—34.
- Поспелов А. Г., Аксарина Н. А., Бояринов А. С. и др. К стратиграфии кембрия Горной Шории.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 1. Красноярск, 1961, с. 41—46.

- Поспелов А. Г., Бояринов А. С., Коняева И. А. Граница докембрия и кембрия в западной части Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Актуальные вопросы геологии докембрия Сибири. Новосибирск, 1981, с. 56—61.
- Поспелов Г. Л. О поисковой ценности современных стратиграфических критериев для скарновых месторождений Западной Сибири. — В кн.: Труды Горно-геол. ин-та ЗСФ АН СССР. Новосибирск, 1952, вып. 12, с. 43—58.
- Поспелов Г. Л. Структурно-геологические закономерности размещения железорудных районов Алтае-Саянской области. — Изв. Восточного филиала АН СССР, 1957, № 3, с. 12—26.
- Поспелов Г. Л. Геологические особенности размещения и строения главных железорудных районов и эндогенных железорудных месторождений Алтае-Саянской области. — В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. I, кн. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 195—261.
- Прокин В. А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977. 176 с.
- Прокин В. А., Седов В. М., Воробьев В. И. Типы меднорудных месторождений Урала и их связь с магматизмом. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. М.: Наука, 1978, с. 98—105.
- Пронин А. А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. Л.: Наука, 1969, 232 с.
- Пронин А. А. Байкалиды и ранние каледониды Урала и их латеральные структурные связи. — Изв. высших учебных заведений. Геол. и разведка, 1970, № 5, с. 20—27.
- Прусевич А. М. Новые проявления марганцевых и железо-марганцевых руд в позднедокембрийских отложениях Кузнецкого Алатау. — В кн.: Новые данные по рудным полезным ископаемым Сибири. Новосибирск, 1973, с. 62—66.
- Прусевич А. М. О новом гаусманитсодержащем железо-марганцевом проявлении в позднедокембрийских отложениях Кузнецкого Алатау. — В кн.: Геология и металлогения протерозой-кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области (тезисы докладов научно-технической конференции). Новокузнецк, 1974, с. 29—31.
- Радугин К. В. Элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории. — В кн.: Материалы по геологии Зап.-Сиб. края. Томск, 1936, № 37. 78 с.
- Радугин К. В. О салаирской складчатости. — Докл. АН СССР, 1938, т. 18, № 9, с. 667—669.
- Радугин К. В. Ивановские месторождения кембрийских карбонатных руд марганца. — Вестн. ЗСГУ, 1939, № 5, с. 9—15.
- Радугин К. В. Ивановское месторождение марганцевых руд (Зап. Сибирь). — Сов. геол., 1941, № 3, с. 61—74.
- Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. 620 с.
- Рахманов В. П. Марганцевоносность позднепротерозойских и раннепалеозойских отложений Бурятии. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири. Т. III. Томск, 1974, с. 176—178.
- Ревякин П. С., Кузубный В. С. Особенности глубинного строения Рудного Алтая по геофизическим данным в связи с проблемой магматизма. — Сов. геол., 1966, № 2, с. 95—105.
- Резвой Д. П. О Западно-Тяньшанском поперечном глубинном шве. — Вестн. Львовского гос. ун-та. Сер. геол., 1962, вып. I, с. 38—44.
- Резвой Д. П. «Антитяньшанское» структурное направление в тектонике Средней Азии. — Геологический сборник 9 (геология глубинных разломов некоторых районов СССР). М.: Недра, 1965, с. 119—130.
- Резвой Д. П. К проблеме глубинных разломов Тянь-Шаня. — БМОИП. Отдел. геол., 1972, т. 47, № 1, с. 23—41.
- Репина Л. Н., Романенко Е. В. Трилобиты и стратиграфия нижнего кембрия Алтая. М.: Наука, 1978. 304 с.
- Репина Л. Н., Хоментовский В. В. О подразделении нижнего кембрия. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 8, с. 83—87.
- Репина Л. Н., Хоментовский В. В., Журавлева И. Т., Розанов А. Ю. Биостратиграфия нижнего кембрия Саяно-Алтайской складчатой области. М.: Наука, 1964. 364 с.
- Рид Г., Уотсон Дж. История Земли. Поздние стадии истории Земли. Л.: Недра, 1981. 408 с.
- Рожков И. С. Особенности золоторудных месторождений подвижных поясов и платформ. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1968, с. 153—162.
- Розанов А. Ю., Миссаржевский В. В. Биостратиграфия и фауна нижних горизонтов кембрия. М.: Наука, 1966. 126 с.
- Розенфарб И. А. Тектоническое положение Салаира и особенности его глубинного строения. — В кн.: Вопросы тектоники Алтае-Саянской горной области. Новокузнецк, 1971, с. 41—52.

- Розова А. В. Биостратиграфия и трилобиты верхнего кембрия и нижнего ордовика северо-запада Сибирской платформы. М.: Наука, 1968. 196 с.
- Романенко М. Ф., Хафизов Г. Ф. Некоторые черты глубинного строения и тектоники Алтае-Саянской горной области. — В кн.: Вопросы тектоники Алтае-Саянской горной области. Новокузнецк, 1971, с. 5—18.
- Ростовцев Н. Н. Краткие сведения о характере изменения мощностей отдельных серий свит, слагающих мезо-кайнозойский покров плиты. — В кн.: Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. М.: Госгеолтехиздат, 1958, с. 183—186.
- Рудич Е. М. Соотношение каледонид и герцинид юга Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1972. 374 с.
- Савицкий В. Е., Шеглов А. П., Винкман М. К. и др. Проблема верхней границы докембрия Средней Сибири. — В кн.: Геология докембрия. Л.: Наука, 1968, с. 124—123.
- Салун С. А., Гатинский Ю. Г., Строганова С. А. Опыт характеристики синклиналичных шовных зон на примере некоторых структур Восточной Азии. — Изв. высших учеб. заведений. Геол. и разведка, 1974, № 2, с. 3—12.
- Сараев В. А. К геологии и петрографии палеовулкана г. Уроник (Горная Шория). — Изв. Томского политехн. ин-та, 1969, т. 196, с. 168—173.
- Севергина Л. Г. Брахиоподы и биостратиграфия ордовика западной части Саяно-Алтайской горной области. — Автореф. канд. дис. Томск, 1965. 26 с.
- Севергина Л. Г. Новые виды и роды брахиопод из нижне- и среднеордовикских отложений Кузнецкого Алатау и Горного Алтая. — В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 10. Томск, 1975, с. 58—64.
- Сейдалин О. А. Эволюция глубинных разломов Селетинского и Джалаир-Найманского синклинориев, Катунского, Кузнецкого, Тектурмасского и Джебашского антиклинориев Урало-Монгольского пояса. — В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 166—171.
- Селиверстова М. И. Генезис и поисковые критерии магнетитовых месторождений Кондомского рудного района. — Сов. геология, 1971, № 6, с. 36—48.
- Семакин В. П. Плотность горных пород Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Кузбасса. — В кн.: Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1969, с. 292—306.
- Семенов В. Н. Структура и перспективы Тейского магнетитового месторождения. — В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруднения Алтае-Саянской складчатой области. Ч. II. Новосибирск, 1974, с. 25—36.
- Семенов В. Н., Андреев О. Н. Закономерности размещения магнетитовых метасоматических месторождений восточного склона Кузнецкого Алатау. — В кн.: Материалы по металлогении и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1968, с. 62—71.
- Семенов Г. Г. Новые данные по стратиграфии западной части северного фаса Западного Саяна. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1961, с. 3—14.
- Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
- Семихатов М. А., Комар В. А., Серебряков С. Н. Юдомский комплекс стратотипической местности. М.: Наука, 1970. 209 с.
- Сенаколис А. Ф., Коптев И. И., Шипицын В. А. Новые данные по стратиграфии и литологии верхнедокембрийских и нижнекембрийских отложений Батеневского кряжа. — Изв. Томского политехн. ин-та, 1966, т. 151, с. 251—259.
- Сенаколис А. Ф., Шипицын В. А. Кембрийские рифогенные известняки Батеневского кряжа (дер. Катюшкина). — Геол. и геофиз., 1966, № 7, с. 46—55.
- Сенников В. М. Тектоническое районирование юго-западной части Алтае-Саянской складчатой области. Красноярск, 1969. 62 с.
- Сенников В. М. История развития структур южной части Алтае-Саянской складчатой области в ордовике. Барнаул, 1977. 134 с.
- Сергеев В. П. К стратиграфии протерозойских отложений Катунского антиклинория. — В кн.: Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая. Новокузнецк, 1969, с. 12—14.
- Синяков В. И. О полигенности и полихронности железоруднения Горной Шории (на примере Тельбесского рудного пояса). — В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруднения Алтае-Саянской складчатой области. Ч. I. Новосибирск, 1974, с. 94—107.
- Синяков В. И. Формационные типы железорудных месторождений Тельбесского рудного пояса (Горная Шория). Новосибирск: Наука, 1975. 196 с.
- Скобелев Ю. Д. Краткая характеристика геологического строения Кузнецкого Алатау. — В кн.: Материалы по геологии Западной Сибири. Вып. 64. Томск, 1963, с. 5—27.
- Смилкстын А. О., Суховерхова М. В., Светлицкий Н. И. О распределении фосфора в основных эффузивах рифейского и кембрийского возрастов Алтае-Саянской складчатой области. — Геохимия, 1967, № 6, с. 740—742.

- Смилкстын А. О., Суховерхова М. В. Вулканические породы в некоторых разрезах кремнисто-карбонатной фосфоритовосной формации Батеневского кряжа и Кузнецкого Алатау.— В кн.: Продукты эксплозивного вулканизма в осадочных толщах Сибири. Новосибирск, 1969, с. 136—142.
- Смирнов А. И. Формирование фосфоритовых руд в кремнисто-доломитовых формациях.— В кн.: Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М.: Наука, 1973, с. 22—27.
- Смирнов В. И. Очерки металлогении. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 164 с.
- Смирнов В. И. Колчеданные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 586—647.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.
- Смирнов В. И. Общие проблемы доорогенной металлогении.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. М.: Наука, 1978, с. 5—14.
- Смирнов С. С. Современное состояние учения о рудных месторождениях.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. I, первая сер. Магадан, 1945, с. 5—25.
- Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 2-я серия. 1947, ч. 76, вып. I, с. 23—36.
- Снежко Б. А. О выделении тайменской свиты верхнего тремадока в западной части Кузнецкого Алатау.— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 2. Томск, 1967, с. 74—77.
- Снежко Е. А., Тамбиев А. С. Основные черты строения колчеданосных вулканогенных формаций палеозоя Северного Кавказа.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. М.: Наука, 1978, с. 168—176.
- Соболевская В. Н. Стрoение фундамента восточной окраины Западно-Сибирской плиты в связи с ее общим тектоническим районированием.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. II. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 122—128.
- Соколов Б. С. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы.— В кн.: Геология докембрия. М.: Недра, 1964, с. 148—150.
- Соколов Б. С. Поздний докембрий и палеозой Сибири (некоторые общие вопросы стратиграфии).— Геол. и геофиз., 1967, № 10, с. 36—50.
- Соколов Б. С. Перспективы биостратиграфии докембрия.— Геол. и геофиз., 1977, № 11, с. 54—70.
- Соколова Е. А. Распределение марганца и фосфора в различных типах пород усинской свиты (нижний кембрий Кузнецкого Алатау).— Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 3, с. 717—719.
- Соколова Е. А. Положение Усинского марганцевого месторождения в отложениях нижнего кембрия хребта Кузнецкого Алатау.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 2, с. 21—34.
- Соколова Е. А. Марганценосные вулканогенно-осадочные формации в процессе становления земной коры.— В кн.: Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980, с. 24—40.
- Соловьева И. А. К проблеме неоднородности коры и верхней мантии Земли.— В кн.: Проблемы земной коры. М.: Наука, 1981, с. 71—103.
- Сорское медно-молибденовое месторождение. М.: Недра, 1976. 159 с.
- Сотников В. И., Березина А. П. Некоторые генетические особенности медно-молибденовых формаций в Алтае-Саянской геосинклинальной области.— В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1968, с. 40—47.
- Спандерашвили Г. И. Фосфориты Горной Шории.— Сов. геол., 1962, № 5, с. 58—68.
- Стерт Б., Соупер Н., Брук Л., Данинг Ф. Каледонская Европа. В кн.: Геология Европы. М.: Знание, 1981, с. 20—24.
- Стоянов С. С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.
- Стратиграфия и археоциаты нижнего кембрия Алтае-Саянской области/Журавлева И. Т., Осадчая Д. В., Кашина Л. Н. и др. М.: Наука, 1979, 215 с.
- Строение земной коры в Западной Сибири (по результатам глубинного сейсмического зондирования). Новосибирск, 1974. 83 с.
- Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований/Сологуб В. Б., Гутерх А. В., Просен Д. и др. Киев: Наукова думка, 1978. 208 с.
- Студеникин В. П. Геолого-структурные особенности Верхнетерсинского железорудного района.— Изв. Кузнецкого отдела геогр. об-ва Союза ССР. Вып. 1. Кемерово, 1972, с. 184—190.
- Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М.: Недра, 1973. 216 с.
- Суворов А. И. Проблемы пространственной и возрастной корреляции глубинных разломов.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 238—256.
- Суворова Н. П. О природе и корреляции кембрийских отложений Батеневского кряжа Кузнецкого Алатау.— Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 4, с. 878—881.

- Суворова Н. П. Обзор биостратиграфических исследований нижнего кембрия Сибири.— БМОИП. Отд. геол., 1973, вып. 1, с. 56—69.
- Сурков В. С. Строение складчатого фундамента Минусинского межгорного прогиба и юго-восточной части Западно-Сибирской плиты по геофизическим данным.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. II. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 129—136.
- Сурков В. С. Глубинная структура и приповерхностная тектоника Алтае-Саянской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1972, № 11, с. 15—25.
- Сурков В. С., Жеро О. Г., Уманцев Д. Ф. и др. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. М.: Недра, 1973. 144 с.
- Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.
- Сурков В. С., Коробейников В. П., Уманцев Д. Ф. и др. Крупномасштабная тектоническая карта западной части Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Геофизические исследования в Сибири. Новосибирск, 1974, с. 12—15.
- Сурков В. С., Коробейников В. П., Щеглов А. П. и др. Объемное тектоническое районирование складчатых поясов (основные принципы нового направления комплексного анализа геолого-геофизических данных).— В кн.: Основные проблемы геологии и геофизики Сибири. Новосибирск, 1977, с. 5—19.
- Сурков В. С., Морсин П. И. Определение мощности земной коры на основе гипотезы изостазии (на примере Алтае-Саянской складчатой области).— Геол. и геофиз., 1971, № 10, с. 63—71.
- Сурков В. С., Морсин П. И. Основные черты строения литосферы юга Сибири.— В кн.: Геофизические методы в региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1982, с. 28—35.
- Сухарина А. Н., Сажин А. И., Спандерашвили Г. И. Горношорский фосфоритосносный район.— Разведка и охрана недр, 1961, № 2, с. 10—17.
- Сучков В. П., Мамонтов Н. Ф., Ашурков В. А., Антипов М. П. Некоторые особенности тектонического строения Кондомского железорудного района по геофизическим данным.— В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруднения Алтае-Саянской складчатой области. Ч. II. Новосибирск, 1974, с. 106—119.
- Тараймович М. П., Орлов В. П. Закономерности локализации железорудных месторождений Горной Шории.— Там же, с. 84—97.
- Тарновский С. Л., Гинцингер А. Б. К обоснованию стратиграфической схемы верхне-докембрия Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1978, № 4, с. 3—9.
- Твалчрелидзе Г. А. О типах колчеданных месторождений и провинций.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10, с. 5—16.
- Тектоника Евразии/Гл. ред. Яншин А. Л. М.: Наука, 1966. 488 с.
- Тектоника Европы и смежных областей. Древние платформы, байкалиды, каледониды/Под ред. Пейве А. В., Хаина В. Е., Муратова М. В. М.: Наука, 1978. 422 с.
- Тектоника и металлогения Урала/Отв. ред. Дымкин А. М., Баклаев Я. П. Свердловск, 1980. 108 с.
- Тектоносфера Земли /Муратов М. В., Белоусов В. В., Рейснер Г. И. М.: Наука, 1978. 531 с.
- Телешев А. Е. Интрузивные комплексы района Хайлеольского железорудного месторождения.— Геол. и геофиз., 1962, № 4, с. 121—127.
- Тихонов В. И. Разломы Монголии.— В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 34—41.
- Ткаченко Н. Ф. О стратиграфии венда и нижнего кембрия центральной части Кузнецкого Алатау.— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 7. Томск, 1972, с. 50—55.
- Ткаченко Н. Ф., Ивонин И. П., Поспелов А. Г. Рифей осевой части Кузнецкого Алатау.— В кн.: Геология и металлогения протерозой-кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области (докл. науч.-техн. конференции). Новокузнецк, 1974, с. 10—11.
- Томашпольская В. Д. Стратиграфия и палеонтология кембрия Батеневского кряжа и хребта Азыр-Тал.— Автореф. канд. дис. Томск, 1964. 24 с.
- Томсон И. Н., Фаворская М. А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения. Сов. геол., 1963, № 10, с. 6—20.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970. 432 с.
- Тузев И. К. Строение земной коры северо-западного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану (в свете геофиз. данных). Автореф. докт. дис. Южно-Сахалинск, 1972. 47 с.
- Тузев И. К., Гнибиденко Г. С., Красный М. Л., Снеговской С. С. Основные черты тектоники Азиатско-Тихоокеанской активной окраины.— В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980, с. 133—141.

- Тюлюпо Б. М. О возрасте железных руд Ташелгинской группы месторождений (Горная Шория) по данным калий-аргонового метода.— В кн.: Методы определения абсолютного возраста геологических образований. М.: Наука, 1964₁, с. 40—44.
- Тюлюпо Б. М. К вопросу о связи железорудных месторождений Ташелгинской группы с магматическими породами.— Геол. и геофиз., 1964₂, № 7, с. 118—121.
- Тюлюпо Б. М. Минералогия и вопросы генезиса магнетитовых месторождений осевой зоны Кузнецкого Алатау. Автореф. докт. дис. Томск, 1969. 37 с.
- Тюлюпо Б. М., Летувнинкас А. И. Проявления метаморфизма в метасоматических магнетитовых месторождениях осевой зоны Кузнецкого Алатау.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 6, с. 60—70.
- Уманцев Д. Ф. Плотность горных пород структурно-формационных зон Алтае-Саянской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1972, № 10, с. 105—112.
- Унксов В. А. Алтае-Саянская складчатая область.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 2. Тектоника. М.: Госгеолтехиздат, 1958, с. 126—140.
- Унксов В. А. Особенности развития каледонид юга Средней Сибири.— В кн.: Каледонская орогенция. М.: Наука, 1960, с. 37—46.
- Усов М. А. Тельбесский железорудный район. Историко-геологический очерк.— В кн.: Изв. Сиб. отд. Геол. Комитета, Томск, 1927, т. VI, вып. 5, с. 1—78.
- Усов М. А. Тельбесская группа железорудных месторождений.— В кн.: Минерально-сырьевая база КМК. Томск, 1933, с. 28—45.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск: Изд-во ЗСГРТ, 1936. 209 с.
- Усов М. А. Железорудные месторождения Западно-Сибирского края.— В кн.: Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 161—179.
- Фаворская М. А., Виноградов Н. В. Особенности структурного положения и магматизма крупных золоторудных узлов.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1980, № 6, с. 82—95.
- Фацин метаморфизма /Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. М.: Недра, 1970. 432 с.
- Федынский В. В., Ващилов Ю. Я. О слоисто-блоковой модели литосферы.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 6, с. 1180—1182.
- Федынский В. В., Ващилов Ю. Я. Слоисто-блоковое строение литосферы.— В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980, с. 37—44.
- Федянина Е. С. Палеонтологическое обоснование среднекембрийских отложений Кондомского железорудного района.— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 14. Томск, 1979, с. 56—62.
- Фогельман Н. А., Бородаевская М. Б. О связи гидротермального золотого оруденения с магматическими комплексами в различных геотектонических провинциях СССР.— В кн.: Геология, закономерности размещения и методы изучения месторождений золота. М., 1967, с. 127—148.
- Фоминский В. И. Структурно-фациальные зоны продуктивной толщи Горно-Шорского фосфоритоносного бассейна.— В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1970, с. 145—171.
- Фоминский В. И. Фосфоритоносность венда Мрасского антиклинория (Алтае-Саянская складчатая область).— В кн.: Генезис и закономерности размещения фосфоритов. М.: Наука, 1974, с. 44—77.
- Фосфоритоносность древних отложений Алтае-Саянской складчатой области/Красильникова Н. А., Гуревич Б. Г., Шмелькова Ю. Ф. и др. М., 1968. 150 с.
- Фосфоритоносные формации юга Сибири/Ред. Казаринов В. П., Красильникова Н. А. Красноярск, 1972. 223 с.
- Фосфориты и апатиты Сибири/Отв. ред. Казаринов В. П., Красильникова Н. А. Новосибирск: Наука, 1980. 232 с.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И., Моисеенко Ф. С. Некоторые закономерности в строении и развитии земной коры по геофизическим данным на примере Сибири и Дальнего Востока.— В кн.: Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968, с. 25—32.
- Фотиади Э. Э., Иванкин П. Ф., Сурков В. С. и др. Связь структурных и металлогенических зон Алтае-Саянской области с глубинным строением земной коры.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наукова думка, 1974, с. 52—63.
- Фотиади Э. Э., Сурков В. С., Гришин М. П., Жеро О. Г. Региональные геофизические исследования строения земной коры Сибири.— Геол. и геофиз., 1978, № 1, с. 90—95.
- Хаин В. Е. Важнейшие типы геосинклиналиного развития.— Докл. АН СССР, 1951, т. 81, № 3, с. 453—456.
- Хаин В. Е. Анализ формаций как метод палеотектонических исследований.— БМОИП. Отд. геол., 1959, т. 34, вып. 2, с. 3—17.
- Хаин В. Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры.— Изв. высших учеб. заведений. Геол. и разведка, 1963, № 3, с. 13—29.

- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1974. 548 с.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 510 с.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.
- Хаин В. Е. Учение о геологических формациях на современном этапе. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 11, с. 5—18.
- Халевин Н. И. Элементы глубинного строения Урала.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наукова думка, 1971, с. 109—115.
- Халевин Н. И. Глубинное строение Урала и сопредельных регионов по геофизическим данным.— Геотектоника, 1972, № 6, с. 65—78.
- Халевин Н. И., Таврин И. Ф., Кузнецов А. А. Характеристика разрывных нарушений Урала (по геофизическим данным).— Геотектоника, 1969, № 5, с. 66—75.
- Хамрабаев И. Х., Кензин И. А., Бутовская Е. М. Основные геологические элементы и их связь с глубинным строением Узбекистана.— В кн.: Глубинное строение земной коры Узбекистана по геолого-геофизическим исследованиям (западная часть Южного и Среднего Тянь-Шаня). Ташкент: Фан, 1971, с. 251—258.
- Хамрабаев И. Х., Кошлаков Г. В. Районирование территории Средней Азии по типам строения земной коры.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977, с. 175—184.
- Хачатурян Э. А. Основные закономерности в распределении железорудных месторождений и проявлений в Армянской ССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 407—415.
- Хачатурян Э. А. Минералогия, геохимия и генезис руд колчеданной формации Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1977. 318 с.
- Херасков Н. Н. Формации и начальные стадии геосинклинали развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. 119 с.
- Херасков Н. П. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 14—91.
- Хисамутдинов М. Т. Типы структурно-металлогенетических зон Чингиз-Тарбагатайской эвгеосинклиналиной зоны.— Сов. геол., № 7, 1979, с. 86—95.
- Ходяк Ю. А., Рахманов В. П., Ероцев-Шак В. А. Месторождения марганца Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1966. 107 с.
- Хоментовский В. В. Геологическое строение и история развития Восточно-Уральского антиклинария на Среднем Урале. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 70 с.
- Хоментовский В. В. Структурно-фациальные зоны нижнего кембрия и рифея юго-западного обрамления Сибирской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 10, с. 42—49.
- Хоментовский В. В. Формации структурно-фациальных зон Юго-Западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 7—87.
- Хоментовский В. В. Основные вопросы корреляции нижнекембрийских отложений Саяно-Алтайской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1964, № 4, с. 3—18.
- Хоментовский В. В. Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 271 с.
- Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якшин М. С., Бутаков Е. П. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.
- Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якшин М. С. Поздний докембрий южного обрамления Сибирской платформы.— В кн.: Корреляция докембрия. Т. 2. М.: Наука, 1977, с. 172—183.
- Хомичев В. Л. Тектоно-магматическое развитие Кузнецкого Алатау.— В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской области. Новосибирск, 1971, с. 37—43.
- Хомичев В. Л. Структура и генезис Сорского молибденового месторождения.— В кн.: Новые данные по петрологии и геохимии магматических и метаморфических пород рудных районов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1973, с. 5—14.
- Хомичев В. Л. Формы связи медно-молибденового оруденения с магматизмом.— Сов. геол., 1979, № 2, с. 74—81.
- Хомичев В. Л., Сольцман А. Е. Состав геосинклиналиных отложений в подвижных и блоковых зонах восточного склона Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1980, № 8, с. 114—124.
- Хомичев В. Л., Хомичева Е. С., Сольцман А. Е. Агаскырское молибденовое месторождение (Кузнецкий Алатау).— Геол. рудных месторожд., 1978, № 2, с. 27—39.
- Хомичев В. Л., Шабалина Е. С. Зональность штокервового кварц-молибденитового оруденения восточного склона Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1974, № 10, с. 75—82.
- Хорева Б. Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 207 с.
- Хренов П. М. Скрытые зоны глубинных разломов складчатых областей и платформ (на примере юга Восточной Сибири).— В кн.: Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогенетическое значение. М.: Наука, 1974, с. 5—38.

- Царев Д. И. Вулканические породы района Богградского моста (Батеневский кряж).— Изв. Томского политехн. ин-та, 1967₁, т. 167, с. 61—66.
- Царев Д. И. Вулканизм района рудника Юлии (Батеневский кряж Кузнецкого Алатау). Автореф. канд. дис. Томск, 1967₂, 22 с.
- Царев Д. И. Трещинные вулканические аппараты района рудника Юлии (Батеневский кряж).— Изв. Томского политехн. ин-та, 1969, т. 196, с. 77—80.
- Цибульчик Г. М. О годографах сейсмических волн и строении земной коры Алтае-Саянской области.— В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1967, с. 159—169.
- Червяковский Г. Ф., Таврин И. Д., Ярош А. Я. и др. Широкие и субширотные структуры Урала.— Сов. геол., 1966, № 11, с. 35—43.
- Чернов Б. С. Структура Ипчульского молибденового месторождения в Хакасии.— Геол. рудных месторожд., 1963, № 3, с. 49—59.
- Чернова Е. С. Об особенностях строения и развития геосинклинальных структур Урало-Монгольского пояса в палеозое (в пределах СССР).— Изв. высших учеб. заведений. Геол. и разведка, 1978, № 4, с. 13—20.
- Чураков А. Н. Теоретические предпосылки для поисков новых месторождений железных руд в южной части средней Сибири.— Вестник Главного геол. развед. упр., 1931, № 3—4, с. 47—52.
- Чураков А. Н. Кузнецкий Алатау. История его геологического развития и его геохимические эпохи. Л.: Изд-во АН СССР, 1932. 118 с.
- Чураков А. Н. История геологического развития южной части средней Сибири от середины протерозойской эры до наших дней. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1935. 30 с.
- Шарапов В. Н., Каминская В. И. Генетические особенности метасоматических железорудных месторождений Тельбесского и Кондомского районов Горной Шории.— В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М.: Наука, 1967, с. 115—123.
- Шарловская Л. А. Некоторые результаты совместного анализа гравитационных и магнитных аномалий в задаче тектонического районирования Алтае-Саянской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1974, № 7, с. 87—94.
- Шатский Н. С. О длительности складкообразования и фазах складчатости.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1951, № 1, с. 15—53.
- Шатский Н. С. Фосфоритносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам. Вып. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 7—100.
- Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3—23.
- Шатский Н. С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 5—15.
- Шепель А. Б. Геологическое строение и основные черты петрологии Ташелгинского железорудного поля Кузнецкого Алатау. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1972. 32 с.
- Шер С. Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М.: Недра, 1972. 296 с.
- Шер С. Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М.: Недра, 1974. 256 с.
- Шер С. Д., Рожков И. С., Васильченко С. Ф. Размещение месторождений золота в геотектонических провинциях Земли.— В кн.: Геология, закономерности размещения и методы изучения месторождений золота. М., 1967, с. 22—44.
- Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.
- Шехоркина А. Ф. Формации и рудоносность нижнего кембрия хребта Джагды (Хабаровский край). М.: Наука, 1976. 200 с.
- Шипицын В. А. Венд (юдомий) восточного склона Кузнецкого Алатау.— В кн. Геология и полезные ископаемые Сибири. Т. I. Томск, 1974, с. 177—178.
- Ширай Е. П. Вулканогенные формации с медноколчеданным рудением в истории развития земной коры.— Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 2, с. 408—411.
- Широкова Е. В., Репина Л. Н. Тюрим-Ефремкинский опорный разрез кембрия в Кузнецком Алатау.— В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, 1964, с. 60—89.
- Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.
- Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М.: Мир, 1968. 255 с.
- Штрейф Н. А. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 55—63.
- Щеглов А. П., Степанова М. В., Богнибова Р. Т., Исаков В. М. Возраст чингинской свиты северного склона Западного Саяна. — В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1967, с. 150—153.
- Щерба Г. Н., Колмогоров Ю. А., Куминова М. В., Мирошниченко П. А. О глубинных подвижных зонах центрального Казахстана.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1962, вып. 1 (46), с. 8—22.

- Щербаков Ю. Г. О структурно-фациальных зонах в кембрии Горной Шории.— Информ. бюл. ЗСГУ, 1958, с. 4.
- Щербаков Ю. Г. Новые данные о геологическом строении Горной Шории.— Геол. и геофиз., 1961, № 6, с. 61—73.
- Щербаков Ю. Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск, 1974. 278 с.
- Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Минусинской котловины и прилегающих частей Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна.— В кн.: Очерки по геологии Сибири. Вып. 4. Л.: Изд-во АН СССР, 1932. 59 с.
- Юдин Н. И., Гуревич Б. Г., Краспльникова Н. А. и др. Литология фосфоритоносных отложений Сибири.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т. III. М.: Наука, 1970, с. 10—17.
- Яковлев Г. Ф., Гончарова Т. Я., Демин Ю. И. Доорогенный магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Рудного Алтая.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. М.: Наука, 1978, с. 117—124.
- Якубов Д. Х., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Региональные разломы Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1976. 146 с.
- Янов Э. Н. Тектоника Саяно-Алтайской складчатой области.— Сов. геол., 1966, № 8. с. 38—51.
- Янин А. Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях.— БМОИП. Отд. геол., 1973, т. 48, № 2, с. 9—44.
- Ярошевич В. М. О структурно-фациальных зонах кембрия восточного склона Кузнецкого Алатау.— Докл. АН СССР, 1958, т. 121, № 2, с. 350—353.
- Ярошевич В. М. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Батеневского кряжа, хребта Азыр-Тал и бассейна реки Белый Июс (восточный склон Кузнецкого Алатау). Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1962. 186 с.
- Ярошевич В. М. О верхнем докембрии Западного Саяна.— Геол. и геофиз., 1971, № 7, с. 122—124.
- Ярошевич В. М. О находках спикул губок в вулканогенном комплексе позднего докембрия — раннего кембрия Западного Саяна.— В кн.: Кембрий Алтай-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1980, с. 116—130.
- Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 245 с.
- Яшин В. Д. Закономерности размещения рудных тел Казского месторождения в литолого-стратиграфическом разрезе.— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 14. Томск, 1979, с. 19—25.
- Higgins M. W. Superimposition of folding in the northeastern Maryland Piedmont and its bearing on the history and tectonics of Central Appalachians.— Amer. J. Sci. 1973, v. 273-A, p. 150—196.
- Odom A. L., Fullagar P. D. Geochronological and tectonic relationship between the Inner Piedmonte, Brevard Zone, and Blue Ridge belts North Carolina.— Amer. J. Sci., 1973, v. 273-A; p. 133—149.
- Pilot J. Geologische Zeit und radioaktives Alter.— Zeitschrift für Geologische Wissenschaften. Grundprobleme der Geologi. Bd. I. Berlin, 1979. H. 1, S. 163—172.
- Rodgers J. Latest Precambrian (Post-Grenville) rocks of the Appalachian region.— Amer. J. Sci., 1972, v. 272, № 6, p. 507—520.
- Stille H. Die Kaledonische Faltung Mitteleuropas im Bilde der gesamteuropäischen.— Ebenda, 1948, N 100, S. 223—266.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Состояние изученности и методы исследования проблемы	5
Глава 2. Структурно-формационные зоны и подзоны	8
Золотокитатско-Кондомская зона	—
Тельбесско-Бийская зона	18
Мартайгинско-Верхнелебедская зона	20
Абаканская зона	25
Мрасско-Батеневская зона	28
Глава 3. Главные типы геосинклинальных тектонических структур и история их развития	33
Складчатые структуры	—
Разрывные структуры	40
Глава 4. Глубинное строение земной коры и связь с ним главных типов геосинклинальных тектонических структур	45
Глава 5. Закономерности размещения полезных ископаемых	51
Месторождения железных руд	—
Месторождения марганцевых руд	57
Месторождения фосфоритовых руд	60
Месторождения золотых руд	63
Месторождения молибденовых руд	66
Заключение	71
Литература	77

Лев Васильевич Алабин

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Ответственный редактор Всеволод Владимирович Хоментовский

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства Ю. М. Ключников
Художник Ю. Л. Сокольников
Художественный редактор В. Н. Желмин
Технический редактор А. В. Сурганова
Корректоры Е. Н. Зимина, И. А. Литвинова

ИБ № 23033

Сдано в набор 29.01.82. Подписано к печати 02.03.83. МН-07509. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 3. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 9,1. Усл. кр.-отт. 9,6. Уч.-изд. л. 10. Тираж 1000 экз. Заказ № 38. Цена 1 р. 50 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография изд-ва «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.