

Г. Г. ЛЕПЕЗИН

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ
КОМПЛЕКСЫ
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ
ОБЛАСТИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

В ы п у с к 398

Г. Г. ЛЕПЕЗИН

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ
КОМПЛЕКСЫ
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Ответственный редактор
акад. *В. С. Соболев*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1978

УДК 553:769

Монография является первой сводкой по метаморфическим комплексам Алтае-Саянской складчатой области, включающей Восточный и Западный Саяны, Туву, Кузнецкий Ала-тау, Горную Шорию, Алтай и Салаир. В ней представлены данные по минералогии и минеральным ассоциациям метаморфических пород; сведены результаты радиологического датирования. Обсуждаются вопросы возраста, этапности и продолжительности метаморфических процессов отдельных комплексов. Отмечены общие закономерности метаморфизма региона (временные и пространственные особенности распределения фаций и фациальных серий и роль при этом разломов и т. д.), выделены типы метаморфических комплексов, дан сравнительный их анализ с оценкой перспектив на полезные ископаемые, главным образом на высокоглиноземистое сырье.

Книга представляет интерес для петрографов, тектонистов и других специалистов, занимающихся изучением метаморфических толщ складчатых областей.

Метаморфизм Алтае-Саянской складчатой области привлекал и привлекает внимание многих исследователей, хотя в отличие от стратиграфии, тектоники и магматизма начал изучаться сравнительно недавно. Метаморфиты занимают здесь около 50% территории региона (табл. 1). Они представляют теоретический и практический интерес, поэтому требуют всестороннего и детального изучения.

В настоящем обобщении предпринята попытка свести по возможности весь имеющийся по этому вопросу материал, включая результаты личных исследований, литературные и доступные фондовые источники. Автором специально картировались с отбором проб, образцов и последующим их анализом Терсинский (реки Ниж. и Ср. Терсь, Пр. Крестовка, Александровка, Андреевка), Томский (разрез по р. Томь), Телецкий (район Телецкого озера и по р. Кара-Кудюр), Тонгулакский (Курайский и Тонгулакский хребты, водоразделы рек Башкауз, Ниж. Ильдугем, Кубадру, Келескелу, Рахомысты и др.), Чулышманский (хр. Чихачева, верховье р. Бугузун и др.), Катунско-Чуйский (хр. Катунский и Сайлюгем), Теректинский (разрез по р. Катунь и ее притокам), Джебашский (Усинский тракт, Сабинский хребет, разрезы по рекам Енисей, Она, Юнь-Джебаш, Бирик-Джебаш, Уртенъ и др.) и Сангиленский (район Ара-Булак — Марат — Качик, водоразделы рек Эрзин, Улор, Боян-Кол, Морен, Солчер, Тарлышкин-Хем, разрез по р. Нарын и др.) выступы, а также метаморфические породы в обрамлении Белокурухинского гранитного массива и Чаустиновское месторождение дистена, «гранатовые амфиболиты» Чаган-Узуна, глаукофановые сланцы уймонской (Теректинский выступ) и аккольской (Куртуши-

Т а б л и ц а 1

Степень распространенности неметаморфизованных (терригенных, вулкано-генных и карбонатных), метаморфических и магматических пород в пределах Алтае-Саянской складчатой области, %. (Общая площадь региона 688 750 км²)

Породы	В герцинидах	В каледонидах	В байкалидах	В целом по региону
Неметаморфизованные	48,1	30,8	11,9	29,2
Метаморфические	37,7	45,3	56,7	46,5
Из них метаморфизованные в условиях фаций:				
пренит-пумпеллиитовой	27,1	23,7	5,9	20,6
зеленосланцевой	10,0	19,5	23,2	19,1
эпидот-амфиболитовой	0,6	2,0	15,3	4,4
амфиболитовой	0,0	<0,1	10,2	2,0
двупироксеновой	0,0	0,0	2,1	0,4
Магматические	14,2	23,9	31,4	24,3
граниты	13,8	23,1	30,9	23,6
габбро и гипербазиты	0,4	0,8	0,5	0,7

бинский антиклинорий — разрез по р. Аккол) свит. Кроме того, просмотрено большое количество шлифов из коллекций А. В. Абрамова (кувайская серия Восточного Саяна), А. Ф. Белоусова (рифей — кембрий Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Салаира и Горного Алтая), В. В. Велинского, В. В. Зайкова, В. М. Исакова, В. П. Коробейникова (верхний рифей — венд — кембрий Западного Саяна и Тувы), геологов Тувинской экспедиции и Западно-Сибирского геологического управления. Общая схема изученности рассматриваемой территории представлена на рис. 1.

В монографии дана схема тектоно-метаморфического районирования региона и изложены принципы расчленения метаморфических толщ по *T* и *P*, описаны метаморфические комплексы (их геологическое положение, литологический состав слагающих пород, минеральные ассоциации, условия метаморфизма, возраст осадконакопления, возраст метаморфизма и т. д.) соответственно фундамента Сибирской платформы, байкалит, каледонид, герцинит и их минералогия (всего приведено 586 химанализов, из которых на гранаты приходится 340, кордиериты — 66, амфиболы — 71, биотиты — 72, прочие — 37). Метаморфиты сопост и с метаморфическими комплексами Азиатского континента в целом, выделены их типы; рассмотрены временные и пространственные закономерности распределения фаций и фациальных серий и роль при этом разломов; проблема продолжительности метаморфических процессов и пути ее решения; радиологические, минералогические и геологические возможности фиксации этапов метаморфизма; строение земной коры (с учетом геофизических данных); определены перспективы некоторых комплексов на полезные ископаемые и в первую очередь на высокоглиноземистое сырье и мусковит.

Предлагаемую монографию можно воспринимать и как самостоятельное исследование, и как расширенный вариант объяснительной записки к «Карте метаморфических фаций Алтае-Саянской складчатой области» (Лепезин, 1976). При работе над ней автор постоянно пользовался консультациями и советами академика В. С. Соболева и кандидата геолого-минералогических наук Д. И. Мусатова. Отдельные аспекты по метаморфизму, тектонике, магматизму и др. вопросам обсуждались с академиками В. А. Кузнецовым и Ю. А. Кузнецовым, докторами и кандидатами геологических наук А. В. Абрамовым, А. Ф. Белоусовым, В. Б. Василенко, В. И. Васильевой, В. В. Велинским, И. М. Волоховым, Н. Л. Добрецовым, А. М. Дымкиным, И. П. Ивоиным, В. М. Исаковым, В. П. Коробейниковым, Б. Н. Лапиным, К. Б. Кепежинским, А. И. Летувнинским, В. Н. Меленевским, С. В. Мельгуновым, А. С. Митропольским, Ф. П. Митрофановым, Л. А. Михалевой, В. М. Моралевым, Г. В. Пинусом, Г. В. Поляковым, Г. Л. Поспеловым, В. В. Ревердатто, Н. В. Роговым, А. И. Родыгиным, В. А. Скуридиным, В. С. Сурковым, Б. М. Тюлюпо, Д. Ф. Уманцевым, Л. В. Фирсовым, В. Я. Хильтовой, В. В. Хлестовым, А. Б. Шепелем, А. П. Щегловым.

Составление карт и чертежные работы выполнены в картсекторе Института геологии и геофизики СО АН СССР в основном инженером-картографом Л. С. Гудкиной под руководством В. К. Кириллова и Л. А. Паниной.

Всем упомянутым лицам автор приносит искреннюю благодарность.

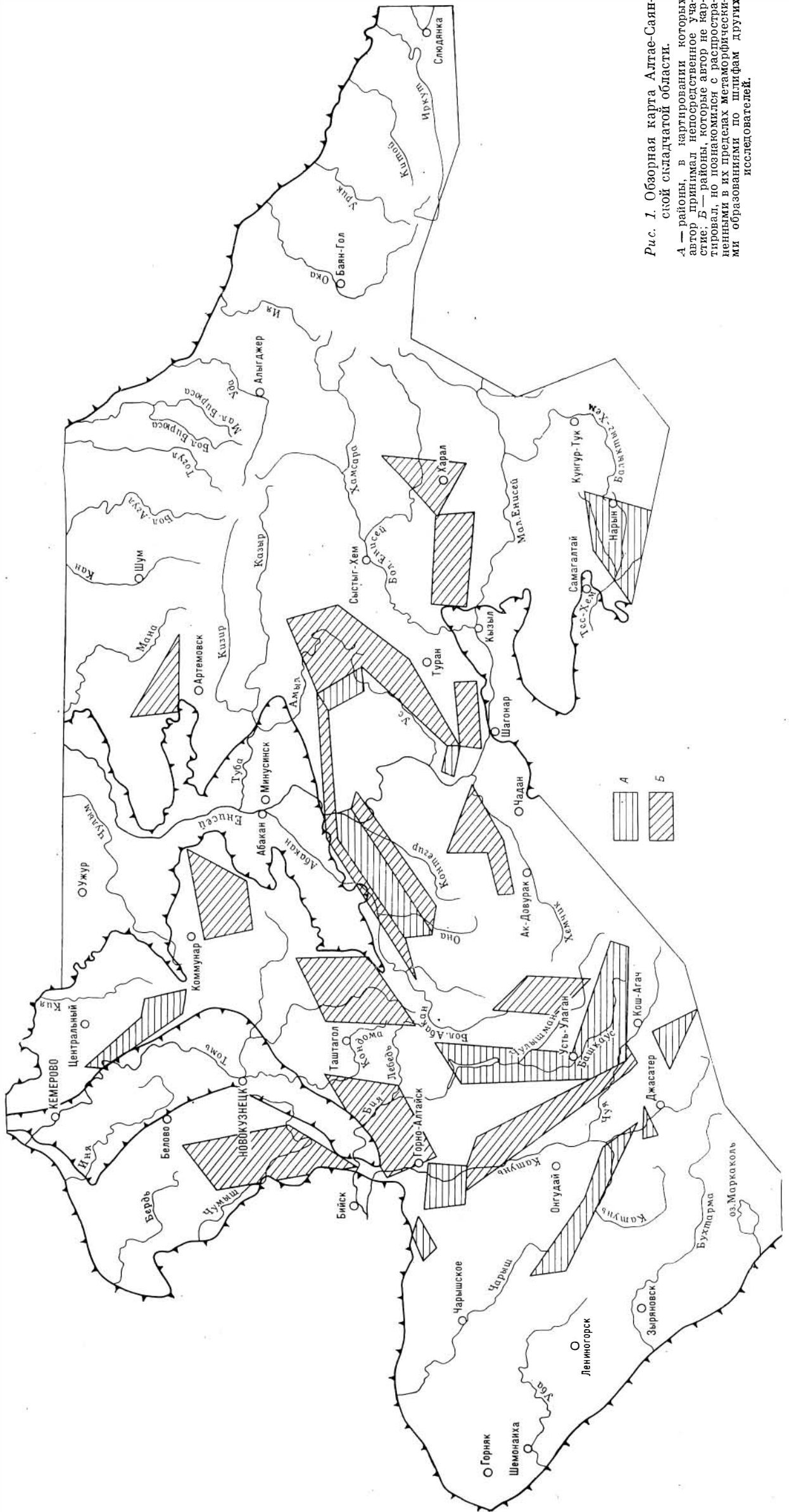


Рис. 1. Обзорная карта Алтае-Саянской складчатой области.

А — районы, в картировании которых автор принимал непосредственное участие; Б — районы, которые автор не картировал, но позначил с распространением в их пределах метаморфических образований по шифрам других исследователей.

**СПИСОК
СОКРАЩЕНИЙ НАЗВАНИЙ МИНЕРАЛОВ, ПРИНЯТЫХ В КНИГЕ**

Аб — альбит	Ка — кальцит	Рн — ромбический пироксен
Акт — актинолит	Каол — каолинит	Рут — рутил
Альм — алмаз	Карб — карбонат	Сер — серицит
Амф — амфибол	Кв — кварц	Серп — серпентин
Анд — андалузит	Корд — кордиерит	Сил — силлиманит
Андр — андрадит	Кпш — калиевый полевой шпат	Скп — скаполит
Ант — антофиллит	Крн — корунд	Спес — спессартит
Ап — апатит	Крос — кроссит	Ст — ставролит
Ар — арагонит	Кгм — клиногумит	Стил — стильбит
	Кум — куммингтонит	Стил — стильбит
	Кц — клиноцоизит	Субгл — субглаукофан
Бп — биотит	Лавс — лавсонит	Сф — сфен
Вол — волластонит	Лейк — лейкоксен	Тал — тальк
Гем — гематит	Ми — микроклин	Тр — тремолит
Гип — гиперстен	Мп — моноклиновый пироксен	Турм — турмалин
		Фа — фаялит
Гл — глаукофан	Мт — магнетит	Фл — флогопит
Гр — гранат	Му — мусковит	Хнас — хнастолит
Грос — гроссуляр	Ол — оливин	Хл — хлорит
Грф — графит	Олг — олигоклаз	Хлм — хлоромеланит
Ди — диопсид	Пар — парагонит	Хлт — хлоритовид
Дис — дистен	Пир — пирофиллит	Цо — цоизит
До — доломит	Пл — плагноклаз	Шп — шпинель
Жед — жедрит	Прен — пренит	Эп — эпидот
Жд — жадеит	Пумп — пумпеллит	
Ил — ильменит	Пьем — пьемонтит	

К ВОПРОСУ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И ПРИНЯТЫЕ В РАБОТЕ ПРИНЦИПЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ

Существуют разные принципы тектонического районирования. В настоящей работе использован принцип расчленения региона по возрасту завершающей складчатости. Он же ранее был применен и при обобщении материалов по метаморфизму Азиатского континента в целом (Карта метаморфизма Азии, 1978; Метаморфические комплексы Азии, 1977).

Метаморфиты Алтае-Саянской складчатой области мы объединяем в четыре основные группы: а) метаморфические комплексы краевого поднятия фундамента Сибирской платформы; б) метаморфические комплексы байкалид; в) метаморфические комплексы каледонид; г) метаморфические комплексы герцинид. Далее среди байкалид, каледонид и герцинид выделяются метаморфические комплексы фундамента и собственно их геосинклинального этажа. По-видимому, идея такого расчленения вряд ли может подвергаться сомнению. Проблема заключается лишь в том, правильно ли классифицированы конкретные структуры. Например, Канская глыба одними исследователями включается в краевое поднятие фундамента Сибирской платформы, другими — в байкалиды. Вместе с тем, если учесть ее слабую общую изученность, а соответственно и простоту парагенезисов, то с точки зрения метаморфизма эти неопределенности, по крайней мере в настоящее время, не имеют принципиального значения. То же можно сказать и о Салаире, метаосадки которого по минеральным ассоциациям практически ничем не отличаются от одновозрастных образований Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Тувы. В других случаях вопрос отнесения того или иного комплекса в ту или иную группу является более сложным.

Детализация метаморфических толщ по *P* и *T* осуществлялась путем выделения фаций, субфаций и фациальных серий. Этот метод был использован ранее при составлении карт СССР, Европы и Азии (Карта метаморфических фаций СССР, 1966; Metamorphic Map of Europe, 1973; Карта метаморфизма Азии, 1978). Позднее мы раскроем его содержание. Здесь же отметим, что он максимально объективен, так как базируется на однозначно определяемых критериях.

ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИКЕ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Особенности тектонического строения Алтае-Саянской складчатой области и вопросы ее районирования обсуждались в работах многих исследователей (Кузнецов, 1952, 1954, 1963, 1966; Унксов, 1958; Белостоцкий и др., 1959; Мелещенко и др., 1960; Янов, 1966; Красильников, 1966; Иванкин, Щеглов, 1971; Сурков и др., 1973). Они же с разной степенью детальности отражены также на Тектонических картах СССР масшта-

бов 1 : 5 000 000 (1956), 1 : 10 000 000 (1961), 1 : 2 500 000 (1965), Тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000 (1966) и в объяснительных записках к ним.

По В. А. Кузнецову, Алтае-Саянская складчатая область — это гетерогенное складчатое сооружение, прошедшее многоэтапное и полициклическое развитие. В структурной ее эволюции им выделены байкальский (протерозойский), каледонский и герцинский этапы складчатости. При этом в зону байкалид включены осевая часть и северо-восточные склоны Восточного Саяна, а также восток-юго-восток Тувы: Дербинский, Билинский

Каледониды по занимаемой площади в регионе преобладают. Они предполагаются западнее байкалид и расчленены на салаириды (ранние каледониды) и собственно каледониды. К салаирскому этапу стабилизации отнесены структуры западных и юго-западных склонов Восточного Саяна, предположительно фундамента Минусинских котловин, Кузнецкого Алатау и Горной Шории, некоторых районов Горного Алтая (Бийский, Катунский и Баратальский горстовые массивы) и Тувы (хр. Восточный Танну-Ола, Хамсаринский и т. д.), к собственно каледонскому — Горного Алтая и почти всего Западного Саяна.

В пределах развития позднекембрийских-нижнепалеозойских отложений В. А. Кузнецовым отмечаются выходы метаморфитов докембрия — Теректинский, Томский и Джебашский выступы. Обращается также внимание на то, что геосинклинальный комплекс по составу слагающих толщ неоднороден и может быть расчленен на структурно-формационные зоны с преобладанием карбонатных, вулканогенно-карбонатных, эффузивно-кремнисто-сланцевых и флишеидных метаосадков.

И наконец, герцинскими считаются Томь-Кольваньская, Салаирская, Ануйско-Чуйская, Калбинская и Рудноалтайская зоны.

В 1958 г. опубликована тектоническая схема В. А. Унксова, на которой в рассматриваемом регионе показаны структуры раннекаледонской (Восточный Саян, Восточная Тува, Кузнецкий Алатау, фундамент Уйменско-Лебедского синклиория, Рыбинской и Минусинской впадин, Катунский выступ), позднекаледонской (Западный Саян, Горный Алтай) и герцинской (Рудный Алтай, Калба-Нарымская и Томь-Кольваньская зоны) складчатости.

На тектонической схеме, составленной И. И. Белостоцким с соавторами (1959), в Алтае-Саянской области выделено пять этапов тектонических движений — складчатости: первый — байкальский (граница докембрия и кембрия) — проявился в Восточном Саяне и Восточной Туве; второй — салаирский (конец кембрия — начало ордовика) — охватывает Западную и Центральную Туву, юго-западные районы Восточного Саяна, фундамент Минусинских впадин, Кузнецкий Алатау и Горную Шорию, Катунский антиклинорий, а также северные и южные склоны Западного Саяна; третий — каледонский (силурийский) — привел к образованию складчатых сооружений Горного Алтая и Западного Саяна; четвертый и пятый соответственно имели место на границе девона и карбона и в верхнем палеозое (Ануйско-Чуйская, Салаирская, Калба-Нарымская и Томь-Кольваньская зоны). Подчеркивается, что при движении от Сибирской платформы на запад, т. е. в глубь геосинклинальной области, складчатость становится все более молодой, иными словами, происходит ее миграция во времени и пространстве.

При тектоническом районировании В. С. Мелещенко с соавторами (1960) выделили шесть структурных этажей, а позднее Э. Н. Янов (1966) —

* Шарыжалгайский выступ, Бирюсинская и Канская глыбы рассматриваются составными частями краевого поднятия фундамента Сибирской платформы.

пять структурных комплексов: комплекс структур фундамента — он сформировался в протерозое до заложения Алтае-Саянской геосинклинальной области и включает Тувинский срединный массив, Теректинский, Прителецкий, Чулышманский, Джебашский, Томский, Дербинский, Канский, Окинский выступы, комплекс геосинклинальных структур (приходится на протерозой — силур), комплекс переходных структур (девон — пермь), комплекс квазиplatformенных структур (триас — мел) и структурный комплекс активации (с позднего мела до настоящего времени).

В 1966 г. вышли из печати «Карта тектоники Евразии» масштаба 1 : 5 000 000 и объяснительная записка к ней (Тектоника Евразии, 1966) под редакцией А. Л. Яншина. В этой работе в пределах региона выделены области байкальской (Восточный Саян: Шарыжалгайский выступ, Канская, Бирюсинская, Бельско-стухами фундамента байкалит, Дербинский антиклинорий, Хамар-Дабанский массив, Олотский и Урикско-Ийский грабены и другие структуры), раннекаледонской — включает преимущественно толщи рифейского возраста (внутренние участки Сангиленского массива, ядра некоторых структур Восточной Тувы, сводовую часть Джебашского антиклинория, Батеневско-Беллыкскую зону, западные районы Кузнецкого Алатау и Горной Шории, Катунский и Бийский горсты в Горном Алтае), позднекаледонской (Западный Саян и прилегающие участки Тувы, а также Теректинский, Холзунский и Чуйский хребты в Горном Алтае) и герцинской (Салаир, Томь-Кольванская зона, Рудный Алтай и Ануйско-Чуйский шрогиб) складчатостей.

В том же году была опубликована монография Б. Н. Красильникова, где автор для Алтае-Саянской складчатой области предлагает выделять три этапа ее развития: докембрийский (Восточный Саян, Горная Шория и Кузнецкий Алатау), нижнепалеозойский (Горный Алтай) и средне-, верхнепалеозойский (Обь-Зайсанская зона). Здесь за основу расчленения принят возраст заложения геосинклинали.

Тектонике и глубинному строению региона посвящена работа В. С. Суркова с соавторами (1973). На прилагаемой к ней тектонической карте выделены складчатые системы байкалит, салаирид, каледонид и герцидид. При этом байкальскими считаются структуры Восточного Саяна (Дербинский антиклинорий, Канская и Бирюсинская глыбы и т. д.), юго-востока Тувы (нагорье Сангилен), салаирскими — Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Салаира, каледонскими — Западного Саяна и южной части Горного Алтая, герцинскими — Калба-Нарымской и Томь-Кольванской зон.

Среди имеющихся вариантов тектонического районирования особняком стоит схема Д. И. Мусатова и Ю. М. Мальцева, приложенная к «Карте метаморфических фаций Алтае-Саянской складчатой области» (Лепезин, 1976). Здесь расчленение проведено по типам земной коры на начало геосинклинального режима и по типам тектонического развития структур на конец собственно геосинклинального этапа.

Помимо работ, освещающих строение региона в целом, имеется также ряд публикаций, затрагивающих тектонику Восточного Саяна (Молчанов, 1934; Обручев, 1949; Зайцев, 1954, 1960; Мусатов, Тарков, 1959; Мусатов, 1964; Хоментовский, 1960; Додин, 1961; Предтеченский, 1961; Шамес, 1962; Берзин, 1967; Парфенов, 1967; Павлов, Парфенов, 1973; Дибров, 1958, 1966, 1974; и др.), Западного Саяна (Баженов, 1934; Казаков, 1961; Щеглов, 1961; Богацкий, 1961; Зоненшайн, 1963; Коробейников, Исаков, 1965; Коробейников, 1971; Херасков, 1970, 1975; и др.), Тувы (Кузнецов, 1949; Кудрявцев, 1966), Кузнецкого Алатау и Горной Шории (Скобелев, 1963, 1967; Моссаковский, 1963; Ивонин, 1971), Салаира (Фомичев, Алексеев, 1961), Горного Алтая (Белостоцкий, 1956, 1961; Нехоршев, 1958, 1966; Пожарисский, 1960; Дергунов, 1967; Родыгин, 1968; Сенников, 1969; Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969; и др.).

Несмотря на многообразие существующих вариантов тектонического районирования Алтае-Саянской складчатой области, между ними, тем не менее, имеется много общего. Практически все исследователи признают многоэтапность развития региона, складчато-глыбовый и гетерогенный характер его строения. Многие также обращают внимание на последовательную миграцию с востока на запад более молодых складчатых сооружений. Имеющиеся разногласия касаются в основном границ области выделения салаирид, возраста отдельных структур и т. д. Однако наиболее принципиальными все-таки следует считать расхождения в определении типа земной коры основания геосинклинальных систем каледонид.

По В. А. Кузнецову, «на раннем салаирском этапе развития Алтае-Саянской области ее ложем была кора океанического типа с относительно тонкой и локально развитой сиалической оболочкой при неглубоком залегании перидотитового субстрата, или верхней мантии» (Кузнецов, 1966, с. 49). По мнению других исследователей, раннепалеозойская геосинклиналь залегает на погребенном докембрийском (байкальском) фундаменте (Белостоцкий, 1956; Моссаковский, 1963; Иванкин, Щеглов, 1973; и др.). По-видимому, решение данной проблемы не может считаться корректным, если не учитывать при этом роль и значение докембрийских комплексов. Есть докембрий в Горной Шории, Кузнецком Алатау, Горном Алтае и Западном Саяне или его нет, ответим в специальных главах. Там же рассмотрим и точки зрения других исследователей.

В настоящей работе принят наиболее распространенный вариант тектонического районирования. Вслед за В. А. Кузнецовым (1966), выделены зоны байкальской, каледонской и герцинской складчатости (рис. 2). Предлагаемая схема составлена на уменьшенной основе Карты метаморфических фаций (Лепезин, 1976) и учитывает особенности метаморфизма и возраст метаморфитов. Вместе с тем в отличие от предыдущих схем к докембрию в пределах каледонид (комплексы фундамента) мы относим не только Томский и Теректинский выступы, как это делалось ранее, но и Телецкий, Чулышманский, Тонгулакский, Катунско-Чуйский и многие другие. Их строение, состав и возраст будут охарактеризованы ниже.

ПРИНЦИПЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ

В основу расчленения метаморфитов Алтае-Саянской складчатой области положен фациальный принцип. Метод картирования толщ по парагенезисам минералов имеет давнюю историю. Им широко пользовались и пользуются в настоящее время при детализации метаморфических комплексов. При этом выделяются изограды — линии появления или исчезновения индекс-минералов, метаморфические зоны — области распространения одноименных ассоциаций и по ним далее, с учетом радиологических и других данных, восстанавливается термальная история того или иного района.

На ранних этапах исследований фации и зоны отождествлялись главным образом с температурой. Однако в последующем оказалось, что набор метаморфических зон от комплекса к комплексу не повторяется и, как выяснилось позднее, характер зональности зависит и от давления. По этому признаку А. Миаширо (Miyashiro, 1961) предложил выделять три типа фациальных серий: андалузит-силлиманитовый, дистен-силлиманитовый и жадеит-глаукофановый. В дальнейшем идея расчленения метаморфических образований по давлению нашла широкое применение.

В настоящей работе принята схема фаций, разработанная в Институте геологии и геофизики СО АН СССР (Фации метаморфизма, 1970), которая с некоторыми изменениями и дополнениями в последующем была положена в основу легенды для международных карт метаморфизма Европы, Азии и Мира (Zwart e. a., 1967; Metamorphic Map of Europe, 1973; Карта мета-

морфизма Азии, 1978; Метаморфические комплексы Азии, 1977). Последняя приведена на рис. 3. В таком виде она дана и на «Карте метаморфических фаций Алтае-Саянской складчатой области» (Лезезин, 1976).

В качестве основных подразделений здесь взяты фации, субфации и фациальные серии. Особенности метаморфизма региона позволяют выделить в его пределах пренит-пумпеллиитовую, зеленосланцевую, глаукофан-сланцевую, эпидот-амфиболитовую, амфиболитовую и двупироксеновую фации (их руководящие парагенезисы показаны в табл. 2). Из них вторая и четвертая фации расчлениются на хлорит-мусковитовую и мусковит-биотитовую, низко- и высокотемпературную субфации соответственно, остальные (пренит-пумпеллиитовая, глаукофан-сланцевая, амфиболитовая и двупироксеновая) по температуре не подразделяются.

Т а б л и ц а 2

Характеристика фаций, субфаций и фациальных серий по минеральным ассоциациям

Минералы и минеральные ассоциации			Примечание
руководящие	обычные	запрещенные	
<i>Пренит-пумпеллиитовая фация</i>			
Каол+Кв, Прен+ +Пумп+Кв	Хл, До+Кв, Аб, Стил, монтморил- лонит	Бн, Мп гранаты, хлоритоид	По температуре и давлению не расчлениается
<i>Зеленосланцевая фация</i>			
Кв+Аб+Хл+Му, Кв+Аб+Хл+Ка, Кв+Аб+Хл+Акт, Кв+Аб+Хл+Му+ +Би и др.	Эп, Хлт, Мп гра- наты и др.	Анд, Ст, Корд, Сил, Ро, Олг и др.	По температуре расчлениается на хлорит-мусковитовую и мусковит-биотитовую субфации. Последняя подразделяется также и по давлению, по типу ассоциирующей с ней эпидот-амфиболитовой фации (см. ниже)
<i>Глаукофан-сланцевая фация</i>			
Гл, Крос, Лавс, Жд+Кв, Ар	Стил, Пумп+те- же, что и в зе- леносланцевой	Те же, что и в зе- леносланцевой	По температуре и давлению не расчлениается
<i>Эпидот-амфиболитовая фация</i>			
Ст+Кв, Му+Кв, Ро с содержа- нием не более 5 вес. % Al	Анд, Сил, Корд, Дис, гранаты, Кум, Ро и др.	Кв+Хл+Му, Акт, Хлт, Пир и др.	По температуре расчлениается на низко- и высокотемпературную субфации, по давлению — на андалузит-силлиманитовый (комплексы с андалузитом), переходный (с андалузитом и дистеном одновременно) и дистен-силлиманитовый (комплексы с дистеном) типы
<i>Амфиболитовая фация</i>			
Сил (Анд)+Кшп, Кв+Корд+Гр+ +Сил, ромбиче- ские амфиболы	Амфиболы, Гип (в зоне перехо- да к гранулито- вой фации)	Кв+Ст, Кв+Му и др.	По температуре не расчлениается, по давлению — только по типу ассоциирующей с ней эпидот-амфиболитовой фации (см. выше)
<i>Двупироксеновая фация</i>			
Рп+Мп	Гр, Корд, Сил, Гип и др.	Ромбические ам- фиболы	По температуре и давлению не расчлениается

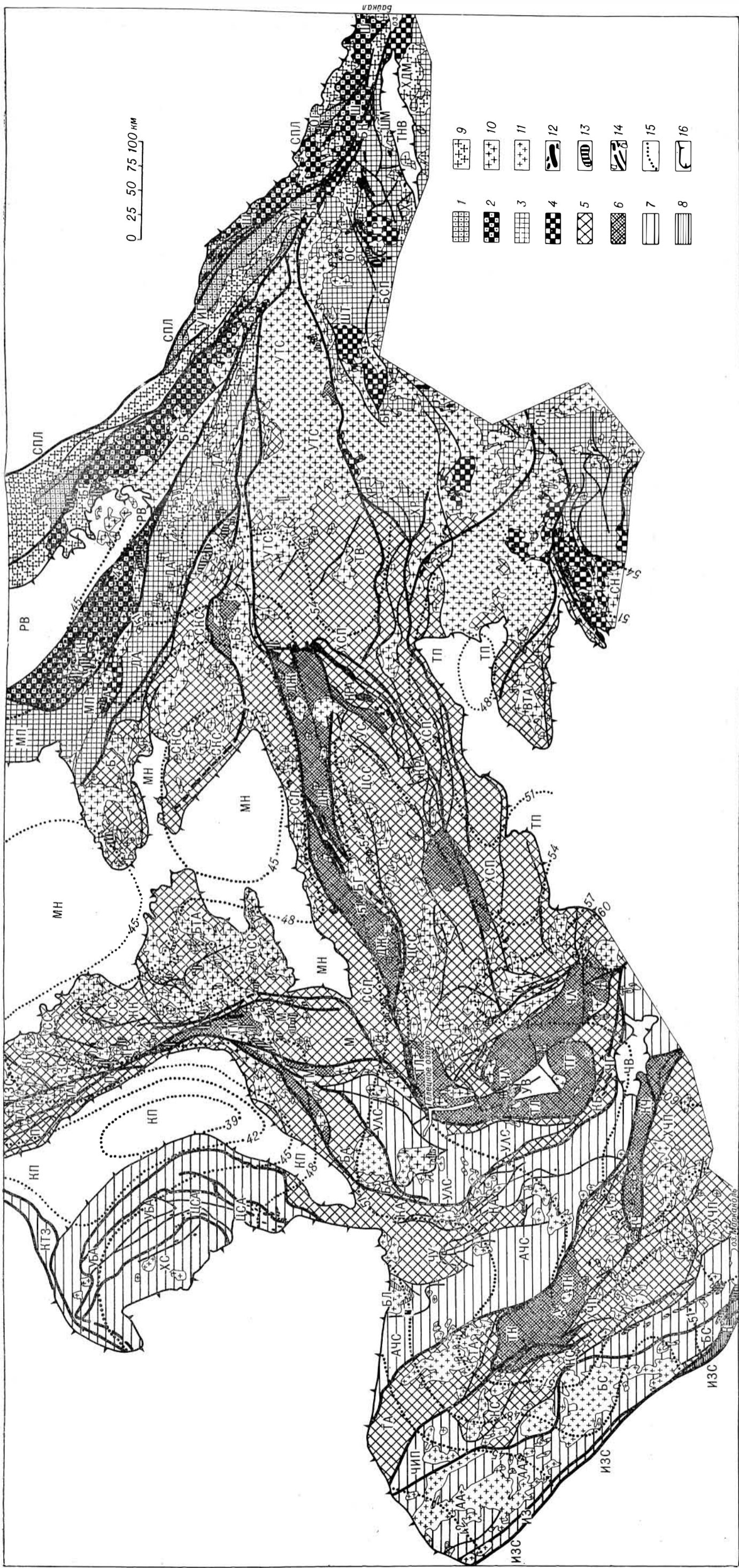


Рис. 2. Тектоно-метаморфическая схема Алтае-Саянской складчатой области (составлена автором).

Область развития метаморфических комплексов фундамента Сибирской платформы: 1 — верхний структурный этаж, 2 — нижний; область развития Байкалца: 3 — метаморфический комплекс фьелькмета; область развития каледонид: 4 — метаморфический комплекс фьелькмета; область развития комплекса фундамента: 5 — метаморфический комплекс фьелькмета; область развития комплексов фундамента: 6 — метаморфический комплекс фьелькмета; область развития комплекса фундамента: 7 — метаморфический комплекс фьелькмета; область развития комплекса фундамента: 8 — метаморфический комплекс фьелькмета; область развития комплекса фундамента: 9 — метаморфический комплекс фьелькмета; область развития комплекса фундамента: 10 — метаморфический комплекс фьелькмета; область развития комплекса фундамента: 11 — метаморфический комплекс фьелькмета; область развития комплекса фундамента: 12 — метаморфический комплекс фьелькмета; область развития комплекса фундамента: 13 — метаморфический комплекс фьелькмета; область развития комплекса фундамента: 14 — метаморфический комплекс фьелькмета; область развития комплекса фундамента: 15 — метаморфический комплекс фьелькмета; область развития комплекса фундамента: 16 — метаморфический комплекс фьелькмета.

Тектонические и кайнозойские впадины и прогибы. В пределах байкальской впадины: 1 — Гарганская впадина, 2 — Шарыжаганский выступ, 3 — Бельско-Куйтуйская глыба, 4 — Бирюсинская впадина, 5 — Бирюсинская впадина, 6 — Бирюсинская впадина, 7 — Бирюсинская впадина, 8 — Бирюсинская впадина, 9 — Бирюсинская впадина, 10 — Бирюсинская впадина, 11 — Бирюсинская впадина, 12 — Бирюсинская впадина, 13 — Бирюсинская впадина, 14 — Бирюсинская впадина, 15 — Бирюсинская впадина, 16 — Бирюсинская впадина.

Тектонические и кайнозойские впадины и прогибы: МН — Минусинские впадины, РВ — Рыбинская впадина, КП — Кузнецкий прогиб, ТП — Тувинский прогиб, ТНВ — Тувинская впадина, ЧВ — Чуйская впадина, СПЛ — Сибирская платформа.

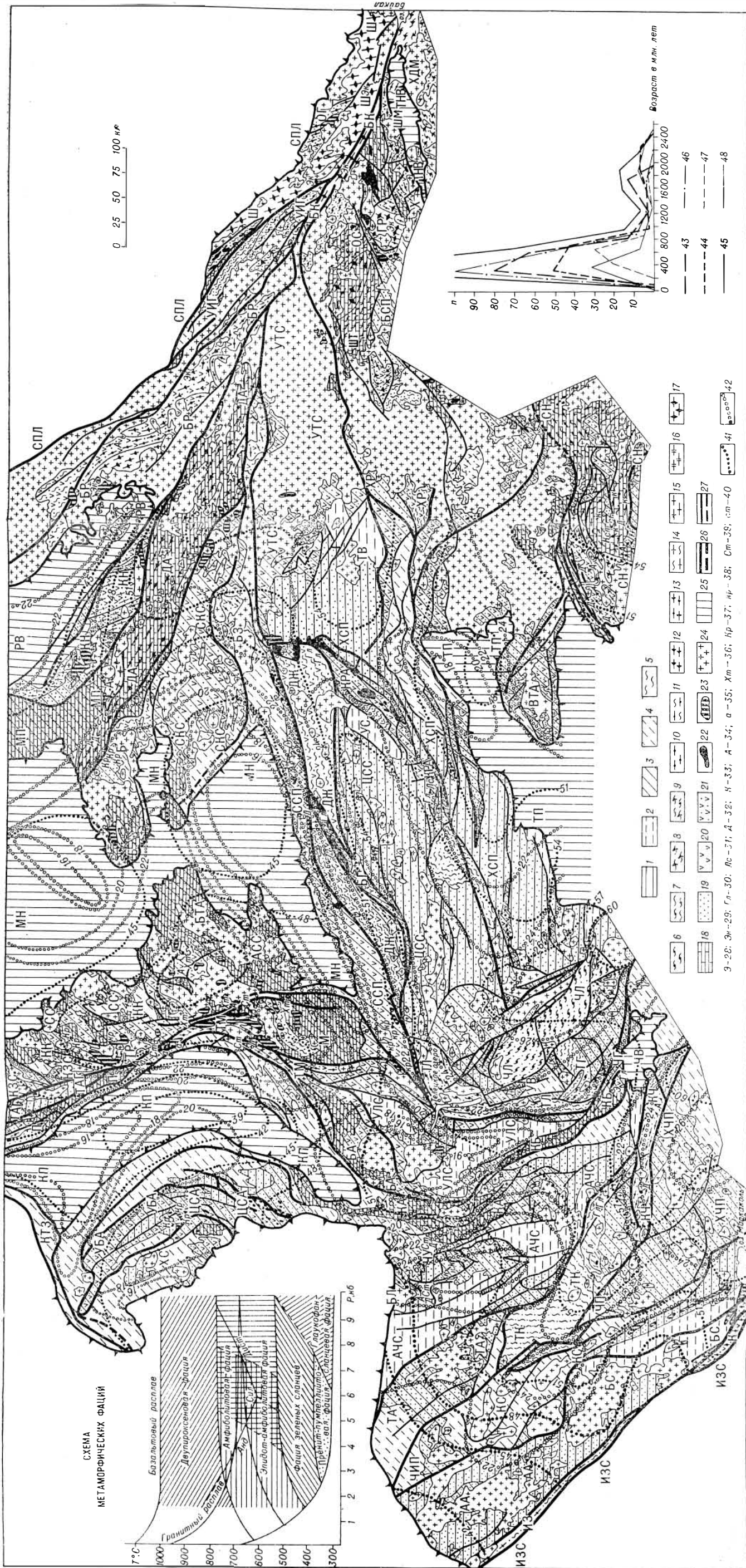


Рис. 3. Карта метаморфических фаций Алтае-Саянской складчатой области (составлена автором).

Фацис метаморфизма: 1 — пренит-пумпеллитовая, 2 — то же, предполагаемая под метаморфизмом осадками, 3 — нерасчищенные пренит-пумпеллитовая + зеленосланцевая, 4 — то же, предполагаемые под метаморфизмом осадками, 5 — зеленосланцевая, 6 — эпидот-амфиболитовая низких давлений, 7 — нерасчищенные эпидот-амфиболитовая низких давлений, 8 — амфиболитовая низких давлений, 9 — нерасчищенные эпидот-амфиболитовая + амфиболитовая низких давлений, 10 — эпидот-амфиболитовая переходного типа, 11 — нерасчищенные зеленосланцевая + эпидот-амфиболитовая переходного типа, 12 — амфиболитовая переходного типа, 13 — нерасчищенные эпидот-амфиболитовая + амфиболитовая переходного типа, 14 — нерасчищенные зеленосланцевая + эпидот-амфиболитовая дисгенного типа, 15 — эпидот-

амфиболитовая дисгенного типа, 16 — амфиболитовая дисгенного типа, 17 — нерасчищенные амфиболитовая + дулироксиновая.

Литолого-петрографический состав пород: 18 — породы преимущественно карбонатного состава; 19 — породы преимущественно метабазитового состава, 20 — породы преимущественно мстабазитового состава, 21 — породы метабазит-метабазитового состава.

Изверженные породы: 22 — гинербазиты, 23 — габбро, 24 — граниты, 25 — палеозойские, мезозойские и кайнозойские впадины и прогибы.

Разломы: 26 — региональные, 27 — прочие.

Места находок специфических пород и минералов: 28 — Э — эпидотитовые породы, 29 — Эп —

эпидотиты, 30 — Гл — глаукофан, 31 — Лс — лавсонит, 32 — Л — дистен, 33 — К — то же, по шихам, 34 — А — андалузит, 35 — а — то же, по шихам, 36 — Хт — хлоритонд, 37 — Кр — корунд, 38 — кр — то же, по шихам, 39 — Ст — старонит, 40 — ст — то же, по шихам.

Линии равных мощностей: 41 — земной коры, 42 — гранитно-метаморфического слоя.

Гистограмма абсолютных возрастов метаморфических пород: 43 — определение по биогитам, 44 — по амфиболам, 45 — обобщающая кривая, 46 — комплекс с максимумом метаморфизма эпидот-амфиболитовой фацис, 47 — комплекс с максимумом метаморфизма амфиболитовой фацис, 48 — комплекс с максимумом метаморфизма дулироксиновой фацис.

Пренит-пумпеллиитовая фация фиксируется по находкам пренита, пумпеллиита и в меньшей мере стильномелана. Выделяется в большинстве случаев предположительно.

Зеленосланцевая фация определяется следующим набором минеральных ассоциаций и минералов: $\text{Кв} + \text{Хл} + \text{Ка}$, $\text{Кв} + \text{Аб} + \text{Хл} + \text{Эп} + \text{Акт}$, $\text{Кв} + \text{Пир}$, $\text{Кв} + \text{До}$, $\text{Кв} + \text{Аб} + \text{Хл} + \text{Сер (Му)}$, $\text{Кв} + \text{Аб} + \text{Хл} + \text{Му} + \text{Би}$ (в высокотемпературной субфации), $\text{Кв} + \text{Аб} + \text{Хл} + \text{Хлт}$ и др. Для нее не характерны (запрещены) Ст, Сил, Корд, Пл (выше альбита), альмандиновый гранат, Прен, Пумп.

Глаукофан-сланцевая фация является температурным аналогом фации зеленых сланцев, сменяя последнюю со стороны высоких давлений. Ее характеризуют Гл, Крос, Лавс, Ар, Жад + Кв; в остальном парагенезисы те же, что и в предыдущей.

Эпидот-амфиболитовая фация с точки зрения детализации на субфации в настоящее время, пожалуй, наиболее изучена. Нижняя граница ее проводится по первому появлению в породах Анд, Корд, Ст, Гр, Ро, Олг, верхняя — по исчезновению Ст + Кв и Му + Кв с заменой их соответственно на эквивалентные Гр + Сил(Анд) + Корд и Сил + Кпш. В ней встречаются Амф, Корд, Гр, Анд, Сил, Дис, Ст, Эп, но запрещены Гр + Корд + Сил, Сил + Кпш, а также минералы и ассоциации пренит-пумпеллиитовой, зеленосланцевой, глаукофан-сланцевой и двупироксеновой фаций. Она расчленяется на низко- и высокотемпературную субфации с границей между ними чаще всего по Анд \rightleftharpoons Сил равновесию в конкретных комплексах.

Амфиболитовая фация сменяет предыдущую по реакциям $\text{Кв} + \text{Ст} \rightleftharpoons \text{Корд} + \text{Гр} + \text{Сил(Анд)} + \text{Н}_2\text{О}$ и $\text{Кв} + \text{Му} \rightleftharpoons \text{Сил(Анд)} + \text{Кпш} + \text{Н}_2\text{О}$. Парагенезисы правых частей уравнений являются руководящими для данной фации. Из других минералов могут быть Корд, ромбические амфиболы, Кум, Гип (в высокотемпературной, переходной к гранулитовой фации зоне).

Двупироксеновая фация (гранулитовая) устанавливается по двупироксеновым ассоциациям.

В порядке повышения давления в Алтае-Саянской складчатой области выделяются фациальные серии **андалузитового** (серии фаций низких давлений с андалузитом), **переходного** (от андалузитового к дистеновому), **дистенового** (серии фаций средних давлений с дистеном) и **глаукофан-сланцевого** типов. При этом к переходному типу отнесены комплексы, содержащие в своем составе андалузит, силлиманит и дистен. Выделяя его и подтверждая фактическим материалом, мы исходим из предположения, что переходы между фациальными сериями также непрерывны, как и между фациями метаморфизма.

Однако не все фации и комплексы, условия метаморфизма которых им соответствуют, подразделяются по давлению. Например, нерасчлененными остаются пренит-пумпеллиитовая и двупироксеновая фации. Не совсем ясен вопрос с амфиболитовой фацией. Если переход от низких к средним давлениям ограничить равновесием $\text{Сил} \rightleftharpoons \text{Дис}$, а нижнюю границу по температуре — реакцией $\text{Кв} + \text{Му} = \text{Сил(Анд, Дист)} + \text{Кпш} + \text{Н}_2\text{О}$, то в дистеновом типе критическим ее парагенезисом должен быть Дис + Кпш.

Такие образования в исследованном районе практически не известны (за исключением единичных находок на Сангиле). Вместо них развиты Сил + Кпш, которые встречаются в тех же комплексах, что и Кв + Ст + Дис. Формально амфиболитовую фацию следовало бы отнести к низким или переходным давлениям, с другой стороны, ориентируясь на низкотемпературные ассоциации, — к средним. В данном случае с ней мы поступаем так же, как с ранее охарактеризованной зеленосланцевой, увязывая ее в единых комплексах с эцидот-амфиболитовой фацией. Из-за имеющихся неопределенностей границы между андалузит-силлиманитовым, переходными и дис-тен-силлиманитовым типами фациальных серий даются по гипотетическим кривым, проведенным соответственно в поле устойчивости Анд + Сил и Дис \rightleftharpoons Сил (см. рис. 3).

Гранулитовая фация в регионе развита довольно ограничено. Те комплексы, где она обнаружена, почти всегда содержат Гип + Сил и эклогитоподобные породы. Последние могут считаться не только образованиями высоких температур, но и высоких давлений.

Кроме фаций и фациальных серий в отдельных районах Алтае-Саянской складчатой области проводились более детальные исследования с выделением по индекс-минералам и ассоциациям изоград и метаморфических зон. При этом картировались чаще всего биотитовая, гранатовая, ставролитовая, силлиманитовая, гранат-кордиеритовая и калишпат-силлиманитовая (или вторая силлиманитовая) изограды. Зоны метаморфизма в разных комплексах назывались по-разному. Однако они несущественно отклоняются от общепринятых классических подразделений.

При выделении фаций и субфаций учитывались только минеральные ассоциации пород и не принимались во внимание текстурно-структурные их особенности: плйчатость, рассланцевание, окварцевание, степень сохранности дометаморфических признаков (слоистости, ритмичности и т. д.) и первичных минералов (пироксена, плагиоклаза и др.). Так, метавулканиты разной степени рассланцевания и окварцевания (например, метаэффузивы в зонах тектонических нарушений, где они, как правило, сильно изменены, и в удалении от них, где породы часто сохраняют свой первичный облик), содержащие переменное количество реликтовых минералов или совсем их не содержащие, но с одними тем же набором «вторичных парагенезисов», относились к одной и той же фации (субфации).

На всем этом, возможно, и не стоило бы заострять внимание. Однако во многих работах, особенно общегеологического характера, степень измененности пород (или их внешний вид) и степень метаморфизма (тип минеральных ассоциаций) нередко смешиваются. Такой подход, по мнению автора, не только нецелесообразен, но и не всегда верен, так как приравнивает кинетические и динамические факторы метаморфизма, отражающиеся в процессах перекристаллизации пород, с одной стороны, и $P-T$ параметры образования — с другой. В качестве примера можно привести рифейские и кембрийские метавулканиты, в которых часто встречается реликтовый (магматический) моноклинный пироксен. Естественно, возникает вопрос: почему он не полностью замещается. Объяснения здесь могут быть разные. Либо скорость его разложения низкая, либо нагрев был кратковременным, либо был дефицит H_2O и т. д. Какой из этих факторов считать

предпочтительным, сказать заранее трудно, хотя совершенно очевидно, что не будь воды, данный минерал остался бы пироксеном независимо от длительности прогрева, ибо ему нет безводных аналогов в низкотемпературной области. Ничего с ним не произошло бы и при более высоких значениях P и T .

Другим примером являются метапелиты докембрийской теректинской свиты и горноалтайской серии кембро-ордовика. И та и другая содержит парагенезис $Kв + Аб + Хл + Сер \pm Эц$, т. е. с точки зрения условий метаморфизма они как будто бы сопоставимы, во всяком случае формально. Вместе с тем многие считают первую метаморфизованной сильнее второй. Нетрудно догадаться, что речь идет о степени измененности пород. Действительно, отложения теректинской свиты рассланцованы, окварцованы, и в них практически нет реликтовых признаков, по которым можно было бы судить о первичном их генезисе. Напротив, в горноалтайской серии хорошо сохранены ритмичность, слоистость, обломочные структуры и т. д. И только в зонах тектонических нарушений последние приобретают облик «настоящих теректинских сланцев». Здесь становятся сходными не только минеральные ассоциации, но и внешний облик метаморфитов.

Из сказанного, конечно, не следует, что отмеченные особенности не представляют интереса. Последние безусловно важны, но для решения других задач. В частности, выделение областей разной измененности на фоне какой-либо фации и анализ их соотношений с зонами метаморфизма имели бы значение для выяснения динамики и кинетики метаморфических процессов. В практическом отношении они, очевидно, будут максимально насыщенными флюидами, а следовательно, перспективными на полезные ископаемые.

**МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ
КРАЕВОГО ПОДНЯТИЯ ФУНДАМЕНТА
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ***

Граница Сибирской платформы с Алтае-Саянской складчатой областью до сих пор является неопределенной. По мнению одних авторов, ее следует проводить по юго-западному обрамлению Шарыжалгайского выступа (Флоренсов, 1954; Спизарский, 1958, Додин, 1963; Елизарьев, 1964; За-мараев, 1965; Дибров, 1974; Замараев и др., 1975), по мнению других, — по Главному разлому Восточного Саяна (Кузнецов, 1963, 1966; Зайцев, 1964; Парфенов, 1967; Берзин, 1967). Хотя этот вопрос с точки зрения тектонического районирования и считается важным для нас, он, однако, не имеет принципиального значения. Дело в том, что многие метаморфические комплексы байкалид находят себе аналоги среди метаморфических комплексов краевого поднятия фундамента Сибирской платформы не только по условиям метаморфизма, но и по возрасту и литологии слагающих их толщ (например, Гарганская глыба, входящая в фундамент байкалид, обнаруживает много общего с Шарыжалгайским выступом, Бирюсинская и Канская глыбы — с нижним структурным этажом Сангилен и т. д.), так что, рассматривая Шарыжалгайский выступ, Бирюсинскую, Канскую глыбы, Туманшетский, Урикско-Ийский и Онотский грабены в составе фундамента Сибирской платформы (см. рис. 2, 3), мы тем не менее не исключаем возможности отнесения некоторых из них и к байкалидам.

Среди метаморфических комплексов в данном районе наиболее изученными являются Шарыжалгайский выступ и Бирюсинская глыба (Дибров, 1958, 1964, 1974; Докембрий Восточного Саяна, 1964; Хлестов, Ушакова, 1965; Парфенов, Хлестов, 1966; Шафеев, 1970; Никитина, Хильтова, 1971; Сезько, 1975; Сизых, Шафеев, 1976; и др.).

Шарыжалгайский выступ находится на крайнем северо-востоке региона. Его выходы прослеживаются в виде полосы северо-западного прости- рания от западного побережья оз. Байкал до среднего течения р. Ока. Представляет собой приподнятый блок фундамента Сибирской платформы (Обручев, 1949; Зайцев, 1954, 1964; Смирнов, 1963; и др.). На севере мета- морфиты выступа перекрываются отложениями платформенного чехла, на юге контактируют по разлому с Бельско-Китойской (Онотско-Бельской) глыбой, на западе и в центральной части его структура осложнена соответ- ственно Урикско-Ийским и Онотским грабенами.

Слагающие Шарыжалгайский выступ породы считаются наиболее древ- ними в Восточном Саяне и обычно сопоставляются с аналогичными обра- зованиями Алданского, Анабарского и других щитов докембрийских платформ.

В рассматриваемом районе выделяется шарыжалгайская серия, состоя- щая из ерминской и шумихинской свит (Докембрий Восточного Саяна, 1964; Никитина, Хильтова, 1971). Сложены они метабазами (роговооб-

* Имеются в виду комплексы, примыкающие к Алтае-Саянской складчатой об- ласти.

Минеральные ассоциации метаморфических пород Шарыжалгайского выступа (данные Л. П. Никитиной, В. Я. Хильтовой, В. В. Хлестова, А. А. Шафеева)

Метапелиты	Метабазиты	Карбонатные породы и кальцифиры
Кв+Пл+Кпш+Би+Анд+ +Сил+Корд+Гр	Кв+Пл+Кпш+Би+Ро+ +Рп+Мп	Кв+Ро+Цо+Скп+Ка+ +Ди+Гр+Сф
Кв+Пл+Би+Анд+Сил+ +Корд+Гр	Кв+Пл+Би+Ро+Кум+Гр	Кв+Пл+Кпш+Ка+Ди+ +Фл+Сф
Кв+Пл+Би+Анд+Сил+ +Корд+Шп	Кв+Пл+Ро+Кум+Рп+Гр	Пл+Ро+Скп+Ка+Ро+ +Мп+Сф
Кв+Пл+Би+Корд+Жед+ +Гр	Кв+Пл+Ро+Би+Мп+Гр	Кв+Пл+Кпш+Ка+Ди+ +Фл+Сф
Пл+Би+Анд+Сил+Корд+ +Шп	Кв+Пл+Ро+Мп+Рп+Гр	Вол+Скп+Ди+Ка+Сф
Пл+Би+Корд+Шп+ +Жед+Гр	Кв+Пл+Кпш+Би+Ро+ +Гр	
Кв+Пл+Би+Сил+Гр	Кв+Пл+Кпш+Ро+Ка+ +Гр	
Кв+Пл+Би+Корд+Гр	Кв+Би+Жед+Корд+Рп	
Кв+Пл+Кпш+Би+Гр	Кв+Пл+Би+Рп+Мп+Гр	
Кв+Пл+Би+Гр	Кв+Пл+Кпш+Би+Рп+Гр	
Кв+Пл+Би+Сил	Кв+Пл+Кпш+Би+Рп+ +Мп	
Кв+Пл+Би+Кпш	Пл+Кпш+Ро+Ка+Мп+ +Гр	
Кв+Пл+Би+Рп	Кв+Пл+Кпш+Би+Ро	
	Кв+Пл+Би+Рп+Мп	
	Кв+Пл+Кпш+Ро+Мп	
	Пл+Би+Ро+Рп+Гр	
	Ро+Ол+Рп+Шп	
	Кв+Пл+Мп+Гр	
	Кв+Пл+Би+Кум	
	Кв+Пл+Кум+Гр	
	Пл+Рп+Мп+Шп	
	Пл+Ро+Кум+Гр	
	Пл+Рп+Мп	

манковые, пироксен-рогообманковые, двупироксеновые гнейсы, амфиболиты и др.), метапелитами (андалузитовые, силлиманитовые, кордиеритовые гнейсы с гранатом, биотитом и т. д.) и мраморами при участии кальцифириров. Их парагенезисы представлены в табл. 3. Широким развитием пользуются чарнокиты, встречаются также ассоциации гиперстена с силлиманитом, моноклинового пироксена с гранатом.

По данным Л. П. Никитиной и В. Я. Хильтовой (1971), в метаморфической истории Шарыжалгайского выступа выделяются два этапа. Ранний — архейский — соответствует проявлению двупироксеновой фации, а поздний — нижнепротерозойский — амфиболитовой. Характерно, что диафторез здесь не равномерный, а приурочен к локальным зонам.

Радиологические определения обнаруживают большой разброс дат. Самые древние — 3000 млн. лет (по данным Rb метода) и 2400 млн. лет (K—Ar метод, по амфиболам (табл. 4))*.

Бирюсинская глыба. Метаморфические породы Бирюсинской глыбы простираются в северо-западном направлении более чем на 400 км при максимальной ширине выходов до 100 км. На юго-западе они граничат по

* Здесь и далее радиологические даты в таблицах даются округленно.

Радиологические даты метаморфических пород Шарькалгайского выступа

Метод	Минерал, порода	Характеристика пробы, место ее взятия	Возраст, млн. лет	Литературный источник
1	2	3	4	5
Рb(Рb-изохронный)	Вал	Серый мелкозернистый гнейсо-гранит, 1 км к востоку от ст. Култук	2960±200	Саботович, Грапченко, Ловцюс (1965)
		Амфиболит, р. Пр. Ангассолка, 3—4 км от ее устья	2900±350	
		Гнейсо-гранит (среднее из 5 анализов), там же	2870±200	
		Мигматит, р-он ст. Култук, вблизи Саянского разлома	2500±200	
К—Ar	Амфибол	Мигматит, там же	1700±300	Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления (1968)
		Амфиболит, р. М. Белая	2360	
		Пироксеновый амфиболит, западный берег оз. Байкал	2180	
		Биотит-амфиболовый гнейс, р. Китой	2160	
		Гранатовый амфиболит, р. Ока	2080	
		Биотит-амфиболовый гнейс, р. Китой	2040	
		Амфиболит, р. Ока	2040	
		» »	1970	
		» р. Китой	1830	
		» р. Олот	1760	
» р. Урда-Ока	630			
К—Ar	Биотит	Гранат-биотитовый гнейс, р. М. Белая	1830	
		Амфибол-биотитовый гнейс, р. Китой	1830	
		Гранат-биотитовый гнейс, басс. р. М. Белая	1810	
		То же, р. Китой	1810	
		Биотитовый гнейс, там же	1790	
		» сланец, р. Олот	1770	
		» гнейс, р. М. Белая	1760	
		Биотит-двушироксеновый гнейс, р. Ерма	1750	
		Биотит-амфиболовый кристаллический сланец, р. Китой	1720	
		Биотитовый сланец, басс. р. Китой	1690	
		Биотитовый гнейс, р. Китой	1640	
		Гранат-биотитовый гнейс, там же	1630	
		Биотитовый гнейс, »	1610	
		Биотит-амфиболовый гнейс, »	1580	
		Биотитовый гнейс, р. Иркут	1530	
		Пироксен-биотит-амфиболовый гнейс, р. Китой	1500	
		Биотитовый гнейс, р. Ока	1290	
» » »	840			
» » р. Урда-Ока	800			

1	2	3	4	5
К—Аг	Биотит	Биотитовый гнейс, р. Ока	790	
		Биотит-двуспироксеновый гнейс, р. Урда-Ока	570	
		Биотитовый гнейс, р. Урда-Ока	450	
		» » р. Б. Белая	380	
		Гранат-биотитовый гнейс, там же	380	
		Биотит-амфиболовый гнейс, р. Тагна Черна	380	

главному разлому Восточного Саяна с Дербинским антиклинорием, на северо-востоке примыкают к Урикско-Ийскому грабену, к востоку выклиниваются, а на западе погружаются под палеозой Рыбинской впадины.

Ранее в разрезе Бирюсинской глыбы выделялись энзинская (биотитовые, гранат-биотитовые сланцы, прослой кварцитов, мраморов и амфиболитов), тепсинская (биотитовые, мусковит-биотитовые сланцы часто с андалузитом, ставролитом, дистеном и силлиманитом, амфиболиты, кварциты, мраморы, кальцифиры и др.) и шельминская (роговообманковые, биотит-роговообманковые сланцы иногда с гранатом, прослой кварцитов и мраморов) свиты общей мощностью 5000—6000 м (Дибров, 1958, 1964; Докембрий Восточного Саяна, 1964; Берзин, 1967; и др.).

Несколько иначе расчленяет метаморфиты данного района и ближайшего окружения А. И. Сезько (1975). Им выделены бирюсинская, перойская и туманшетская серии. Первая состоит из гнейсов, амфиболитов, мигматитов и по площади является преобладающей, вторая карбонатно-сланцевая, третья преимущественно метатерригенная. Показано также, что отложения туманшетской серии, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций (выделены хлоритовая, биотитовая, гранатовая и ставролитовая зоны), на подстилающих породах залегают с угловым и азимутальным несогласием. В свою очередь, сами они вверх по разрезу также несогласно перекрываются рифейскими осадками карагасской серии чехла Сибирской платформы.

Этот же район детально описан в работе А. И. Сизых и А. А. Шафеева (1976). Метаморфические образования собственно Бирюсинской глыбы расчленены ими на нижний (архейский) и верхний (нижнепротерозойский) комплексы (рис. 4). В составе первого преобладают биотит-гранатовые и двуполовошпатовые мигматиты, в составе второго — высокоглиноземистые (дистеновые, силлиманитовые) сланцы и кварциты. В обоих комплексах подчиненно в виде прослоев встречаются амфиболиты, кальцифиры и другие породы. При описании туманшетской серии (кварциты, углистые сланцы, мраморизованные известняки, песчаники, конгломераты) обращается внимание на то, что ее отложения, метаморфизованные в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях, на метаморфитах Бирюсинской глыбы залегают несогласно, т. е. взгляды авторов по этому вопросу полностью совпадают с данными А. И. Сезько (1975). Общей у них является и точка зрения на генетическую природу метаморфической зональности туманшетской серии, возникновение которой связывается со становлением и термальным воздействием гранитоидов Саянского комплекса.

Минеральные ассоциации метаморфических пород Бирюсинской глыбы представлены ниже. Они включают: Кв + Пл + Кпш + Би + Гип + Гр, Кв + Пл + Кпш + Би + Гр + Шп, Кв + Пл + Ди + Гип + Гр, Кв + Пл + Ди + Гип + Би, Кв + Гип + Би (Сезько, 1975; Сизых, Шафеев, 1976), Кв + Пл + Би + Гр, Кв + Пл + Му + Би + Гр + Дис + Ст, Кв + Пл + Му + Би + Анд + Сил + Гр, Кв +

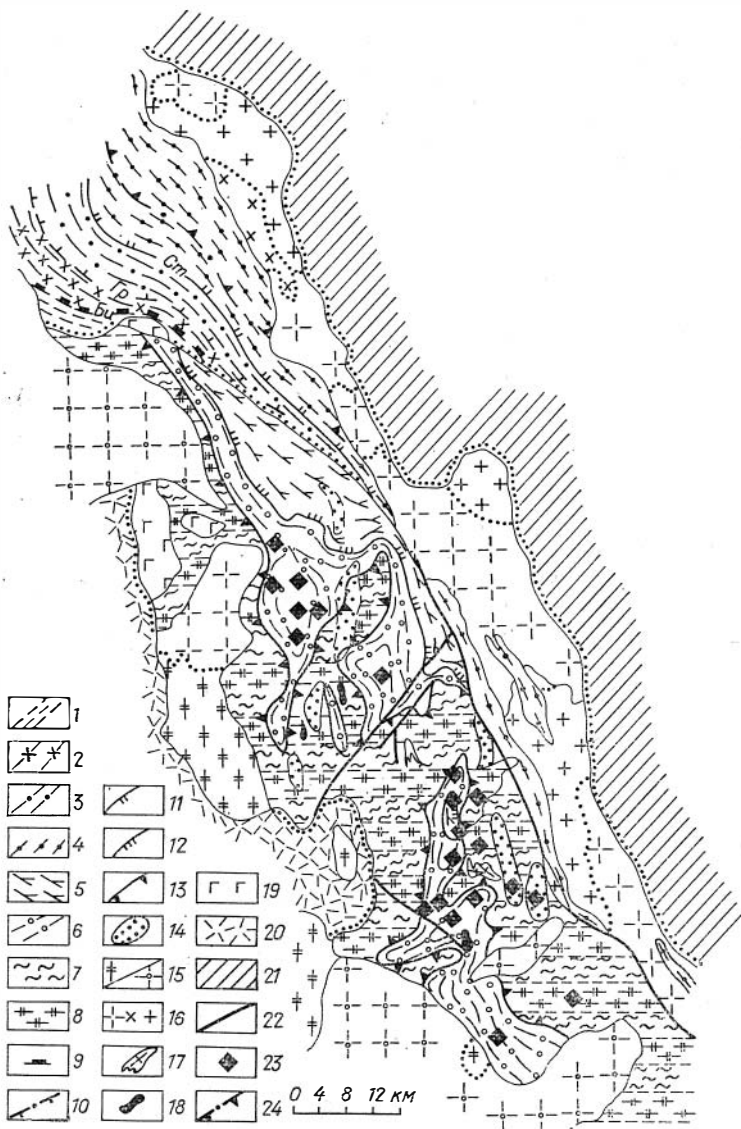


Рис. 4. Карта метаморфизма Гутаро-Бирюсинского района (Сизых, Шафеев, 1976).

Типы, фации и субфации метаморфизма. Андалузит-силлиманитовый метаморфизм по породам туманшетской серии среднего протерозоя: 1—серцит-хлоритовая субфация, 2—хлорит-биотитовая, 3—эпидот-амфиболитовая фация, 4—андалузит-ставролит-альмандиновая субфация; дистен-силлиманитовый метаморфизм по породам сланцевого комплекса нижнего протерозоя: 5—ставролит-дистен-альмандиновая субфация, 6—дистен-альмандин-мусковитовая; элементы метаморфизма пород архейского комплекса: 7—силлиманит-альмандин-ортоклазовая субфация дистен-силлиманитового метаморфизма, наложенная на гранулитовую фацию, 8—гранулитовая фация.

Изограды: 9—биотита, 10—граната, 11—ставролита в породах туманшетской серии, 12—ставролита в породах тейсинской серии, 13—двуполевошпатовых мигматитов; 14—зоны наложенной мусковитизации.

Интрузивные образования: 15—гранитоиды Огнитского комплекса (средний палеозой), 16—порфиroidные гранитоиды Саянского комплекса (средний протерозой), 17—синметаморфические гранито-гнейсы Бирюсинского комплекса (нижний протерозой), 18—гипербазиты, алогипербазиты Идарского комплекса (нижний протерозой), 19—габброиды Нерсинского комплекса (верхний протерозой); 20—эффузивы малотагульской свиты (средний палеозой); 21—породы чехла Сибирской платформы (карагасская серия); 22—разломы, 23—основные слюдоносные «узлы»; 24—изограда редкометаллических пегматитов.

+ Пл + Му + Би + Гр + Ст + Анд + Сил, Кв + Пл + Му + Би + Гр + Ст, Кв + Пл + Му + Би + Гр + Дис, Кв + Пл + Му + Би + Гр + Сил, Кв + Пл + Му + Би + Анд + Дис, Кв + Пл + Би + Сил + Гр, Кв + Пл + Би + Кпш + Корд, Кв + Пл + Би + Гр + Дис, Кв + Пл + Би + Гр, Кв + Пл + Би + Ро + Гр, Кв + Пл + Ро + Ди + Цо, Ка + Ди + Скуп + Фл + Кпш, Ка + Ро + Цо + Скуп + Кпш, Фо + Ди + Кум + Шп, Кв + Фл + Ка и др. (Дибров, 1958, 1964; Докембрий Восточного Саяна, 1964; и др.). Перечисленные парагенезисы укладываются в двупироксеновую, амфиболитовую и эпидот-амфиболитовую фации переходного (для верхнего комплекса) по давлению типа.

Мы не будем здесь детально останавливаться на метаморфической истории данного района, отметим только, что в пределах Бирюсинской глыбы и контактирующего с ней Туманшетского грабена выделяются (Сизых, Шафеев, 1976) три главных этапа метаморфизма (архейский и ниже-, среднепротерозойский), в течение которых метаморфизованы соответственно шельминская, тепсинская и туманшетская серии.

Имеющиеся радиологические данные для метаморфических пород района дают даты в пределах 500—1100 млн. лет (табл. 5) и не отражают возраста метаморфизма, можно лишь сказать, что он докембрийский.

Канская глыба. Находится на западе Восточного Саяна, в плане имеет линзовидную форму (200 × 30 км) и общее северо-западное простирание. На северо-востоке граничит с Бирюсинской глыбой, на западе и юго-западе — с Дербинским антиклинорием, на севере погружается под отложения Рыбинской впадины.

Метаморфиты здесь сопоставимы с аналогичными образованиями Бирюсинской глыбы. Расчленены они на три толщи (Докембрий Восточного Саяна, 1964). Нижняя представлена биотитовыми, гранат-биотитовыми и роговообманковыми гнейсами, средняя — амфиболитами с прослоями мраморов и кальцифиров, а верхняя — различного рода сланцами и кварцитами. Среди метапелитов встречаются силлиманитовые и дистеновые гнейсы, в бассейнах рек Тукша, Кулижа, Улья, Ангия, Киреля и Тугус широко распространены мигматиты. Литологический состав серии в целом метапелит-метабазитовый, суммарная мощность 4000—4500 м. Из минеральных ассоциаций известны Кв + Пл + Му + Би + Сил + Гр, Кв +

Т а б л и ц а 5

Радиологические даты метаморфических пород Бирюсинской глыбы (К—Аг метод)*

Минерал	Характеристика пробы, место ее взятия	Возраст, млн. лет
Амфибол	Амфибол-биотитовый гнейс, р. Уда	730
	Гранат-биотит-амфиболовый гнейс, р. Ия	680
	Амфиболит, р. Уда	670
	Биотитовый амфиболит, р. Ия	660
	Пироксен-амфиболовый гнейс, там же	560
	Биотит-амфиболовый гнейс, р. Б. Бирюса	450
Биотит	Амфибол-биотитовый гнейс, р. Уда	1080
	Гранат-биотит-амфиболовый гнейс, р. Ия	710
	Биотитовый гнейс, р. Уда	650
	» »	630
	Биотит-амфиболовый гнейс, р. Бирюса	580
Мусковит	Гранат-двуслюдяной гнейс, р. Уда	540
Биотит	Дистен-биотитовый гнейс, р. Б. Бирюса	530
	Биотитовый гнейс, р. Б. Бирюса	520
	Мрамор, р. Б. Бирюса	500

* Здесь и в табл. 6—9, 11, 12, 20, 23, 30, 31 литературный источник — «Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления» (1968).

Радиологические даты метаморфических пород Канской глыбы (К—Аг метод)

Минерал	Характеристика пробы, место ее взятия	Возраст, млн. лет
Амфибол	Амфиболит, р. Кан	1460, 670, 640
	» р. Агул	620
	» р. Кан	610, 590
	Амфиболовый гнейс, р. М. Агул	510
Биотит	Биотитовый гнейс, там же	640
	Милонитизированный биотитовый гнейс, р. Кан	550
	Биотитовый сланец, р. М. Агул	550
	» » р. Кан	530, 530
	Биотитовый гнейс, там же	460

+ Пл + Би + Дис + Гр, Кв + Пл + Би + Гр, Кв + Пл + Би, Кв + Пл + Ро, Кв + Ка + Ди, До + Ка + Фл, Кв + Фо + Ди и др.

Судя по парагенезисам, метаморфизм глыбы укладывается в основном в эпидот-амфиболитовую фацию дистен-силлиманитового типа. К сожалению, степень изученности района слабая, не исключено развитие и более высокотемпературных пород, о чем свидетельствует, в частности, широкое распространение мигматитов.

Возраст метаморфизма Канской глыбы, как и рассмотренной ранее Бирюсинской, решается не из радиологических дат, которые явно занижены (табл. 6), а путем различного рода сопоставлений.

Урикско-Ийский грабен. Прослеживается в виде клина с юго-востока на северо-запад на расстоянии примерно 200 км от р. Урик до р. Ия. С метаморфическими породами Шарыжалгайского выступа на востоке и Бирюсинской глыбы на западе граничит по разломам.

По данным многих исследователей (Сулоев и др., 1962; Шамес, 1962; Додин, Маньковский, 1963; Докембрий Восточного Саяна, 1964; Парфенов, 1967; и др.), здесь выделяются большевиченская (ингапинская), долдарминская, урикская, белореченская, сублукская и другие свиты (биотит-роговообманковые, мусковит-биотитовые с гранатом и силлиманитом, гранат-андалузитовые, хлорит-мусковитовые сланцы, амфиболиты, прослой железистых кварцитов, метапесчаники, мраморизованные известняки) суммарной мощностью 12 000—14 000 м (Парфенов, 1967). Возраст метаморфизма выделенных толщ средне- или даже досреднепротерозойский (табл. 7), что подтверждается не только геохронологическими определениями непосредственно метаморфических пород, но и возрастом прорывающих их гранитов и пегматитов Саянского комплекса (1080, 1300, 1400, 1690, 1800 млн. лет).

Метаморфизм Урикско-Ийского грабена укладывается в зеленосланцевую и эпидот-амфиболитовую фации. Выделены хлорит-биотитовая, андалузитовая (с кордиеритом, гранатом и ставролитом), силлиманитовая зоны и зона инъекционных гнейсов (А. В. Колесников, 1965 г.). Переход между зонами постепенный и происходит на отрезке 4—5 км. Минеральные ассоциации: Кв + Пл + Му + Би + Анд + Гр, Кв + Пл + Му + Би + Анд + Ст, Кв + Пл + Му + Би + Сил + Гр и др.

Из высокоглиноземистых минералов в этой части Восточного Саяна развиты андалузит и силлиманит, что дает возможность отнести метаморфические породы Урикско-Ийского грабена к фациальной серии низких давлений.

Олотский грабен. Находится в восточной половине Шарыжалгайского выступа, с метаморфическими породами которого имеет повсеместно тектонический контакт. В его строении принимают участие камчадалская

Таблица 7

Радиологические даты метаморфических пород Урикско-Ийского грабена (К—Аг метод, по валу)

Характеристика пробы, место ее взятия	Возраст, млн. лет
Углисто-серицитовый сланец, урикская свита, р. Кирей	1690
Серицит-хлоритовый сланец, урикская свита, р. Ока	1310
Углисто-серицитовый сланец, долдарминская свита, р. Гуник	1090
Туф порфирита, сублукская свита, р. Ия	1050
Углисто-серицитовый сланец, урикская свита, р. Ока	940
Хлорит-серицитовый сланец, долдарминская свита, р. Черная Зима	880
Слоистый сланец, урикская свита, р. Урик	620
Кварцевый порфир, сублукская свита, р. Ия	500

свита и свита Соснового Байца: амфиболиты с прослоями железистых кварцитов, биотит-роговообманковые, гранат-биотитовые, ставролит-гранат-биотитовые, мусковит-биотит-кордиеритовые, силлиманит-кордиеритовые, дистен-кордиеритовые, дистен-ставролит-биотитовые гнейсы, мраморы, хлорит-мусковит-биотитовые (иногда с гранатом) сланцы и другого состава породы (Додин, Маньковский, 1963; Ширококов, 1968; и др.).

Из минеральных ассоциаций здесь отмечены (Докембрий Восточного Саяна, 1964): Кв + Пл + Би + Ст + Гр, Кв + Пл + Би + Ст, Кв + Пл + Му + Би, Кв + Пл + Би + Гр, Кв + Пл + Ро + Эп + Мт, Кв + Пл + Би + Ро, Кв + Пл + Би + Ро + Гр, Кв + Пл + Кшп + Ро + Би + Эп + Гр, Кв + Пл + Ро, Кв + Пл + Кум. Метаморфизм пород Онотского грабена по минеральным ассоциациям соответствует зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям. При этом распространение дистена и кордиерита свидетельствует в пользу переходного по давлению типа.

Возраст метаморфитов рассматриваемого района средне- или даже нижнепротерозойский (табл. 8).

Сравнительный анализ. Составим метаморфические комплексы краевого поднятия фундамента Сибирской платформы (минеральные ассоциации сравниваемых структур группируем в три колонки: в центральную выписываем общие парагенезисы, в крайние — специфические для каждого комплекса):

Шарыжалгайский выступ

$\text{Кшп} + \text{Би} + \text{Анд} + \text{Сил} + \text{Корд} + \text{Гр}^*$
 $\text{Би} + \text{Анд} + \text{Сил} + \text{Корд} + \text{Гр}$
 $\text{Би} + \text{Анд} + \text{Сил} + \text{Корд} + \text{Шп}$
 $\text{Би} + \text{Корд} + \text{Шп} + \text{Жед} + \text{Гр}$
 $\text{Кшп} + \text{Би} + \text{Ро} + \text{Рп} + \text{Мп}$
 $\text{Би} + \text{Корд} + \text{Жед} + \text{Гр}$

Метapelиты и метабазиты

$\text{Кшп} + \text{Би} + \text{Рп} + \text{Гр}$
 $\text{Би} + \text{Сил} + \text{Гр}$
 $\text{Би} + \text{Рп} + \text{Мп}$
 $\text{Би} + \text{Гр}$

Бирюсинская глыба

$\text{Му} + \text{Би} + \text{Гр} + \text{Ст} + \text{Анд} + \text{Сил}$
 $\text{Му} + \text{Би} + \text{Гр} + \text{Анд} + \text{Сил}$
 $\text{Кшп} + \text{Би} + \text{Гр} + \text{Шп}$
 $\text{Му} + \text{Би} + \text{Гр} + \text{Ст}$
 $\text{Му} + \text{Би} + \text{Гр} + \text{Сил}$
 $\text{Му} + \text{Би} + \text{Гр} + \text{Дис}$

Таблица 8

Радиологические даты метаморфических пород Онотского грабена (К—Аг метод)

Минерал	Характеристика пробы, место ее взятия	Возраст, млн. лет
Амфибол	Амфиболит, белореченская свита, р. Ока	2080
Биотит	Биотитовый сланец, камчадалская свита, р. Онот (пос. Сосновый Байц)	1880
	Биотитовый сланец, свита Соснового Байца, там же	1790
	Биотит-амфиболовый сланец, белореченская свита, р. Ока	1520
	Биотитовый сланец, белореченская свита, там же	1300, 1250
	Биотитовый сланец, белореченская свита, р. Урик	480, 440
Мусковит	Кварцит, свита Соснового Байца, р. Онот	1630

Би+Ро+Кум+Гр
Ро+Кум+Рп+Гр
Ро+Би+Мп+Гр
Ро+Мп+Рп+Гр
Кпш+Би+Ро+Гр
Кпш+Ро+Ка+Гр
Би+Жед+Корд+Рп
Би+Рп+Мп+Гр
 Би+Корд+Гр
 Кпш+Рп+Мп

Му+Би+Анд+Дис
Мп+Рп+Гр
 Би+Кпш+Корд
 Би+Гр+Дис

Карбонатные и другие породы

Кв+Ро+Цо+Скп+Ка+Ди+
+Гр
Кв+Пл+Кпш+Ка+Ди+Фл
Пл+Ро+Скп+Ка+Мп
Вол+Скп+Ди+Ка

Ка+Ди+Скп+Фл+Кпш
Ка+Ро+Цо+Скп+Кпш
Фл+Ди+Кум+Шп
Ка+Ди+Фл

* Здесь и далее сплошной чертой выделяются предельные ассоциации минералов, все остальные могут быть выведены из них.

Бирюсинская глыба отличается от Шарыжалгайского выступа прежде всего широким распространением ставролита и мусковита. Эти минералы исключительно характерны для метаморфических пород ее верхнего структурного этажа. Если же ограничиться парагенезисами только нижних частей разреза, то они полностью укладываются в таковые Шарыжалгайского выступа.

К сожалению, Канская глыба изучена сравнительно слабо. По тем данным, которыми мы располагаем, ее метаморфиты могут быть сопоставлены с верхами Бирюсинской глыбы.

Также недостаточно в этом отношении в литературе описаны Онотский, Урикско-Ийский и Туманшетский грабены. Известно, что последние выполнены метаморфическими образованиями зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций андалузит-силлиманитового и переходного типов, имеют одноименный набор изоград, метаморфических зон и минеральных ассоциаций, а следовательно, между собой они полностью сопоставимы. От Шарыжалгайского выступа их отличает отсутствие парагенезисов дупироксеновой и амфиболитовой фаций, почти не сопоставимы они и с Бирюсинской глыбой:

Бирюсинская глыба

Онотский и Урикско-Ийский грабены

Парагенезисы дупироксеновой
 и амфиболитовой фаций, а так-
 же
Му+Би+Гр+Ст+Анд+Сил
Му+Би+Гр+Анд+Сил
Му+Би+Гр+Дис
Му+Би+Анд+Дис
Би+Гр+Дис

Му+Би+Сил+Гр
Би+Ст
Му+Би
Би+Гр
Би+Ро

Му+Би+Анд+Гр
Му+Би+Анд+Ст
Би+Ст+Гр
Би+Ро+Гр
Кпш+Би+Ро+Эп+Гр,
 а также парагенезисы зе-
 леносланцевой фации

Как видим, общими для комплексов являются только среднетемпературные образования.

И в заключение приводим все те предельные ассоциации минералов, которые известны к настоящему времени в составе Шарыжалгайского

выступа, Бирюсинской и Канской глыб, Онотского, Урицко-Ийского и Туманшетского грабенів:

Метапелиты и метабазиты

Хлоритовые сланцы
Му+Би+Гр+Ст+Анд+Сил
Му+Би+Гр+Дис
Му+Би+Анд+Дис
Кпш+Би+Анд+Сил+Корд+Гр
Би+Анд+Сил+Корд+Шп
Би+Корд+Шп+Жед+Гр
Би+Ро+Кум+Гр
Ро+Кум+Рп+Гр
Ро+Би+Мп+Гр
Кпш+Би+Ро+Гр
Би+Жед+Корд+Рп
Би+Мп+Рп+Гр
Ро+Мп+Гр
Кпш+Би+Ро+Рп+Мп

Карбонатные породы

Ка+Ди+Скп+Фл+Кпш
Ка+Ро+Цо+Скп+Кпш
Кв+Ро+Цо+Скп+Ка+Ди+Гр
Кв+Пл+Кпш+Ка+Ди+Фл
Вол+Скп+Ди+Ка
Фл+Ди+Кум+Шп

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ БАЙКАЛИД

Байкалиды в Алтае-Саянской складчатой области выделяются в северо-восточных и восточных ее районах. В Восточном Саяне они включают Бельско-Китойскую, Гарганскую, Арзыбейскую, Шутхулайскую, Хонголкойскую, Шумацкую глыбы, Хамар-Дабанский массив, Дербинский, Китойский антиклинорий, Окинский синклинорий, в Туве — Сангиленский выступ (массив), Билинский антиклинорий и Харальское поднятие (см. рис. 3).

Некоторые из перечисленных структур входят в фундамент байкалид, другие представляют их геосинклинальный этаж. Правда, не для всех комплексов этот вопрос решается однозначно. Например, Дербинский антиклинорий мы рассматриваем во второй группе. Вместе с тем есть данные, свидетельствующие о том, что отложения одноименной серии несогласно перекрываются метаосадками позднего докембрия (Абрамов, 1974; Сезько, 1975). То же можно сказать и о Сангиленском выступе, который на «Тектонической карте Евразии» определен в качестве внутреннего (краевого) массива в составе ранних каледонид. Причем разрез слагающих его образований в то время считался непрерывным, состоящим преимущественно из рифейских толщ (Тектоника Евразии, 1966, с. 77). В последующем выяснилось, что в строении Сангилена выделяются два структурных этажа, из которых только верхний сложен позднедокембрийскими известняками нарынской свиты (Лепезин, Ушакова, 1974).

Дискуссионен вопрос и относительно положения Харальского поднятия. Г. А. Кудрявцев (1966) считает его фрагментом каледонид, другие исследователи, основываясь опять-таки на данных о несогласии между харальской и охемской свитами, с одной стороны, и нижним кембрием — с другой, включают в байкалиды (А. П. Щеглов, устное сообщение).

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА БАЙКАЛИД

К метаморфическим комплексам фундамента байкалид мы относим Бельско-Китойскую, Гарганскую, Арзыбейскую, Шутхулайскую глыбы, Сангиленский выступ и Билинский антиклинорий (см. рис. 2, 3)

Бельско-Китойская глыба. В виде узкой полосы протягивается вдоль южной границы Шарыжалгайского выступа от оз. Байкал на востоке до низовьев р. Хойто-Ока на западе.

В пределах района распространены (Докембрий Восточного Саяна, 1964) амфиболиты, гранат-двопироксеновые, в том числе эклогитоподобные, гранат-пироксен-амфиболовые, гранат-силлиманитовые, пироксен-роговообманковые, гиперстеновые, гранат-гиперстен-роговообманковые и другого состава гнейсы, скаполит- и пироксенсодержащие кальцифиры, а также мраморы с диопсидом, форстеритом и тремолитом. Метаморфизм Бельско-Китойской глыбы отвечает двопироксеновой и амфиболитовой

Радиологические даты метаморфических пород Бельско-Китойской глыбы (К—Аг метод)

Минерал	Характеристика пробы, место ее взятия	Возраст, млн. лет
Амфибол	Амфиболит, р. Китой	390
	Двупироксеновый амфиболит, р. Олот	390
	Гранат-пироксеновый амфиболит, р. Урик	370
	Амфибол-пироксеновый гнейс, р. Китой	370
	Двупироксеновый амфиболит, р. Дая-Лык	370
	Амфибол-пироксеновый гнейс, р. Урик	340
	Гранат-амфибол-биотит-гиперстеновый гнейс, там же	280
Биотит	Пироксеновый амфиболит, р. Урда-Ока	270
	Гранат-биотит-амфиболовый гнейс, р. Урик	250
	Биотитовый гнейс, р. Китой	430
	Амфибол-гранат-биотитовый гнейс, там же	400
	Биотитовый гнейс, р. Китой	380, 340
	Биотит-амфиболовый гнейс, р. Б. Белая	330
	Гранат-биотит-амфиболовый гнейс, р. Урик	320
	Гранат-силлиманит-биотитовый гнейс, р. Дая-Лык	310
	Пироксен-биотитовый гнейс, р. Дая-Лык	340
	Гранат-биотитовый гнейс, р. Б. Белая	340
	» » р. Урик	300
	Биотит-гранатовый гнейс, р. М. Белая	300
	Биотитовый гнейс, р. Китой	290, 280
	Биотит-пироксеновый гнейс, р. Урик	260
	Гранат-биотитовый гнейс, там же	240
Гранат-биотит-пироксеновый гнейс, там же	240	

фациям и поэтому сопоставим с описанным ранее Шарыжалгайским выступом. Многие считают, что породы здесь того же нижнеархейского возраста. Однако геохронологические данные (табл. 9) дают очень низкие значения, хотя есть отдельные даты 2100—4300 млн. лет, но получены они К — Аг методом по пироксенам.

На продолжении Бельско-Китойской глыбы находится гранулитовый комплекс Слюдянки (минеральные ассоциации см. в табл. 10), который по многим признакам сопоставим с археем Алдана (Коржинский, 1940).

Гарганская глыба. Под таким названием выделяются выходы архейских пород по водоразделам рек Ока, Урик и Китой, которые расчленены здесь на три свиты (Докембрий Восточного Саяна, 1964): нижнюю — богоройскую (биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы, гранат-биотитовые, роговообманково-биотитовые гнейсы, амфиболиты и др.), среднюю — ишунтинскую (преобладают амфиболиты и роговообманковые гнейсы) и верхнюю — улзетинскую (гнейсы, гранито-гнейсы). Суммарная мощность выделяемых отложений 5000—6000 м.

Из минеральных ассоциаций в пределах района развиты Кв + Пл + Гип + Рут, Пл + Ро + Гип + Гр + Рут, Кв + Пл + Би + Гр, Кв + Пл + Ро, Кв + Пл + Ро + Гр, Пл + Ро + Би, а также эклогитоподобные (Кв + Пл + Би + Гр + Рп + Мп, Кв + Пл + Би + Гр + Мп + Рут). Парагенезисы двупироксеновой и амфиболитовой фаций соответствуют раннему этапу метаморфизма. Более низкотемпературные образования, как правило, являются регрессивными.

Возраст метаморфизма Гарганской глыбы, очевидно, древнее 2300—2400 млн. лет (отдельные определения К — Аг методом по амфиболам, табл. 11), во всяком случае не моложе прерывающих ее гранитоидов Китойского комплекса (радиологические даты 1900—1000 млн. лет).

Арзубейская глыба. Находится на западе Восточного Саяна, между Дербинским антиклинорием и Канской глыбой. С окружающими породами кувайской и дербинской серий контактирует по разломам.

Метапелиты	Метабазиты	Карбонатные породы
Кв+Пл+Би+Корд+Гр+ +Кпш+Сил	Кв+Пл+Би+Ро+Дп+ +Скп+Кпш	Кв+До+Фо+Фл+Шп+ +Кгм+Ка
Кв+Пл+Би+Корд+Кпш+ +Гш+Сил	Кв+Пл+Бп+Ро+Кпш+ +Ди+Гш	Кв+Ка+Ди+Ро+Скп+Эп
Кв+Пл+Би+Корд+Гип+ +Гр+Сил	Кв+Пл+Би+Кпш+Дп+ +Гш	Кв+Пл+Ка+Ро+Скп+ +Ди
Кв+Пл+Би+Кпш+Гр+ +Гш	Кв+Пл+Бп+Ро+Дя+Гш	Кв+Пл+Ка+Кпш+До+ +Скп
Кв+Пл+Би+Гш+Корд+ +Сил	Кв+Пл+Би+Дп+Гш	Пл+Ка+Ди+Ро+Скп
Кв+Пл+Би+Корд+Гр+ +Сп	Кв+Пл+Ро+Дп+Гш	Кв+Ка+Ро+Ди+Скп
Кв+Пл+Бп+Кпш+Корд+ +Сил	Кв+Пл+Бп+Гш	Ка+До+Ди+Фл+Скп
Кв+Пл+Бп+Гр+Сил		Ди+Ка+Скп+Тр+Ап
Кв+Пл+Би+Кпш+Гр		Ка+До+Фо+Ди+Ап
Кв+Пл+Би+Сп		Кв+Ка+Ди+Скп+Ап
Кв+Пл+Би+Гр		Ка+Фо+Фл+Ди
Кв+Пл+Би		До+Ка+Фо+Ди
		Кв+Ка+Ди+Скп

Метаморфические образования данной структуры представлены роговообманковыми, биотит-роговообманковыми и биотитовыми гнейсами, амфиболитами, кварцитами и подчиненно мраморами. Преобладают диафорические минеральные ассоциации, но изредка встречаются и высокотемпературные амфибол-двупироксеновые (Савельев, Писаренко, 1964). В связи с высокой степенью измененности пород заниженными являются и определения абсолютного возраста (600—470 млн. лет, табл. 12).

Сангиленский выступ (массив). Выделен на крайнем юго-востоке Тувы. На Севере его структура срезается Агардагским глубинным разломом, на юге и востоке уходит за пределы СССР, в Монголию. Этот район в настоящее время изучен относительно хорошо, поэтому на нем мы остановимся более детально.

Современная стратиграфия нагорья Сангилен базируется на материалах среднемасштабного картирования (Ильин, 1958; Ильин, Моралев, 1963; Ильин, Шейнман, 1963; Кудрявцев, 1967; Геология Союза, 1966).

В принятой схеме выделяются снизу вверх тесхемская, мугурская, балыктыгхемская, чартысская, нарынская и чахыртойская свиты. Из них

Т а б л и ц а 11

Радиологические даты метаморфических пород Гарганской глыбы (К—Аг метод)

Минерал, поро- да	Характеристика пробы, место ее взятия	Возраст, млн. лет
Амфибол	Амфиболит, оз. Окинское	2370
Мусковит	Мусковитовый гранито-гнейс, р. Гарган-Иркутный	1140
	Гранито-гнейс из гальки базальных конгломератов монго- шинской свиты, р. Урик	680
Биотит	Биотитовый гранито-гнейс, там же	1090
Слюдка	Милонит по гнейсу, р. Китой	850
Вал	Гранито-гнейс из гальки базальных конгломератов монго- шинской свиты, р. Урик	820
Биотит	Эпидот-биотитовый гнейс, р. Хоре	690, 490

Радиологические даты метаморфических пород Арзыбейской глыбы (К—Аг метод)

Минерал	Характеристика породы, место ее взятия	Возраст, млн. лет
Амфибол	Амфиболит, р. М. Арзыбей	610
	Амфиболовый гнейс, р. Крол	600
Биотит	Биотитовый гнейс, там же	560
	Биотитовый гнейс, р. Б. Арзыбей	470

две первые считаются нижнепротерозойскими, балыктыгхемская и чартыска — среднепротерозойскими, а нарынская и чахыртойская — верхнепротерозойскими. Общая мощность разреза оценивается в 12 000—15 000 м. При этом считается, что, за исключением чахыртойской свиты, все остальные залегают согласно. Естественно, при такой трактовке взаимоотношений толщ возраст их метаморфизма не может быть древнее верхнего протерозоя.

В последние годы в процессе тематических исследований и геологосъемочных работ среди известняков, ранее считавшихся балыктыгхемскими, обнаружены проявления рифейской органики (данные Г. П. Александрова, Т. М. Владимирского, Ю. М. Мальцева, Н. В. Межеловского, Н. В. Рогова, В. И. Шибанова, А. С. Хрипунова и др.). И хотя принципиальная стратиграфическая схема А. В. Ильина, В. М. Моралева, Г. А. Кудрявцева и Ю. М. Шейнмана остается, по сути, прежней, положение и возраст отдельных подразделений, особенно в верхней части колонки, уточнены. Прежде всего это касается нарынской свиты, которая на основании органических остатков ранее А. В. Ильиным (1958) рассматривалась в составе синия, Н. В. Межеловским и Ю. М. Мальцевым (с учетом новых данных) — рифея, а Г. П. Александровым — венда. Поскольку точка зрения на взаимоотношение толщ не изменилась, т. е. разрез, как и прежде, считается непрерывным, возраст метаморфизма должен быть еще более молодым.

В отличие от ранних представлений, принципиально новыми оказались данные, полученные при картировании метаморфических образований западных и южных частей Сангиленга. В частности, по рекам Марат, Ара-Булак, Качик удалось установить (Лепезин, Ушакова, 1974), что известняки с рифейской органикой (нарынская свита) на подстилающих породах чинчилигской серии залегают с угловым и азимутальным несогласием. Аналогичные взаимоотношения карбонатных отложений с нижележащими намечаются и в других районах нагорья (Капустин, 1974). Правда, известняки здесь считаются не нарынскими, а балыктыгхемскими, однако вопрос их датирования остается дискуссионным. Следует также отметить, что в последнее время на Сангиленге выделен так называемый Эрзинский комплекс с парагенезисами двупироксеновой фации (Кв + Пл + Гип, Кв + Пл + Гип + Корд + Би + Кпш + Шп, Кв + Пл + Гип + Мп, Кв + Пл + Кпш + Би + Корд + Шп + Гр + Сил), залегающий в основании разреза и сопоставляющийся с гранулитами восточных районов Алтае-Саянской складчатой области (Казаков, Митрофанов, 1976). К сожалению, поля развития этих пород пока не откартированы, поэтому на прилагаемых нами картах они не показаны.

Если стратиграфия Сангиленского выступа находится в стадии разработки, то практически не изученным был до сих пор метаморфизм. В литературе имелись всего лишь отдельные указания на неоднородный характер его проявления («пятнистый метаморфизм») с постепенным переходом от одних фаций к другим. Ниже мы представим результаты специального исследования с применением геологического картирования правобережья р. Эрзин (водораздел рек Улор, Баянкол, Морен, Солчер, Тар-

лышкин-Хем), района Ара-Булак — Марат — Качик, полосы метаморфических пород вдоль р. Нарын от пос. Эрзин до пос. Нарын и далее на восток и некоторых других участков. Карта метаморфизма нагорья Сангилен, составленная при участии Е. Н. Ушаковой и В. И. Шибанова, представлена на рис. 5.

П р а в о б е р е ж ь е р. Э р з и н (см. рис. 5, 1). На среднемасштабных геологических картах на этой площади показаны выходы тесхемской, мугурской, балыктыгхемской свит и прорывающих их гранитов. В составе двух первых толщ преобладают метапелиты (андалузитовые, ставролитовые, силлиманитовые с биотитом, мусковитом, кордиеритом и другого состава гнейсы). Амфиболиты, мраморы и кварциты (в том числе железистые) по отношению к общему объему пород являются подчиненными. Мощность пачек достигает 200—300 м (редко более), протягиваются они на значительные расстояния, выполняя роль хороших маркирующих горизонтов (рис. 6).

С юго-востока на северо-запад по метапелитам здесь закартированы зоны: андалузит-ставролитовая (I), ставролит-силлиманитовая (II) и силлиманит-гранатовая (III). Развитие в их пределах минеральные ассоциации представлены в табл. 13. Переход от первой зоны ко второй и от второй к третьей представляется следующими равновесиями: Анд (зона I) → Сил (зона II) и Кв + Му + Ст + Гр (зона II) → Гр + Сил + Би + Н₂O (зона III). Выделенные изограды параллельны маркирующим горизонтам.

Заслуживает внимания распределение полиморфных модификаций Al₂SiO₅. Андалузит характерен для первой зоны, силлиманит — для второй и третьей, дистен встречается только в третьей зоне. Иными словами, с повышением степени метаморфизма растет не только температура, но и давление. Характерно, что кианит здесь не имеет площадного распространения, а приурочен в основном к выходам мусковитоносных пегматитов, т. е. намечается своего рода «пятнистость» в распределении давления в третьей зоне.

Т а б л и ц а 13

Минеральные ассоциации метаморфических пород правобережья р. Эрзин (Лезевин и др., 1974)
+ Кв + Пл + Би

Зона I	Коллич. шлифов	Зона II	Коллич. шлифов	Зона III	Коллич. шлифов
Му+Гр	15	Му+Ст+Гр	15	Му+Гр	11
Му+Ст	7	Му+Сил+Гр	10	Му	11
Му+Корд+Ст+Гр	4	Му	9	Гр	6
Му	3	Му+Сил+Корд+Ст+Гр	8	Му+Сил+Гр	3
Му+Ст+Анд+Сил+Корд+Гр	2	Му+Гр	7	Му+Сил+Гр+Дис	2
Анд+Ст	2	Му+Сил+Ст+Гр	5	Сил+Гр	2
Му+Анд+Сил+Ст+Гр	2	Му+Сил+Корд+Гр	1	Му+Сил+Ст+Гр+Дис	1
Му+Корд+Анд+Ст+Гр	1	Сил+Ст+Гр	1	Му+Сил+Ст+Гр	1
Му+Ст+Гр	1	Ро	6	Му+Кпш+Гр	1
Му+Корд+Гр	1	Му+Ст+Сил	2		
		Гр+Кпш	2		
		Гр	2		
		Корд	1		
		Сил	1		
		Му+Гр+Кпш	1		



Рис. 5. Схематическая карта метаморфизма нагорья Сангилен (Тува) (составлена автором при участии Е. Н. Ушаковой и В. И. Шибанова).

1 — амфиболитовая фацис низких давлений; 2 — высокотемпературная субфацис эпидот-амфиболитовой фацис переходного типа; 3 — низкотемпературная субфацис эпидот-амфиболитовой фацис переходного типа; 4 — нерасчлененная эпидот-амфиболитовая фацис переходного типа; 5 — нерасчлененные эпидот-амфиболиты (преобладает) и зеленосланцевая фацис (преобладает) мусковит-биотитовая субфацис + эпидот-амфиболитовал (подчиненно) фацис; 7 — нерасчлененные зеленосланцевая + пренил-пумпеллиитовая фацис; 8 — граниты; 9 — щелочные породы (нефелиновые сиениты и др.); 10 — гилеразиты; 11 — разломы. Места находок специфических минералов, ассоциаций и пород: 12 — гиперстена, 13 — андалузит, сидлиманита и калиевого полевого шпата, 14 — сидлиманита и калиевого полевого шпата, 15 — андалузита и калиевого полевого шпата, 16 — андалузита и сидлиманита, 17 — андалузита, 18 — дистена (мусковитовых пегматитов), 19 — то же, по шпатам, 20 — старворитга, 21 — то же, по шпатам, 22 — рифейская, 23 — кембрийская.

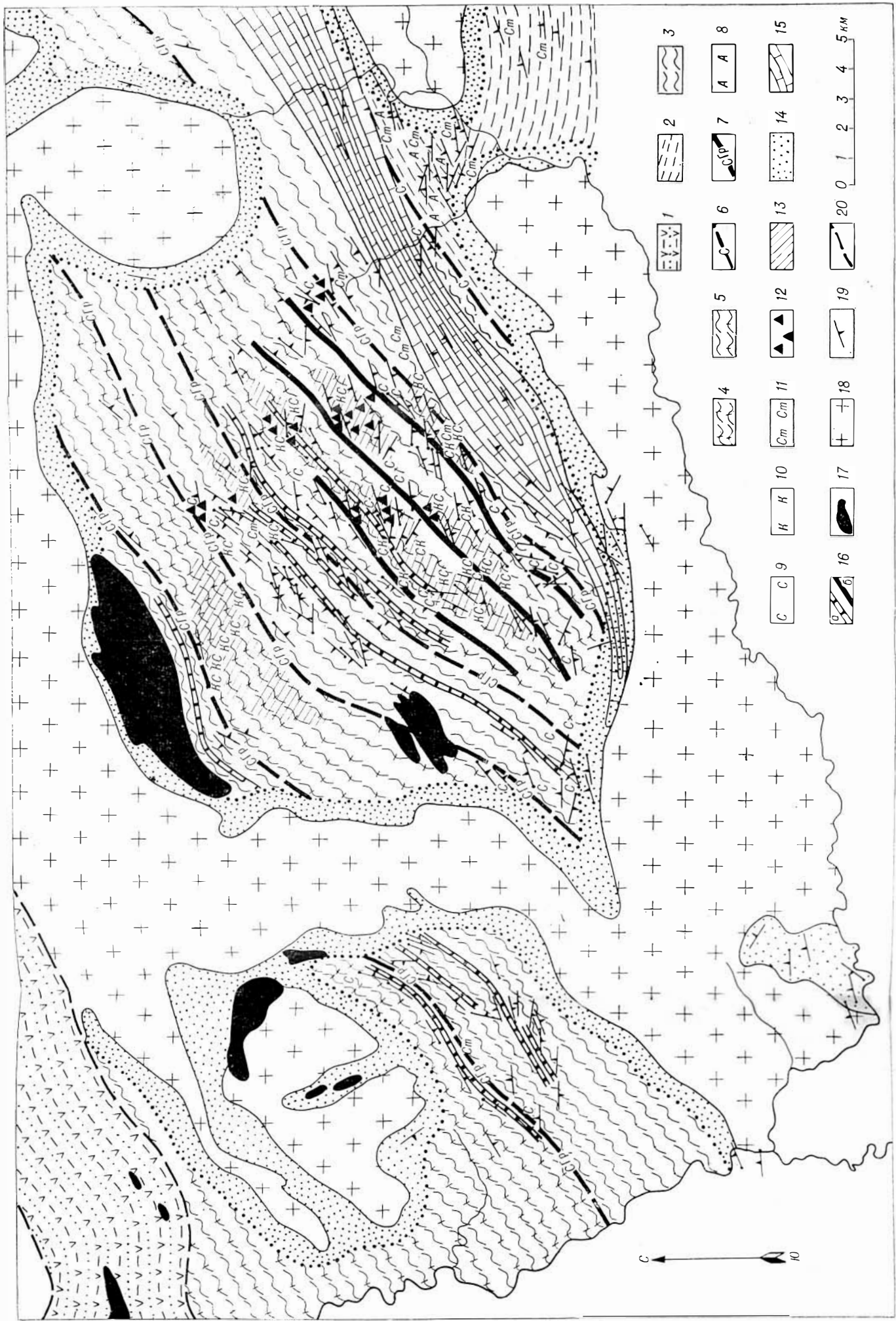
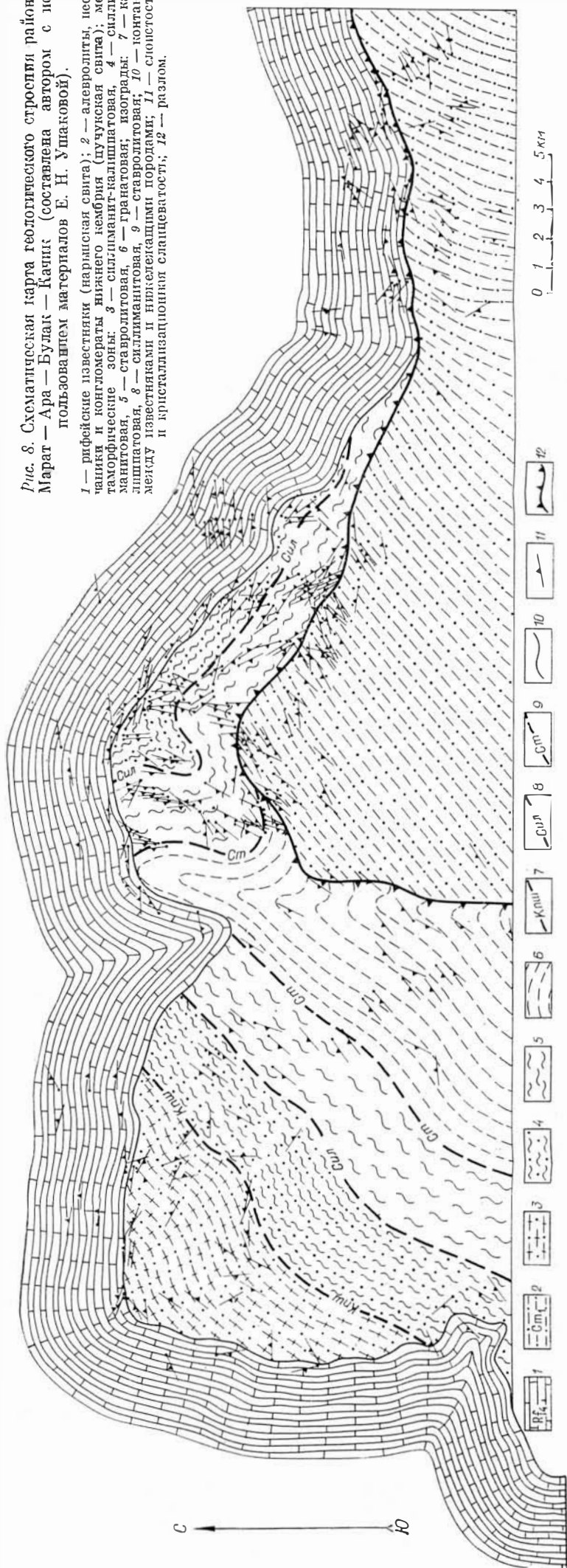


Рис. 6. Геолого-метаморфическая карта водораздела рек Улор, Байнкол, Морен, Солгер, Тарышкыл-Хем (правобережье р. Эраин) (составлена автором).
 1 — кембрийские отложения, метаморфизованные в условиях пренит-пумселинитовой и азеленослашистой фации; зоны метаморфизма: 2 — андалузит-старролитовая, 3 — старролит-силлиманитовая, 4 — силлиманит-гранатовая, 5 — нерасчлененные старролит-силлиманитовая и силлиманит-гранатовая; изогоры: 6 — андалузит-гранатовая, 7 — силлиманит-гранатовая; места находок специфических минералов и пород: 8 — андалузит, 9 — силлиманит, 10 — дистен, 11 — старролит, 12 — мусковитовые пегматиты; 13 — участки повышенных давлений; 14 — роговики (амфиболитовая фация андалузит-силлиманитового типа); 15 — мраморы (альпийского типа); 16 — мраморы (альпийского типа); 17 — гипербазиты; 18 — граниты; 19 — кристаллизационная сланцеватость; 20 — разломы.

Рис. 8. Схематическая карта геологического строения района Марат — Ара — Булак — Качиц (составлена автором с использованием материалов Е. Н. Ушаковой).

1 — рифейские известняки (нарышская свита); 2 — алевролиты, песчаники и конгломераты нижнего кембрия (пучукская свита); метаморфические зоны: 3 — силлиманит-кашпатовая, 4 — силлиманитовая, 5 — ставролитовая, 6 — гранатовая; изогорды: 7 — кальциевая, 8 — силлиманитовая, 9 — ставролитовая; 10 — контакт между известняками и никельсодержащими породами; 11 — слонцовость и кристаллизационники сланцеватости; 12 — разлом.



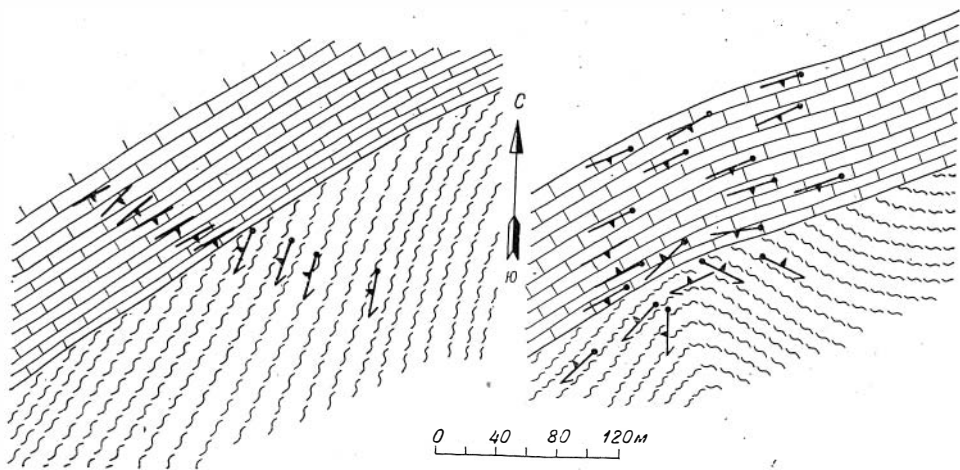


Рис. 7. Примеры взаимоотношений мраморов (балыктыгхемская (?) свита) с подстилающими породами на участке между реками Баянгол и Улор.

Метаморфизм карбонатных пород (балыктыгхемская свита), протягивающихся полосой от р. Солчер на западе до р. Улор и далее на востоке (см. рис. 6), судя по парагенезисам прослоев метапелитов и metabазитов ($Kв + Пл + Би + Му$, $Kв + Пл + Би$, $Kв + Пл + Би + Ро$, $Kв + Пл + Ро$ и др.), укладывается в эпидот-амфиболитовую фацию. Заметим, что между мраморами (с прослоями графитовых сланцев и амфиболитов) и подстилающими их породами не исключено несогласие. Простирание метаизвестняков на всем протяжении, как правило, выдержанное северо-восточное. Напротив, контактирующие с ними гнейсы и сланцы, осложненные мелкой складчатостью, обнаруживают самые разнообразные элементы залегания (рис. 7). Конечно, приведенных данных, возможно, и недостаточно, чтобы делать обобщающие выводы. Тем не менее, по аналогии с районом Ара-Булак — Марат — Качик (подробно об этом будет сказано ниже) есть основание предполагать, что карбонатные отложения, относимые ранее к балыктыгхемской свите, в действительности могут быть нарынскими, т. е. рифейскими.

Район Ара-Булак — Марат — Качик (см. рис. 5, 2) находится на юге Сангилена. Сложен отложениями чинчилогской серии и нарынской свиты. Детальным картированием установлено: известняки с рифейскими микрофитолитами на гнейсах и сланцах лежат с угловым и азимутальным несогласием (рис. 8). Контакт тех и других прослежен на расстоянии 70 км от р. Качик на востоке до перевала Марат на западе. На всем протяжении простирание известняков выдержанное субширотное с падением слоистости ($30-70^\circ$) на север. Примеры взаимоотношений мраморов с нижележащими породами приведены на рис. 9.

На востоке Ара-Булака в пределах поля развития пород чинчилогской серии в метапелитах выделены гранатовая + ставролитовая (нерасчлененные) и гранат-силлиманитовая зоны (минеральные ассоциации см. в табл. 14). Из полиморфных модификаций Al_2SiO_5 здесь найдены силлиманит и дистен, причем последний установлен в высокотемпературной зоне (см. рис. 8) и опять-таки в поле распространения мусковитоносных пегматитов. На западе Ара-Булака, наряду с перечисленными зонами, закартирована еще и калишпат-силлиманитовая. Кианит в породах не найден, но развит андалузит. Таким образом, для исследованного района намечается различие в максимумах метаморфизма как по температуре, так и по давлению.

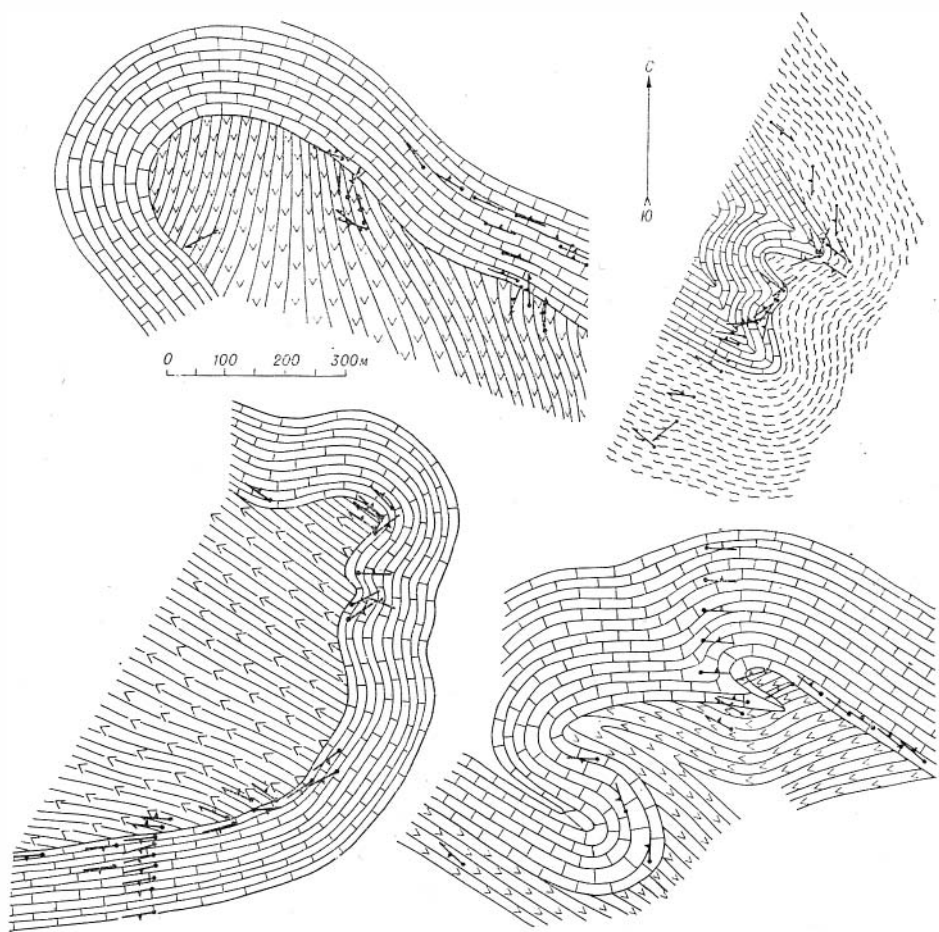


Рис. 9. Примеры взаимоотношений известняков нарынской свиты (рифей) с подстилающими породами.

В отличие от чинчилигской серии в нарынской свите преобладают парагенезисы (по прослоям метапелитов и metabазитов) фации зеленых сланцев (табл. 15). Состав ее преимущественно карбонатный.

Из взаимоотношений рассмотренных толщ вытекают два важных вывода. Известняки залегают несогласно на метаморфических породах гранатовой, ставролитовой, силлиманитовой и силлиманит-калишпатовой зон, т. е. на разных по степени метаморфизма горизонтах. Следовательно, осадконакоплению нарынской свиты предшествовал длительный перерыв. На примере других зонально-метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области можно показать, что суммарная «мощность» метаморфических зон от начала эпидот-амфиболитовой фации до амфиболитовой оценивается, как правило, в 5—7 км или даже более (см. рис. 8). Если учесть, что под карбонатными отложениями нет пород зеленосланцевой фации, приведенные значения могут быть минимальными оценками глубины эрозии метаморфитов перед осадконакоплением известняков. Иными словами, чтобы вывести на поверхность амфиболитовую фацию, предварительно следовало «снять» верхний слой мощностью более 7 км.

Изограды фундамента, имеющие северо-восточное и северо-западное простирание, не прослеживаются в вышележащих отложениях, а перекрываются ими (см. рис. 8). В то же время метаморфизм нарынской свиты низкотемпературный (см. табл. 15). Проявившись позднее, он, однако, не

Минеральные ассоциации метаморфических пород района Ара-Булак—Марат—Качик
(Лепезин, Ушакова, 1974)
+Кв+Пл+Би

Ставролитовая+гранатовая зона	Колич. шлифов	Гранат-силлиманитовая зона	Колич. шлифов	Силлиманит-кальцитовая зона	Колич. шлифов
Му+Гр+Хл	134	Сил+Гр±Му	28	Сил+Кшш±Му	19
Му+Хл	110	Сил+Му	19	Кшш+Му	7
Му	15	Му+Гр	8	Сил+Кшш+Гр	6
Ст+Му+Гр±Хл	5	Му+Анд+Сил+Гр	5	Сил+Гр	4
Му+Ст+Анд+Гр	3	Му+Кшш	2	Му+Сил+Кшш+Гр	2
		Ст+Гр+Сил+Дис	1	Кшш+Гр	2
		Му+Анд+Сил	1	Гр	1
		Му+Сил+Ст+Гр	1	Гр+Корд+Сил	1
		Сил+Ст+Гр	1	Анд+Сил+Кшш	1
		Му+Сил+Гр+Дис	1	Сил+Му	1
		Кв+Пл+Ди+Кшш	3	Сил	1
		Кв+Пл+Ро	4	Гр+Гип	1
		Кв+Пл+Ро+Ромб. амф.	1	Ро+Ди+Ка+Эп	8
				Ро	2

оказал влияния на никележащие породы. Объясняется это прежде всего тем, что максимальные условия метаморфизма верхнего структурного этажа не превышали термодинамических параметров подстилающих образований. Из этих же данных следует, что осадконакопление и метаморфизм фундамента были предверхнерифейскими.

Таблица 15

Минеральные ассоциации чартысской, нарынской, пучукской и ходалаякской свит

Чартысская свита +Кв+Пл	Колич. шлифов	Нарынская свита +Кв+Аб(Пл)	Колич. шлифов	Пучукская+ходалаякская свиты +Кв+Аб	Колич. шлифов
Би+Ка+Эп	13	Би+Му±Ка	41	Хл+Му+Эп+Стил	169
Би+Му±Ка	9	Акт	11	Му+Стил+Ка	111
Би+Му+Гр	6	Му+Стил±Ка	10	Хл+Стил+Акт+Ка	25
Ро+Би+Ка	4	Му±Ка	8	Му+Стил(Би?)±Грф	24
Би+Ка+Эп±Му	3	Би+Кшш+Ро±Ка	5	Акт+Ка+Стил (Би?)	18
Би+Му+Кшш	3	Ро+Эп+Ка	3	Хл+Му+Ка	14
Ро+Эп+Ка	2	Би+Ро+Эп	3	Му+Ка	13
Би+Ро	2	Хл+Му+Ка	3	Хл+Стил+Му	9
Би+Му+Гр	2	Би+Ро±Ка	3	Хл+Му+Би	7
Би+Му+Кшш+Эп	2	Хл+Му+Би+Ка+Эп	2	Хл+Эп+Ка+Му	6
Би+Ро+Ди+Кшш	2	Би	2	Му	6
Ро+Би+Эп	1	Би+Ро+Кум	1	Му+Кшш	6
Му+Би+Сил+Гр	1	Трем+Ка	1	Хл+Му+Ка+Стил	4
Му+Би+Сил	1	Би+Ка+Эп	1	Хл+Эп+Би	4
Ро+Ка	1			Хл+Му+Би+Ка	4
Би+Кшш+Ро+Ка	1			Му+Стил+Пумп	2
Би+Ро+Кшш	1			Акт+Би+Эп	2
Ро+Кшш+Ди	1			Трем+Ка	2
				Му+Стил+Пумп+Ка	2
				Хл+Акт+Эп+Ка	1
				Стил+Эп+Му+Ка	1
				Хл+Му	1

Р а й о н Ц о р и г и н - Г о л (см. рис. 5, 3) расположен восточнее ранее описанного и обнаруживает практически тот же набор парагенезисов: Кв + Пл + Хл(?) + Му + Би + Анд + Гр — 6, Кв + Пл + Хл(?) + Му + Би + Ст + Гр — 7, Кв + Пл + Хл(?) + Му + Би + Анд + Ст + Гр — 5, Кв + Пл + Хл(?) + Му + Би + Анд + Ст — 5, Кв + Пл + Хл(?) + Му + Би + Кпш — 2, Кв + Пл + Хл + Му + Би + Ст — 1, Кв + Пл + Хл + Би + Эп — 1, Пл + Би + Ка + Акт + Му + Эп — 1, Кв + Пл + Би + Акт + Ка — 1, Кв + Пл + Хл + Акт + Би — 1.

Ц е н т р а л ь н а я ч а с т ь н а г о р ь я С а н г и л е н (см. рис. 5, 4) представлена метаморфическими породами чартысской, нарынской, пучукской и ходалякской свит. Литологический состав двух первых из них преимущественно карбонатный. По минеральным ассоциациям метапелитов и метабазитов степень метаморфизма чартысской свиты соответствует нерасчлененным эпидот-амфиболитовой (преобладает) и зеленосланцевой фациям, нарынской — в основном мусковит-биотитовой субфации зеленосланцевой фации. Что же касается парагенезисов пучукской и ходалякской свит, то среди них преобладают низкотемпературные, часто с пумпеллиитом и стильномеланом (см. табл. 15).

Р а й о н с р е д н е г о т е ч е н и я р. Б а л ы к т ы г - Х е м находится в центральной части нагорья Сангилен (на рис. 5 он не показан). В его строении принимают участие балыктыгхемская и чартысская свиты. Первая исключительно карбонатная (преобладают мраморы), вторая по литологическому составу слагающих ее пород пестрая: хлоритовые, актинолитовые, биотитовые, гранатовые, биотит-роговообманковые, куммингтонитовые, кордиеритовые и другого состава сланцы, прослои мраморов и амфиболитов. Е. Н. Ушаковой (Ушакова, Лаврентьев, Усова, 1975) здесь выделены зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая и частично даже амфиболитовая фации (табл. 16). Метаморфические зоны идут под небольшим углом к простираению литологических горизонтов. Зональность возникла либо за счет теплового воздействия палеозойских гранитоидов, либо по возрасту она еще более древняя.

«Р о г о в и к и и к с е н о л и т ы» характеризуются своеобразным набором минеральных ассоциаций (табл. 17), отвечающих амфиболитовой фации и накладывающихся на ранее метаморфизованные отложения тесхемской и мугурской свит (разрезы по рекам Тес-Хем, Морен, Эрзин).

Т а б л и ц а 16

Минеральные ассоциации метаморфических пород среднего течения р. Балыктыг-Хем (Ушакова, Лаврентьев, Усова, 1975)

Зона I +Кв+Аб	Зона II +Кв+Пл	Зона III +Кв+Пл
Хл+Му+Би+Кпш+Ка	Хл+Би+Кпш+Ро+Ка	Би+Гр+Корд
Хл+Му+Би+Ка	Би+Ро+Мп+Кпш+Ка	Кпш+Бп+Гр
Му+Бп+Кпш+Ка	Би+Ро+Ка	Кпш+Би
Хл+Му+Ка		Би+Гр
Му+Би+Ка		Кпш+Гр+Ро+Мп+Ка
Хл+Би+Ка		Би+Ро+Мп+Скп+Ка
Хл+Акт+Бп+Ка		Бп+Ро+Кум+Гр
		Ро+Кум+Би
		Бп+Кум+Гр
		Кпш+Би+Ро
		Кпш+Гр+Ро
		Би+Ро
		Би+Кум
		Фо+Фл+Ро+Мп+Ка

Минеральные ассоциации «ксенолитов» и «роговиков» (разрезы по рекам Тес-Хем, Эрзин, Морен) (Лепезин и др., 1974)
+Кв+Пл+Би

Р. Тес-Хем	Колич. шли-фов	Р. Эрзин	Колич. шли-фов	Р. Морен	Колич. шли-фов
Кпш+Му	20	Корд+Гр+Кпш+Му	8	Гр+Кпш+Му	13
Ро+Кпш	20	Ро	8	Корд+Сил+Кпш+Му	5
Гр+Кпш	13	Гр+Кпш+Му	7	Гр+Кпш+Корд+Шп	3
Гр+Му+Сил+Корд	7	Кпш	6	Корд+Сил+Гр+ +Кпш	2
Ро+Ди	7	Корд+Гр+Сил+Кпш	4	Корд+Сил+Гр+ +Кпш+Му	2
Сил+Кпш+Корд+ +Му	5	Корд+Гр+Му	4	Сил+Корд+Шп+ +Му	2
Сил+Корд+Гр	5	Корд+Гр+Анд+Му	3	Сил+Корд+Гр+Шп+ +Кпш	1
Корд+Кпш+Му	5	Корд+Сил+Кпш+ +Му	2	Корд+Шп	1
Анд+Гр+Му	4	Корд+Сил+Кпш+ +Гр+Шп	2	Корд+Сил+Гр	1
Сил+Кпш	3	Корд+Гр+Шп	2	Корд+Гр	1
Анд+Сил+Му	2	Ро+Кпш	2	Корд+Кпш	1
Анд+Сил+Гр+Кпш	2	Корд+Кпш+Шп	1		
Анд+Корд+Кпш	1	Сил+Кпш+Му	1		
Анд+Кпш	1	Корд+Кпш+Му	1		
Анд+Гр+Кпш	1	Корд+Гр	1		
Сил+Гр+Кпш	1	Корд+Гр+Сил	1		
Сил+Гр	1				
Сил+Корд+Шп	1				

Поздний характер контактового метаморфизма проявляется в том, что поля развития роговиков в большинстве случаев повторяют контуры гранитных массивов и являются «секущими» относительно метаморфической зональности раннего этапа метаморфизма, а также кристаллизационной сланцеватости и слоистости пород (см. рис. 5, 6). Из полиморфных модификаций Al_2SiO_5 в «роговиках» встречены андалузит и силлиманит нередко в парагенезисе с калиевым полевым шпатом. Следовательно, по отношению к раннему этапу регионального метаморфизма контактовый протекал при более высоких температурах.

Метаморфические породы в разрезе р. Нарын (см. рис. 5, 5, табл. 18) во многом сопоставимы с только что описанными. Они представлены минеральными ассоциациями амфиболитовой фации и, за исключением единичных находок гиперстена, ничем не отличаются от роговиков и ксенолитов.

Анализ полученных данных показывает, что метаморфизм нижнего терригенного комплекса, включающего тесхемскую и мугурскую свиты, меняется в пределах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций переходного по давлению типа. При этом находки андалузита ограничиваются низкотемпературными субфациями эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, а все проявления дистена относятся к полям развития мусковитоносных пегматитов и приурочены к породам высокотемпературной субфации эпидот-амфиболитовой фации.

Метаморфизм вышележащих балыктыгхемской и чартынской свит соответствует эпидот-амфиболитовой и частично зеленосланцевой фациям.

Большинство же парагенезисов минералов из метапелитов и метабазитов нарынской свиты принадлежит к мусковит-биотитовой субфации

Минеральные ассоциации метаморфических пород в разрезе р. Нарын (Ленезин и др., 1974)
+Кв+Пл+Би

Парагенезис (колич. шлифов)	Парагенезис (прослои в мраморах)
Гр+Кпш±Му(27)	Кв+Пл+Би+Гр+Кпш+Сил
Гр(17)	Кв+Пл+Би+Кпш+Анд
Сил+Корд+Гр(16)	Кв+Пл+Би+Анд+Сил+Корд+ +Кпш
Кпш±Му(15)	Кв+Пл+Би+Анд+Спл+Корд+ +Кпш
Сил+Корд+Кпш+Гр(5)	Кв+Пл+Би+Гр+Корд+Сил+ +Кпш
Ро+Кпш(4)	Кв+Пл+Би+Кпш+Ди+Ро
Сил+Кпш±Му(3)	Кв+Пл+Кпш+Ро
Ро(3)	Кв+Пл+Ро+Ди
Ро+Ди(3)	Кв+Пл+Би+Ро
Сил+Кпш(2)	Кв+Пл+Би+Гр+Му
Гр+Корд+Кпш(2)	Кв+Пл+Би+Кпш±Му
Гр+Сил(2)	Пл+Би+Ро+Ди
Корд+Кпш±Му(2)	Пл+Ро+Ди
Ро+Гип(2)	
Кв+Пл+Ро+Ди(2)	
Сил+Корд+Кпш+Му(1)	
Гр+Сил+Кпш+Шп(1)	
Гр+Гип(1)	

фации зеленых сланцев; ассоциации эпидот-амфиболитовой фации отмечаются значительно реже. Из полиморфных модификаций Al_2SiO_5 в породах изредка наблюдается силлиманит; андалузит и дистен в шлифах не встречены. В то же время, по данным шлихового опробования, на территории развития карбонатных отложений дистен отмечается часто. Правда, остаются неясными источники сноса. Не исключено, что он накапливается за счет разрушения нижележащих толщ. И наконец, метаморфизм кембрийских отложений (пучукская и ходалякская свиты) укладывается в зеленосланцевую и пренит-пумпеллиитовую фации. Парагенезисы более высокотемпературных фаций для них не характерны. Из приведенного обзора видно, что степень метаморфизма в целом понижается при переходе от древних толщ к молодым.

Что же касается пространственных закономерностей распределения фаций, то они заключаются в следующем. Западная часть нагорья Сангилен сложена породами амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций; далее на восток последовательно сменяют друг друга нерасчлененные эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая, зеленосланцевая и пренит-пумпеллиитовая фаии.

Особое положение занимает здесь амфиболитовая фаия. В подавляющем большинстве ее парагенезисы обнаружены либо в контакте с гранитами, либо среди ксенолитов, т. е. являются более поздними. С учетом этих данных, а также взаимоотношений различных толщ для Сангилена в целом можно наметить несколько этапов метаморфизма. В течение первого метаморфизованы доверхнерифейские (радиологические даты см. в табл. 19), т. е. донарынские толщи (тесхемская, мугурская и другие свиты), затем был длительный перерыв, происходили осадконакопление и метаморфизм нарынской свиты, а позднее — осадконакопление и метаморфизм кембрийских толщ. Что же касается контактового метаморфизма,

Радиологические даты метаморфических пород Сангиленского выступа (К—Аг метод)

Минерал, порода	Возраст, млн. лет	Литературный источник	
Роговая обманка	900	Геология СССР (1966)	
	720		
	440		
	330		
	270		
	550		Данные автора
	420		
Бал	370	Иванова и др. (1961)	
	520		

время его проявления отчетливо посленарыньское. Высокотемпературные роговики на контакте с гранитами имеются и в составе пучукской свиты. Граниты по многим признакам сопоставимы с Таннуольским комплексом, имеющим нижнепалеозойский возраст. Последнее, в свою очередь, делает определенным и возраст роговиков. Однако этот вопрос менее ясен и требует дополнительных исследований.

Билинский антиклинорий (он же Восточно-Тувинский, или Прикозогольский массив, Билинское внутригеосинклинальное поднятие). Расположен на крайнем востоке Тувы. По данным Г. В. Махина (1959), в его пределах выделяются два несогласно залегающих комплекса, сложенных соответственно иркутной (биотитовые и мусковит-биотитовые гнейсы с прослоями мраморов — шутхулайская свита, мраморы с прослоями гнейсов — балыктыгхемская свита, гнейсы — билинская свита) и орликской (мраморы, роговообманковые и хлоритовые сланцы, прослои конгломератов) сериями.

Примерно таким же по составу и последовательности отложений представляется разрез антиклинория и другими исследователями (снизу вверх): шутхулайская свита — биотитовые, гранат-биотитовые, силлиманитовые гнейсы с прослоями кварцитов, амфиболитов и мраморов, балыктыгхемская — мраморы с прослоями кварцитов, гнейсов и амфиболитов, айлыгская — мраморы с прослоями актинолитовых и хлоритовых сланцев и харальская — хлоритовые, актинолитовые сланцы и т. д., но считается он непрерывным (Ильин, Кудрявцев, 1960; Ильин, Шейнман, 1963).

На основании кратких и разрозненных сообщений по минералогии толщ можно заключить, что $P - T$ условия для Билинского антиклинория в целом меняются от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. В метаморфитах обнаружены хлорит, серицит, эпидот, актинолит, тальк, тремолит, клиноцоизит, волластонит, роговая обманка, диопсид, плагноклаз, гранат, скаполит, форстерит, гиперстен, дистен.

Возраст осадконакопления верхних частей разреза, в частности айлыгской свиты, по находкам фитоцитов определяется как позднекембрийский. Естественно, метаморфизм должен быть либо дорифейским для нижнего комплекса и послерифейским для верхнего, либо послерифейским для всех толщ.

Шутхулайская глыба. Находится на юго-востоке Восточного Саяна. Сложена биотитовыми, биотит-гранатовыми с силлиманитом гнейсами, роговообманковыми сланцами и мраморами с прослоями кварцитов (шутхулайская свита). С окружающими породами окинской и известняками мангошинской свит глыба контактирует чаще по разломам, за исключением восточной ее части, где метаморфиты без видимого структурного несогласия перекрываются верхнепротерозойскими осадками (Хильтова, Крылов, 1966).

Таблица 20

Радиологические даты метаморфических пород Шутхулайской глыбы (шутхулайская толща, р. Тисса) (К—Аг метод)

Минерал	Характеристика пробы	Возраст, млн. лет
Амфибол	Амфиболит	580, 540
Биотит	Биотитовый гнейс	440
	Гранат-биотитовый гнейс	370

Предполагается, что по времени он позднепротерозойский, хотя отложения собственно Шутхулайской глыбы относятся к фундаменту Окинского синклинория и считаются верхнеархейскими, сопоставимыми с метаморфитами слюдянской серии. Радиологические данные все занижены (табл. 20), однако в породах обрамления отдельные даты достигают 710 млн. лет.

Хонголдойская и Шумацкая глыбы *. Выделены на крайнем востоке Восточного Саяна в районе Тункинских гольцов. Сложены они преимущественно образованиями эпидот-амфиболитовой фации: мусковитовые, биотитовые сланцы иногда с гранатом, дистеном, ставролитом, силлиманитом, прослой кальцифиров, амфиболитов и мраморов (Докембрий Восточного Саяна, 1964; Парфенов, 1967). Радиологические определения метаморфитов, как правило, не превышают 500 млн. лет.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАЖА БАЙКАЛИД

В группу метаморфических комплексов собственно геосинклинального этажа байкалид мы включаем Дербинский и Китайский антиклинории, Хамар-Дабанский массив, Окинский синклинорий и Харальское поднятие (см. рис. 2, 3).

Дербинский антиклинорий (он же Восточно-Саянский, Главный или Центральный). Расположен юго-западнее Бирюсинской и Канской глыб. Простирается в северо-западном направлении примерно на расстоянии 500 км от р. Ия на востоке до р. Енисей на западе.

В основании антиклинория залегают алыгджерская, далее дербинская и жайминская свиты. Первая представлена биотитовыми, гранат-биотитовыми, кордиерит-гранат-биотитовыми (с силлиманитом и калиевым полевым шпатом), биотит-роговообманковыми, пироксен-роговообманковыми гнейсами, амфиболитами с прослоями кальцифиров и мраморов. Залегающая выше дербинская свита сложена графитсодержащими мраморами с прослоями биотитовых, биотит-роговообманковых, пироксен-роговообманковых гнейсов и кварцитов. Жайминская (каменная) свита также преимущественно карбонатная, с подчиненным развитием кварцитов, биотит-роговообманковых (иногда с гранатом), мусковит-биотитовых, эпидот-актинолитовых, хлорит-мусковитовых, хлорит-актинолитовых и другого состава сланцев. Литологический состав дербинской серии в целом карбонатный, ее суммарная мощность 8000—9000 м.

Иную схему стратиграфии, геологического строения и развития этого района дает А. И. Сезько (1975). Снизу вверх им выделены (хр. Большой Саян) три серии: дербинская (алыгджерская свита — гнейсы, дербинская — мраморы и дургомжинская — гнейсы, мраморы), кувайская (сар-

* Хонголдойская и Шумацкая глыбы относятся, возможно, к геосинклинальному этажу.

лыкская свита — известняки и ашкасокская — сланцы, известняки, эффузивы) и тагулдинская, или чатыгойская (известняки, доломиты, черные углисто-кварцевые сланцы, конгломераты). Отнесены они соответственно к нижнему, среднему и верхнему протерозою. Суммарная мощность разреза оценивается в 12 000—17 000 м.

Из минеральных ассоциаций в породах дербинской серии установлены двупироксеновые, гиперстенсодержащие, роговообманково-диопсидовые и другие, в совокупности отвечающие гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям. Кувайская серия, в отличие от нижележащей, метаморфизована в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой (закартированы биотитовая, гранатовая, олигоклазовая, дистеновая зоны и фронт мигматизации), а тагулдинская — зеленосланцевой фаций. Таким образом, для Дербинского антиклинория характерны три этапа метаморфизма (Сезько, 1975).

Парагенезисы для описываемой структуры в целом (Докембрий Восточного Саяна, 1964; Никитина, Хильтова, 1971; Сезько, 1975; и др.) приведены в табл. 21. Кроме того, в бассейне рек Сигач, Дербина, Налимья и верхнем течении р. Уда развиты также андалузит- и кордиеритсодержащие ассоциации (Дибров, 1964), а на западном окончании антиклинория — ассоциации с дистеном (Парфенов, Хлестов, 1966). Опираясь на эти находки, тип метаморфизма по давлению можно определить как переходный. Однако, учитывая большую площадь, занимаемую Дербинским антиклинорием, специфический литологический состав слагающих его толщ и сравнительно слабую их изученность, а также пока что редкие находки минералов — индикаторов давления, следует иметь в виду, что определение типа фациальной серии здесь является в значительной мере предположительным.

Породы кувайской серии, как уже отмечалось, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой (преобладает) и эпидот-амфиболитовой фаций (табл. 22). В ее вулканогенно-терригенных отложениях хорошо сохраняются текстуры и структуры исходных осадков. В шлифах, наряду с типичными вторичными — метаморфическими ассоциациями, встречаются реликты магматического пироксена и основного плагиоклаза. В последнем наблюдается даже первичная неоднородность состава.

Возраст осадконакопления метаморфитов достаточно определенно решается только для верхних частей разреза. Отложения тагулдинской серии содержат средне-, верхнерифейские онколиты, залегают несогласно (с конгломератами в основании) на породах кувайской серии и сами так-

Т а б л и ц а 21

Минеральные ассоциации метаморфических пород Дербинского антиклинория

Метанелиты	Метабазиты	Карбонатные породы
Кв+Пл+Би+Сил+Клпш+ +Гр	Кв+Пл+Хл+Би+Ро+ +Ка+Гр	Кв+Пл+Би+Ро+Ка+ +Кц
Кв+Пл+Би+Гр+Клпш	Кв+Пл+Би+Ро+Гр+Ка	Кв+Пл+Ка+Ро+Ди
Кв+Пл+Му+Би+Гр	Кв+Пл+Ди+Скп+Ро	Кв+Пл+Ка+Ро+Би
Кв+Пл+Би+Сил	Кв+Пл+Ди+Кц+Ро	Кв+Пл+Ка+Ро
Кв+Пл+Би+Гр	Кв+Пл+Би+Ро+Гр	Кв+Пл+Ка+Ди
Кв+Пл+Би	Кв+Аб+Хл+Акт+Эп	Кв+Пл+Би+Ка
Аб+Хл+Сер	Кв+Пл+Би+Ро	Кв+Аб+Хл+Ка
	Пл+Ро+Ди+Гип	Ка+Ди+Трем
	Кв+Пл+Ди+Ро	Кв+Ка+Трем
	Кв+Пл+Ди	Кв+Ка+Би
	Кв+Пл+Ро	Кв+Ка+Ди
	Пл+Ро+Гр	Кв+Ка+Ро

Минеральные ассоциации метаморфических пород кувайской серии (шлифы из коллекции А. В. Абрамова, определения Г. Г. Лепезина)

Парагенезис	Колич. шлифов	Парагенезис	Колич. шлифов
Кв+Аб+Хл+Сер	28	Кв+Пл+Ро+Кц+Мп(Пл и Мп реликтовые)	1
Кв+Аб+Хл+Сер+Ка	19	Кв+Пл+Ро+Ка+Би+Мп (Пл и Мп реликтовые, Пл зональный)	1
Кв+Аб+Сер	13	Кв+Пл+Ка+Ро+Би+Кц (Пл реликтовый)	1
Кв+Аб+Хл+Сер+Стил	6	Кв+Ка+Хл+Би+Пл(Пл реликтовый)	1
Кв+Аб+Би	5	Кв+Пл+Ка+Би+Ро (Пл и Ро реликтовые)	1
Кв+Аб+Хл+Акт+Ка	3	Кв+Пл+Ка+Кпш+Ро+Мп (Пл и Мп реликтовые, Пл зональный)	1
Кв+Аб+Хл+Сер+Ка+Би	2	Кв+Аб+Хл+Сер+Мп (Мп реликтовый)	1
Кв+Аб+Хл+Сер+Би	2	Кв+Пл+Ка+Ро+Кц	1
Кв+Аб+Сер+Стил	1	Кв+Аб+Ка+Кц	1
Кв+Пл+Ка	1	Кв+Пл+Хл (Пл реликтовый).	1
Кв+Пл+Ро+Ка+Кц+Мп (Пл и Мп реликтовые)	1		

же несогласно перекрываются нижнекембрийскими осадками колпинской свиты (Сезько, 1975). Ограничивая время формирования и метаморфизма кувайской и дербинской серии сверху, по этим данным тем не менее нельзя определить общий возрастной интервал подстилающих тагулдинскую серию пород. Ясно только, что они досредневерхнерифейские. Не решают эту проблему и радиологические даты, так как они явно занижены (табл. 23).

Хамар-Дабанский массив. Выделен на крайнем востоке Алтае-Саянской складчатой области. На прилагаемых к работе картах (см. рис. 2, 3) отражена в основном его северная, высокотемпературная часть.

Т а б л и ц а 23

Радиологические даты метаморфических пород Дербинского антиклинория (К—Аг метод, по амфиболам и биотитам)

Характеристика пробы, место ее взятия	Возраст, млн. лет
Амфиболовый гнейс, дербинская серия, р. Сигач	1240
Биотит-пироксен-амфиболовый гнейс, дербинская серия, р. Агул	740
Биотит-амфиболовый гнейс, дербинская серия, бассейн р. Агул	520
Биотитовый гнейс, дербинская серия, р. Б. Бирюса	620
Мрамор с биотитом, каменная свита, р. Б. Агул	590
Биотитовый гнейс, дербинская серия, бассейн р. Агул	550
Гранат-биотитовый гнейс, дербинская свита, р. Б. Агул	510
Мрамор с биотитом, каменная свита, р. Б. Агул	510
Биотитовый гнейс, дербинская серия, р. Гутара	470
Графитовый сланец, дербинская серия, р. Агул	450
Биотит-амфиболовый гнейс, дербинская серия, бассейн р. Агул	450
Биотитсодержащий мрамор, каменная свита, р. М. Янгоза	450
Гранат-биотитовый гнейс, дербинская свита, оз. Агульское	440
Биотитсодержащий мрамор, дербинская свита, р. Тагул	410
Полосчатый биотит-пироксен-амфиболовый гнейс, дербинская серия, р. Агул	370

В составе комплекса выделяются безымянная (биотитовые, гранат-биотитовые, силлиманитовые и другие сланцы с прослоями мраморов), корниловская (высокоглиноземистые сланцы-гнейсы с редкими пластами метакarbonатов) и шубутуйская (хлоритовые, хлорит-биотитовые сланцы с подчиненными горизонтами известняков, амфиболитов и кварцитов) свиты * общей мощностью 6000—7000 м (Шафеев, 1969, 1970). В целом в районе преобладают метапелиты.

Минеральные ассоциации метаморфитов (табл. 24) соответствуют зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям. Из низкотемпературных парагенезисов развит $Kв + Аб + Хл + Му \pm Би$.

С повышением $P - T$ условий в породах появляются гранат, затем андалузит, ставролит, силлиманит. При этом изограды, как это показало детальное картирование по индекс-минералам (Шафеев, 1969, 1970), секут литологические горизонты, т. е. метаморфизм здесь определенно постскладчатый.

По частоте встречаемости андалузита данный массив относится к комплексам низких давлений. Вместе с тем на западе Хамар-Дабана известны единичные находки дистена (Докембрий Восточного Саяна, 1964), что в принципе не исключает и переходный тип, а соответственно и наличие градиента давления при метаморфизме.

Возраст осадконакопления и метаморфизма рассматриваемого комплекса докембрийский — метаморфиты несогласно перекрываются нижнекембрийскими отложениями (?) и обнаруживают древние значения радиологических дат (табл. 25).

Т а б л и ц а 24

Минеральные ассоциации шубутуйской и корниловской свит Хамар-Дабана

Шубутуйская свита	Корниловская свита
<i>Зеленосланцевая фация</i>	
$Kв + Аб + Би + Хл$	$Kв + Аб + Хл + Му + Би$
$Kв + Пл + Ка + Би$	$Kв + Аб + Хл + Би$
	$Kв + Аб + Му + Би$
	$Kв + Пл + Ка + Эп$
<i>Эпидот-амфиболитовая фация</i>	
Гранатовая зона	
$Kв + Пл + Би$	$Kв + Пл + Му + Би$
$Kв + Пл + Ка + Би$	$Kв + Пл + Му + Би + Гр$
	$Kв + Пл + Гр + Акт$
Ставролитовая зона	
$Kв + Пл + Би + Корд + Ст$	$Kв + Пл + Му + Би + Анд + Гр + Ст$
$Kв + Пл + Би + Гр$	$Kв + Пл + Му + Би$
$Kв + Пл + Би$	$Kв + Пл + Акт + Ди + Гр$
$Kв + Пл + Акт$	
Силлиманитовая зона	
$Kв + Пл + Би + Гр + Сил$	$Kв + Пл + Му + Би + Сил + Гр$
$Kв + Пл + Би + Сил$	$Kв + Пл + Му + Би + Сил + Корд$
$Kв + Пл + Му + Би$	$Kв + Пл + Му + Би$
$Kв + Пл + Би$	$Kв + Пл + Ди + Гр + Кц$
$Kв + Пл + Ро + Би$	
$Kв + Пл + Гр + Би$	
$Kв + Пл + Акт$	

* Слюдянская серия в связи с дискуссионностью отнесения ее к Хамар-Дабанскому массиву здесь не рассматривается.

Радиологические даты метаморфических пород Хамар-Дабана
(К—Аг метод)*

Минерал, порода	Характеристика пробы, место ее взятия	Возраст, млн. лет
Бал	Биотит-амфиболовый плагиогнейс, шубутуйская свита, р. Рассоха	1240
	Амфиболит, шубутуйская свита, истоки р. Б. Уругдей	750
Биотит	Мусковит-биотитовый гнейс, корниловская свита, истоки р. Спусковая	800
	Биотит-гранат-силлиманитовый гнейс, корниловская свита, р. Подкомарная, у метеостанции Хамар-Дабан	420
	Мусковит-биотитовый гнейс, корниловская свита, истоки р. Б. Запнган	590
	Гранат-биотитовый гнейс, корниловская свита, р. Зун-Мурин	500
	Биотитовый гнейс, корниловская свита, истоки р. Жемчук	310

* Данные заимствованы из работы А. А. Шафеева (1970).

Харальское поднятие. Под Харальским поднятием понимается район развития верхнепротерозойских отложений в бассейнах левых притоков рек Б. Енисей, Харал и Охем. Он занимает западную часть одноименной «изометричной блоковой зоны». С запада с ним контактируют вулканогенно-терригенные породы нижнего кембрия, с востока и юга — гранитоиды нижнего палеозоя.

В основании разреза залегают известковистые сланцы, известняки и метапелиты предположительно верхов чинчилигской серии. Развиты они в восточной части района, где занимают площадь около 15 км². Далее без признаков несогласия следуют отложения бийхемской серии, представленные демиржинской, харальской и охемской свитами. Первая из них (3000—4000 м) состоит преимущественно из метаалевролитов, метапесчаников с редкими прослоями туфов и графитсодержащих сланцев. Ранее эти породы включались в состав охемской и харальской свит (Геология СССР, 1966). Однако наблюдениями В. В. Зайкова и С. С. Куликова установлено, что они слагают самостоятельную стратиграфическую единицу, располагаясь ниже харальской свиты. Их взаимоотношения прослеживаются в нижнем течении р. Шенелик и в верховьях р. Демиржи.

Харальская свита (мощность 2000—3500 м) имеет метабазит-метапелитовый состав. Метаморфизованные вулканы дают серию пластов и линз, в совокупности образующих своеобразные вулканические постройки, которые по простиранию постепенно сменяются терригенными осадками.

Охемская свита (неполная мощность 800—900 м) залегает согласно на предыдущей и представлена известняками, метапесчаниками, метаалевролитами и метаконгломератами. На основании находок водорослей возраст осадконакопления ее отложений определяется как вендский. В бассейне рек Ана-Хем, Булун-Ажин-Хем породы этой свиты согласно перекрываются метаэффузивами нижнего кембрия *. На юге и юго-западе с охарак-

* В других районах эти же отложения перекрываются фаунистически охарактеризованным нижним кембрием несогласно (А. П. Щеглов, устное сообщение).

теризованными выше толщами контактируют по разломам эффузивы казылбулакской серии девона.

Интрузивные образования представлены субвулканическими и жерловыми телами позднепротерозойского — Харальского, кембрийского — Улугуйского, а также гранитоидами нижне-, среднекембрийского — Таннуольского и девонского — Бреньского комплексов.

Докембрийские субвулканиды развиты среди отложений харальской и демиржинской свит и в той же степени метаморфизованы, что и вмещающие породы. Слагают они штоки, силлы и дайки. Интрузии Улугуйского комплекса встречаются в виде силлов в поле развития туматтайгинской свиты, а частично и среди позднепротерозойских образований.

Таннуольские гранитоиды (плагииграниты, гранодиориты и диориты) прорывают и метаморфизуют породы докембрия. На востоке и юго-западе Харальской структурно-формационной зоны выходят соответственно Бийхемский и Каа-Хемский плутоны (Пинус, 1961), которые за пределами района занимают тысячи квадратных километров.

Метаморфиты в рассматриваемом районе образуют систему дугообразно изогнутых складок с размахом крыльев 8—10 км. Их оси подвержены ундуляции и виргации, причем характер складок меняется от брахиформного на участках развития вулканогенных отложений до линейного в тех местах, где преобладают терригенные породы.

Дизъюнктивные нарушения в Харальской зоне представлены разломами северо-восточного, субширотного и субмеридионального простирания. Как правило, с ними ассоциируют катаклазиты, милониты и диафориты.

По литологическому составу метаморфические образования здесь можно объединить в четыре группы: метапелиты и метаграувакки (метаморфизованные песчаники, алевролиты и т. д.), метаморфизованные кислые эффузивы, их туфы и метабазиты (метагаббро, метабазалты и метатуфы основного состава), а также метатерригенно-карбонатные породы (известковистые песчаники, песчаные известняки и др.). Среди них известковистые образования пользуются ограниченным распространением и развиты в основном в северо-восточной части района.

Демиржинская, харальская и охемская свиты метаморфизованы неоднородно. В пределах их развития закартированы хлоритовая, биотитовая, гранатовая и роговообманковая зоны, отделенные друг от друга одноименными изоградами (рис. 10). Первые три зоны выделены по метапелитам, последняя — по метабазитам, занимает она крайнее восточное положение.

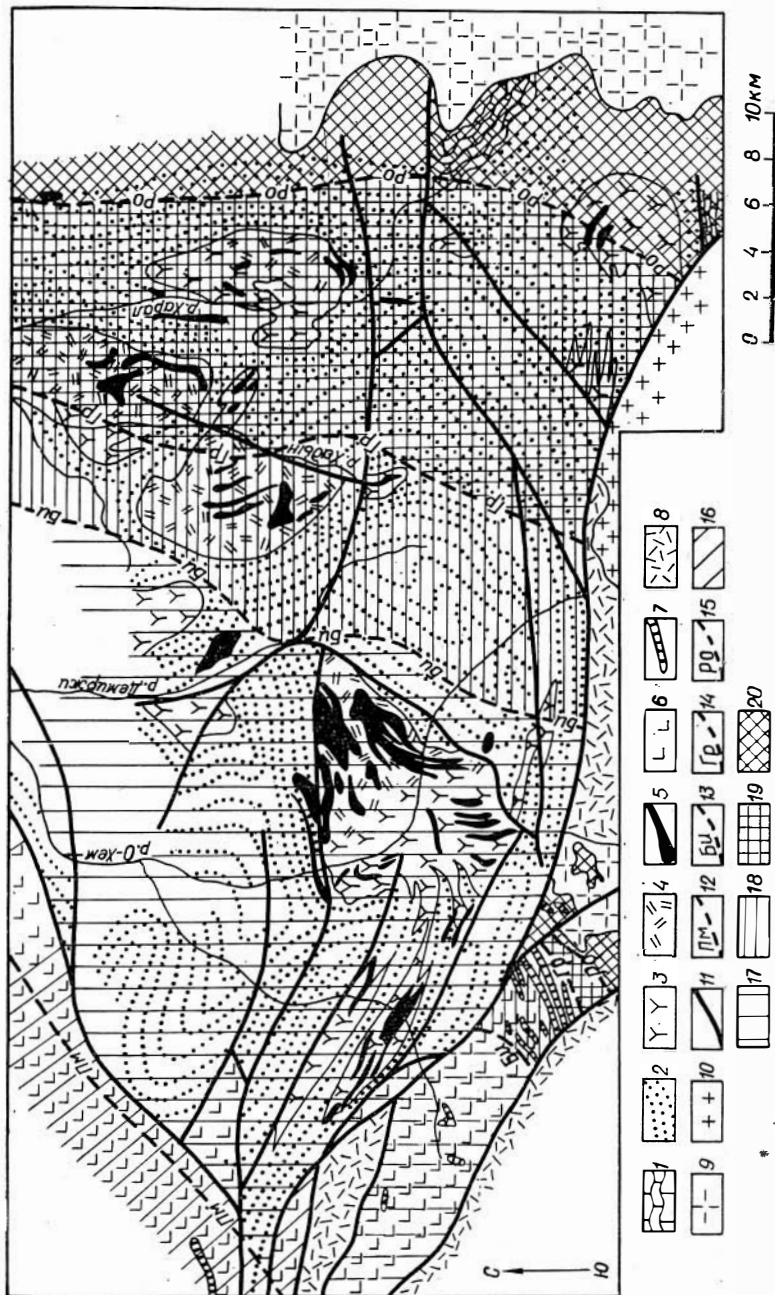
Метаморфические зоны и изограды грубо параллельны западному контакту Бийхемского гранитного массива и субпараллельны осям основных складок, но секут стратиграфические границы. В то же время они не выходят за пределы Харальской структурно-формационной зоны и срезаются ограничивающими ее с юга и севера разломами.

Мусковит-хлоритовая зона проявляется в породах демиржинской, харальской и охемской свит, включая и их вулканиды. Она закартирована в бассейне рек О-Хем, Ойна, Шепелик, Демиржи и Кара-Адыр. Для большей части ее отложений характерны хорошая сохранность первичных структур и текстур. В метаэффузивах часто встречаются подушечная отдельность, апоинтерсертальная и офитовая, а в метапесчаниках — кластическая структура.

Из минеральных ассоциаций преобладают $Kв + Аб + Хл + Му \pm \pm Эп$ и $Kв + Аб + Хл + Му + Ка \pm Эп$. В богатых K_2O породах отмечаются единичные находки биотита и калиевого полевого шпата, хотя последний может быть и реликтовым. Для метабазитов характерны безамфиболовые, но хлорит- и мусковитсодержащие парагенезисы. Довольно часто здесь наблюдаются стильпномелан и карбонаты.

Биотит-хлоритовая зона отличается от предыдущей прежде всего широким распространением биотита в метапелитах. В ее условиях метамор-

Рис. 10. Схематическая карта метаморфизма Харальского поднятия (составлена А. А. Мельховцем и В. В. Зайковым).



Верхнепротерозойские образования: 1 — чинчилинская (?) серия (сраморы, металелиты), 2—4 — байхемская серия (2 — метатерригенные породы, 3 — метаморфизованные эффузивы и туфы основного состава, 4 — метаморфизованные эффузивы и туфы андезит-базальтового и риолит-дацитового состава); 5 — субвулканические интрузивы мегагаббро и метадиабазов, 6 — туматгайинская свита (вулканогенные и вулканогенно-терригенные породы), 7 — нижнекембрийские субвулканические интрузии основного состава, 8 — кзылсулбаская серия нижнего — среднего девона (риолито-дацитовые порфиры и андезитовые порфиры); 9 — гранитоиды Тануолинского комплекса (плагнограниты, гранодиориты и диориты); 10 — интрузии Бреневского комплекса, 11 — разломы, изограды; 12 — исчезновения пумеллигита, 13 — первого появления биотита, 14 — того же, граната, 15 — роговой обманки; зоны метаморфизма: 16 — пренит-пумеллиитовая, 17 — мусковит-хлоритовая, 18 — биотит-хлоритовая, 19 — гранатовая, 20 — роговообманковая и, возможно, более высокотемпературные.

физованы отложения демиржинской и харальской свит. Развита она в бассейнах рек Хадын, Демиржи, Эж и в верховьях р. Ойна. Степень сохранности структур и текстур исходных осадков здесь значительно ниже. Реликты характерны в основном для метаморфизованных габбро, диабазов, грубозернистых песчаников и гравелитов.

С появлением биотита в породах полностью исчезает стильпномелан, в metabазитах возрастает роль актинолита, эпидот сменяется клиноцоизитом, а в некоторых разностях, возможно, обогащенных марганцем, встречаются редкие зерна граната. Плагиоклаз в метапелитах представлен альбитом.

Биотит-гранатовая зона охватывает отложения демиржинской и харальской свит. Ее парагенезисы развиты в основном в бассейне среднего и нижнего течения р. Харал. Отложения толщ, как правило, сильно рассланцованы. Из реликтовых признаков сохраняются миндалекаменные текстуры в metabазитах и офитовые структуры в метадиабазлах, хотя плагиоклаз представлен альбитом.

Отличия минеральных ассоциаций гранат-биотитовой зоны от двух предыдущих заключаются в том, что в метапелитах появляется гранат, мелкочешуйчатый мусковит (серцит) сменяется крупночешуйчатым; в metabазитах наряду с актинолитом, окраска которого становится густой, встречается и сине-зеленая роговая обманка; минерал группы эпидота исключительно представлен клиноцоизитом и т. д. Из других особенностей следует отметить ситовидные, диабластические и пойкилобластические структуры в метагаббро и сноповидные, гломеробластовые — в metabазальтах.

Роговообманковая зона занимает крайнее восточное положение данного района (верховья р. Харал и ее правых притоков). Развита она в приконтактной полосе Бийхемского гранитного массива в породах чинчилогской (?) серии и харальской свиты.

Для парасланцев этой зоны характерны те же парагенезисы, что и для предыдущей. В metabазитах вместо актинолита и хлорита присутствует роговая обманка с варьирующими оптическими свойствами, альбит заменяется олигоклазом.

Метаморфическая зональность аналогичного типа закартирована также в небольшом тектоническом клине в бассейне р. Ана-Хем, сложенном отложениями демиржинской и туматтайгинской свит. Местоположение данного участка таково, что в нем с учетом общей зональности района следовало бы ожидать минеральные ассоциации мусковит-хлоритовой зоны. Однако здесь прогрессивный метаморфизм от биотитовой до роговообманковой изограды проявился на отрезке 4—5 км, в то время как в предыдущем случае — на расстоянии 18—20 км.

На основании изложенного попытаемся выяснить фациальные условия метаморфизма, возраст и происхождение метаморфической зональности. Минеральные ассоциации хлоритовой и биотитовой зон (табл. 26, 27) отвечают зеленосланцевой, а роговообманковой — эпидот-амфиболитовой фациям. Несколько неопределенным является положение парагенезисов третьей зоны. Если не учитывать гранат, то их можно отнести к фации зеленых сланцев.

Как уже отмечалось ранее, в отложениях охемской свиты встречены микрофолиты венда. Поскольку на нижележащих породах свита залегает согласно, возраст прогрессивного метаморфизма должен быть вендским или даже послевендским. С другой стороны, имеющиеся радиологические определения (табл. 28) дают группу дат в пределах 480—520 млн. лет. Учитывая постоянное занижение К — Аг датировок, для метаморфизма Харальского поднятия в целом получается довольно узкая возрастная вилка от венда до нижнего — среднего кембрия.

Возраст гранитоидов Таннуольского комплекса, представленного здесь Бийхемским и Каахемским массивами, под воздействием которых и

Минеральные ассоциации метаморфических пород Харальского подъятия (Зайков и др., 1977)

Исходный состав породы	Зона метаморфизма				роговообманковая IV
	мусковит-хлоритовая I +Кв+Аб+Хл	хлорит-биотитовая II +Кв+Аб	биотит-гранатовая III +Аб		
Пелиты и граувакки	Му±Эп (19)*	Хл+Му+Бп+Эп±Грϕ (9)	Кв+Хл+Му+Бп+Гр±Ка (18)	Кв+Пл+Бп+Му+Гр+Ка+ +Эп+Хл (8)	
	Му+Ка±Эп (11)	Хл+Му±Эп (4)	Кв+Хл+Му+Бп+Гр+Эп± ±Ка (6)	Кв+Пл+Му+Бп±Ка±Хл (8)	
	Му+Стл±Эп (5)	Хл+Му+Бп+Гр±Эп (2)	Кв+Хл+Му±Ка±Эп (5)	Кв+Бп+Ка (5)	
	Эп+Бп+Кпш (1)	Хл+Му+Бп (1)	Кв+Хл+Му+Бп±Гр (4)	Кв+Пл+Хл+Му+Гр (1)	
		Хл+Му+Гр+Эп (1)			
Кислые эффузивы, субвул- каныты и туфы	Му+Эп±Ка (22)	Му+Хл+Бп±Эп (10)	Ка+Бп+Хл+Му+Эп (3)		
	Му+Бп±Эп (11)	Му+Хл+Бп+Гр±Эп (4)	Кв+Хл+Му+Эп (3)		
	Бп+Кпш+Му±Эп (9)	Му+Бп+Эп+Кпш (1)	Кв+Бп+Му+Гр+Эп (2)		
	Му+Бп(Стл?)±Эп±Ка (3)				
	Му+Эп+Гр (1)				
Основные эффузивы, суб- вулканические интрузии и туфы	Акт+Эп±Му (32)	Хл+Акт+Эп±Му (27)	Кв+Акт+Эп+Хл±Му (32)	Кв+Пл+Ро+Эп+Хл+Му (15)	
	Акт+Эп+Ка±Му (19)	Хл+Акт+Эп+Му±Ка (10)	Кв+Акт+Эп+Хл+Бп (8)	Кв+Пл+Ро+Эп+Хл (4)	
	Акт+Эп+Стл+Ка+Му (5)	Эп+Хл (2)	Кв+Акт+Эп+Хл+Ка (6)	Кв+Пл+Ро+Бп+Гр+Му+ +Хл±Ка (4)	
	Эп±Ка (5)	Акт+Хл+Эп+Бп (1)	Кв+Хл+Эп+Бп+Ка (5)	Ка+Пл+Ро(Акт?)±Эп+Хл (2)	
	Му+Эп+Стл±Ка (2)	Эп+Стл (1)	Акт+Эп+Хл+Ка (1)	Кв+Пл+Бп+Ро (2)	
	Хл+Му+Эп (1)		Кв+Пл+Ро (2)		
	Хл+Бп+Эп+Ка (1)		Пл+Ро+Эп+Ка (2)	Кв+Пл+Акт (2)	
			Кв+Пл+Ро+Ка+Му (1)		

* Цифры в скобках — количество пилффов с данным парагенезисом.

Минеральные ассоциации метаморфических пород Харальского поднятия (шлифы из коллекции В. М. Исакова и В. П. Коробейникова, определения Г. Г. Лепезына)

Парагенезис +Кв+Аб+Хл	Колич. шлифов	Парагенезис +Кв+Аб+Хл	Колич. шлифов	Парагенезис +Кв+Аб	Колич. шлифов
Эп+Ка	11	Эп+Му+Ка+Акт	2	Му	5
Му+Эп+Ка	6	Акт	2	Ка	2
Му	2	Му+Эп	1	Му+Ка	2
Ка	4	Му+Эп+Би+Ка	1	Му+Би	2
Эп+Акт	4	Му+Акт	1	Кв+Аб+Грф	2
Му+Би	3	Эп	1	Му+Би+Ка	1
Му+Ка	3	Би	1	Му+Гр	1
Би+Эп	2	Гр	1	Би	1
Би+Ка	2	Акт+Ствл	1	Кв+Аб+Хл	1
Му+Би+Гр	2	Акт+Ка	1		

предполагается возникновение метаморфической зональности, большинством исследователей до последнего времени считался раннесреднекембрийским. Однако обнаружение в фаунистически охарактеризованных конгломератах среднего кембрия Северо-Восточной Тувы галек гранитов (Чучко, 1971) позволяет опустить его верхнюю границу до нижнего кембрия. Таким образом, и эти данные не противоречат сделанному ранее выводу. Напротив, они еще в большей степени ограничивают возрастной интервал метаморфизма.

Выше обращалось внимание на то, что закартированные зоны не согласны маркирующим горизонталом, а поэтому метаморфизм следует рассматривать как постскладчатый. С другой стороны, изограды параллельны контакту Бийхемского гранитного массива, причем с приближением к нему степень метаморфизма повышается. Такой же тип зональности, но на более коротком отрезке наблюдается и в бассейне р. Ана-Хем по западному обрамлению Каа-Хемского массива. Два эти примера в значительной мере проясняют генетическую природу прогрессивного метаморфизма для Харальской структуры в целом. Если $P - T$ неоднородность обязана здесь тепловому воздействию гранитоидов, то возникает вопрос: почему в описанных выше случаях зональность однотипная, а ширина зон разная? Объяснения могут быть следующие. Либо длительность охлаждения Бийхемского плутона была большей, чем Каахемского, либо положение его контакта (а значит, и изотермических поверхностей) более

Т а б л и ц а 28

Радиологические даты метаморфических пород Харальской структурно-формационной зоны

Порода	Место взятия пробы	Возраст, млн. лет
Мусковитовый сланец из контакта демиржинской и харальской свит	Верховья руч. Мозголевского	490
То же	Там же	480
Мусковитовый сланец из зольбанда кварцевой жилы	»	500, 490
Кварц-альбит-биотитовый сланец по метапесчанику	Левобережье р. Харал	520, 470

пологое. Предположим, что контакт Каа-Хемского массива вертикальный. При этом условии и при одинаковой продолжительности становления того и другого плутона, контакт Бийхемского массива должен падать на запад под углом 20—30° или даже менее. Неглубокое положение его кровли и неровности ее рельефа находят косвенное подтверждение следующими данными. Границы между метаморфическими зонами, как правило, расплывчатые; в гранатовой зоне в метабазитах часто картируются мелкие изолированные поля развития роговой обманки (на карте они не показаны); в пределах гранатовой, а чаще роговообманковой зон встречаются тела гранитов, по всем признакам сопоставимые с гранитами Таннуольского комплекса.

И в заключение остановимся кратко на приразломном метаморфизме. Для пород биотитовой, гранатовой и роговообманковой зон он носит регрессивный характер, но является прогрессивным для слабо метаморфизованных кембрийских и неметаморфизованных девонских толщ. Проявлен практически вдоль всех более или менее крупных разломов. Первично терригенные и вулканогенные образования здесь сильно рассланцованы и имеют листоватую текстуру. Для них характерно повышенное количество кварцевых жил. Возникающие при этом вторичные ассоциации соответствуют хлорит-мусковитовой субфации. Биотит, гранат и роговая обманка замещаются хлоритом, образуются также эпидот, мусковит, пирит и другие минералы.

Окинский синклиорий и Китойский антиклинорий. Сложены соответственно метаморфическими породами шутхулайской (биотитовые, гранат-биотитовые, роговообманково-биотитовые, мусковит-биотитовые сланцы, прослой амфиболитов и мраморов), иркутной (кальцитовые и доломитовые мраморы с прослоями кварцитов, амфиболитов, гранат-биотитовых сланцев), окинской (метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования с прослоями известняков), монгошинской (преимущественно карбонатные отложения), дибинской (преобладают терригенные породы) и хонголдойской (мусковит-биотитовые, гранатовые, ставролитовые сланцы с прослоями мраморов, амфиболитов), иркутной (преобладают мраморы), шумакской (метапелиты, метабазиты с прослоями известняков), ямангольской, ошойской (все три преимущественно карбонатные) свит. Суммарная мощность отложений 12 000—16 000 м (Докембрий Восточного Саяна, 1964).

Шутхулайская, хонголдойская свиты частично нами описаны при характеристике одноименных глыб; иркутная — преимущественно карбонатная и с точки зрения метаморфизма мало информативна. Что же касается окинской, монгошинской и дибинской свит в Окинском синклиории и шумакской, ямангольской и ошойской — в Китойском антиклинории, то метаморфизм слагающих их пород только местами превышает

Т а б л и ц а 29

Минеральные ассоциации метаморфических пород Окинского синклиория и Китойского антиклинория

Метапелиты	Метабазиты	Карбонатные породы
Кв+Аб+Му+Би+Эп	Кв+Пл+Хл+Би+Акт+Эп	Кв+Хл+Ка+Гр+Эп+Би
Кв+Пл+Би+Гр	Кв+Пл+Ро	Кв+Хл+Эп+Ка
Кв+Хл+Му+Би	Хл+Эп+Акт	Кв+Хл+Аб+Гр+Ка
Кв+Аб+Хл+Эп		Кв+Ка+Сер+Гр
Кв+Хл+Би+Эп		Кв+Ка+Гр
Кв+Хл+Му		Кв+Ка+Сер
Кв+Хл+Ка		

Радиологические даты метаморфических пород Окзиекого антиклинория, Китойского синклинория и прилегающих к ним районов (К—Аг метод)

Минерал, порода	Характеристика пробы, место ее взятия	Возраст, млн. лет
Вал	Филлитовидный сланец, басс. р. Ока	710
	Актинолитовый сланец, уртагольская свита, Тункинские гольцы, р. Урта-Гол	500
	То же, р. Китой	420
	Амфиболовый роговик, уртагольская свита, там же	410
	Биотит-амфиболовый сланец, Хайтинская толща, р. Урик	390
Биотит	Гранат-биотитовый гнейс, хайтинская свита, р. Б. Белая	390
Вал	Слюдяной сланец, хонголдойская свита, р. Китой	390
Биотит	Биотитовый гнейс, хонголдойская свита, Тункинские гольцы, р. Ара-Хонголдой	360
	Гранат-биотитовый гнейс, хайтинская свита, р. Б. Белая	360
	Гранат-биотитовый гнейс, хонголдойская свита, Тункинские гольцы, р. Бого-Хонголдой	350
	То же, р. Ара-Хонголдой	330
Биотит	Биотитовый гнейс, хонголдойская свита, Тункинские гольцы, водораздел Ара-Хонголдой—Бого-Хонголдой	330
	Гранат-ставролит-биотитовый гнейс, хонголдойская свита, Тункинские гольцы, р. Бого-Хонголдой	320
Биотит	Кварц-карбонатно-слюдистый сланец, хонголдойская свита, Тункинские гольцы, водораздел рек Урта-Гол—Ара-Хонголдой	310
	Слюдисто-хлоритовый сланец, р. Шумак	290
Вал	Кварц-биотитовый сланец, иркутная свита, р. Сэнди	280
Биотит	Биотитовый сланец, Хайтинская толща, р. Хойто-Ока	270

фазию зеленых сланцев. Наиболее характерные для метаморфитов рассматриваемых районов парагенезисы приведены в табл. 29.

По находкам водорослей и несогласному залеганию нижнекембрийских отложений возраст осадконакопления перечисленных выше толщ является рифейским. Большая часть радиологических датировок здесь явно занижена (табл. 30). Правда, есть одна дата в 710 млн. лет, что свидетельствует о верхнепротерозойском возрасте метаморфизма.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

С учетом полученных данных сопоставим комплексы между собой. В первую очередь остановимся на метаморфитах фундамента байкалид:

Слюдянская серия

Би+Корд+Гр+Кшш+Сил

Гарганская глыба

Би+Гр+Мп+Гр

<u>Би+Корд+Рп+Кшп+Сил</u>	<i>Би+Ро</i>	<u>Ро+Рп+Гр</u>
<u>Би+Корд+Рп+Гр+Сил</u>		<u>Би+Мп+Гр</u>
<u>Би+Ро+Мп+Скп+Кшп</u>		
<u>Би+Ро+Мп+Рп+Кшп</u>		
<u>Би+Рп+Гр+Кшп</u>		
Би+Корд+Рп+Сил		
Би+Корд+Гр+Сил		
Би+Рп+Мп+Кшп		
Би+Ро+Рп+Мп		
Би+Мп+Рп		
Ро+Мп+Рп		
Би+Гр+Сил		
Би+Гр+Кшп		

Как видим, различия в минеральных ассоциациях есть, но они относятся к области двухпироксеновой фации. Для Гарганской глыбы характерны эклогитоподобные образования, для слюдянской серии — парагенезис гиперстена с силлиманитом, однако те и другие породы являются показателем повышенных давлений.

Гарганская и Бельско-Китойская глыбы обнаруживают, насколько об этом можно судить по имеющимся неполным данным, практически один и тот же набор парагенезисов минералов:

Гарганская глыба

Би+Мп+Гр

Бельско-Китойская глыба

Би+Рп+Мп+Гр

Ро+Рп+Мп

Ро+Рп+Гр

Би+Гр+Сил

Би+Гр

Би+Рп

С любой из глыб, по-видимому, можно сопоставить и Арзыбейскую, где также известны находки двухпироксеновых гнейсов.

Шутхулайская, Шумакская, Хонгголдойская глыбы и Билинский антиклинорий в отношении *P — T* условий метаморфизма слагающих их пород имеют много общего, но отличаются от охарактеризованных выше комплексов. Представлены они метаморфитами эпидот-амфиболитовой (мусковитовые, ставролитовые, гранатовые, дистеновые и другого состава сланцы) и зеленосланцевой фаций с редкими проявлениями гиперстенсодержащих образований. К сожалению, с точки зрения минеральных ассоциаций последние в литературе почти не описаны, а поэтому приходится ограничиться только таким сравнением.

В более выгодном положении находится Сангиленский массив, который детально исследован и, по нашему мнению, заслуживает специального анализа. На Сангиле развиты пренит-пумпеллиитовая, зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая и двухпироксеновая фации, т. е. он представляет чуть ли не всю метаморфическую колонку Алтае-Саянской складчатой области. Начнем с районов развития высокотемпературных пород.

Условия образования «роговиков» и метаморфизма пород разреза р. Нарын полностью перекрываются. Во всяком случае, этот вывод справедлив по отношению к температуре:

«Роговики» и «ксенолиты»

Метаморфиты разреза р.Нарын

Би+Корд+Сил+Кшп+Гр+Му

Би+Сил+Корд+Гр+

Би+Анд+Сил+Корд+Кшп

+Кши

Би+Корд+Сил+Гр+Шп+Кшп

Би+Сил+Кши+Корд+Му

Би+Сил+Кшп+Шп

Би+Гр+Му+Сил+Корд
 Би+Сил+Му+Кпш+Корд
 Би+Анд+Сил+Гр+Кпш
Му+Би+Анд+Корд+Кпш
Би+Корд+Гр+Анд+Му
 Би+Корд+Сил+Кпш+Шп
 Би+Гр+Кпш+Корд+Шп
 Би+Корд+Кпш+Му
 Би+Анд+Гр+Му
Би+Анд+Сил+Му
 Би+Анд+Сил+Кпш
 Би+Анд+Гр+Кпш
 Би+Сил+Корд+Шп и др.

Би+Гр+Кпш+Му
 Би+Сил+Кпш+Му
 Би+Гр+Корд+Кпш
 Би+Корд+Кпш+Му
 Би+Сил+Корд+Гр
 Би+Гр+Кпш+Сил
 Би+Му+Кпш
 Би+Сил+Кпш
 Би+Сил+Гр
 Би+Анд+Кпш

Би+Гр+Рп
Би+Ро+Рп и др.

На Ара-Булаке — Качике максимум $P - T$ параметров достигает амфиболитовой фации, в то время как в правобережье р. Эрзин он в редких случаях выходит из поля устойчивости ставролита с кварцем; в остальном различия не существенны:

Правобережье р. Эрзин

Район Ара-Булак—Марат—Качик

<u>Му+Би+Ст+Анд+Сил+Корд+</u> +Гр	Му+Би+Сил+Дис+ +Гр	<u>Му+Би+Ст+Гр+Хл</u>
Му+Би+Анд+Сил+Ст+Гр	Му+Би+Сил+Ст+ +Гр	Му+Би+Ст+Анд+Гр
Му+Би+Корд+Анд+Ст+Гр	Му+Би+Ст+Гр	Му+Би+Анд+Сил+Гр
Му+Би+Сил+Корд+Ст+Гр	Му+Би+Сил+Гр	Би+Ст+Гр+Сил+Дис
<u>Му+Би+Сил+Ст+Гр+Дис</u>	Би+Сил+Ст+Гр	<u>Му+Би+Сил+Кпш+Гр</u>
Му+Би+Корд+Ст+Гр	Му+Би+Гр	Му+Би+Гр+Хл
Му+Би+Сил+Корд+Гр	Би+Гр+Кпш	Му+Би+Анд+Сил
Му+Би+Корд+Ст	Би+Сил+Гр	Му+Би+Сил+Кпш
Му+Би+Корд+Гр		Би+Сил+Кпш+Гр
Му+Би+Ст+Сил		Би+Сил+Гр+Корд
Му+Би+Гр+Кпш		<u>Би+Анд+Сил+Кпш</u>
Му+Би+Ст		Му+Би+Хл
Би+Анд+Ст		Му+Би+Сил
		Би+Гр+Рп

Районы рек Нарын, Эрзин и Ара-Булак отличаются эпидот-амфиболитовой фацией. Прежде всего это касается ставролитсодержащих парагенезисов. Общими для них являются ассоциации минералов амфиболитовой фации:

Район Нарын

Правобережье р. Эрзин и район Ара-Булак—Марат—Качик

<u>Би+Сил+Корд+Гр+Кпш</u>	Му+Би+Гр+Кпш	<u>Му+Би+Ст+Анд+Сил+</u> +Корд+Гр
<u>Би+Сил+Корд+Му+Кпш</u>	Му+Би+Сил+Кпш	
Би+Корд+Му+Кпш	Би+Сил+Корд+Гр	<u>Му+Би+Сил+Ст+Гр+Дис</u>
Би+Анд+Сил+Корд+Кпш	Би+Гр+Сил+Кпш	Му+Би+Анд+Сил+Ст+Гр
<u>Би+Сил+Кпш+Шп</u>	Би+Гр+Рп	Му+Би+Корд+Анд+Ст+Гр
<u>Би+Ро+Рп</u> и др.		Му+Би+Сил+Корд+Ст+Гр и др.

Хотя литологический состав пород чинчилигской серии и нарынской свиты разный, все-таки видно, что рифейские отложения метаморфизованы значительно слабее подстилающих толщ:

**Правобережье р. Эрзин и район
Ара-Булак—Марат—Качик**

Му+Би+Ст+Анд+Сил+Корд+Гр
Му+Би+Сил+Ст+Гр+Дис
 Му+Би+Анд+Сил+Ст+Гр
 Му+Би+Корд+Анд+Ст+Гр
 Му+Би+Сил+Корд+Ст+Гр
 Му+Би+Корд+Ст+Гр
 Му+Би+Сил+Корд+Гр
 Му+Би+Ст+Анд+Гр
Му+Би+Ст+Гр+Хл
 Му+Би+Анд+Сил+Гр
Му+Би+Сил+Кшш+Гр
Би+Гр+Рп и др.

Нарынская свита (рифей)

Хл+Му+Би+Ка+Эп
Би+Ро+Кшш+Ка
Би+Ро+Эп
 Би+Ро+Ка
Би+Ро+Кум
Би+Ка+Эп
 Би+Му+Ка
Му+Стил+Ка
 Му+Хл+Ка
 Му+Ка
Трем+Ка
 Акт

Специфическими для рифейских отложений являются парагенезисы эпидот-амфиболитовой (пользуется ограниченным распространением), для кембрийских — пренит-пумпеллиитовой фации; этим они и отличаются друг от друга:

Нарынская свита

Хл+Му+Би+Ка+Эп
Би+Кшш+Ро+Ка
 Би+Ро+Эп
Ро+Эп+Ка
 Би+Ро+Ка
Би+Ро+Кум
Би+Ка+Эп
 Би+Му+Ка
 Би

Пучукская и ходалаякская свиты (кембрий)

Му+Стил+Ка
Му+Хл+Ка
Трем+Ка
Акт

Хл+Му+Ка+Стил
 Хл+Му+Би+Ка
Му+Стил+Пумп+Ка
 Хл+Акт+Эп+Ка
Стил+Эп+Му+Ка
 Хл+Эп+Му+Ка
Хл+Му+Эп+Стил
Хл+Стил+Акт+Ка
 Акт+Ка+Стил
 Хл+Стил+Му
 Хл+Му+Би
 Хл+Би+Эп
 Му+Стил+Пумп
Акт+Би+Эп
 Акт+Эп+Ка
 Му+Хл
 Му+Стил

Таким образом, породы в разрезе р. Нарын метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации (от линии равновесия $Kв + Му = Сил + Кшш + H_2O$ до появления гиперстена), правобережья р. Эрзин и района Ара-Булак — Марат — Качик — амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой, нарынской свиты — эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой, пучукской и ходалаякской свит — зеленосланцевой и пренит-пумпеллиитовой. За исключением рифейско-кембрийских толщ, все остальные слагают нижний структурный этаж Сангилен и по $P - T$ параметрам ближе всего к метаморфитам слюдянской серии, Шутхулайской, Шумакской, Хон-

голдойской глыб и Билинского антиклинория (правобережье р. Эрзин и район Ара-Булак — Марат — Качик):

Слюдянская серия

Разрез по р. Нарын (Сангиленский выступ)

<u>Би+Корд+Рп+Кшп+Сил</u>	<i>Би+Сил+Корд+Гр+Кши</i>	<u>Би+Сил+Кшп+Корд+Му</u>
<u>Би+Корд+Рп+Гр+Сил</u>	<i>Би+Гр+Корд+Сил</i>	<u>Би+Анд+Сил+Корд+Кшп</u>
<u>Би+Ро+Мп+Скп+Кшп</u>	<i>Би+Сил+Гр</i>	<u>Би+Сил+Кшп+Шп</u>
<u>Би+Ро+Мп+Рп+Кшп</u>	<i>Би+Гр+Кши</i>	<u>Би+Сил+Кшп+Му</u>
<u>Би+Ро+Гр+Кшп</u>		<u>Би+Гр+Кшп+Корд</u>
<u>Би+Рп+Корд+Сил</u>		<u>Би+Гр+Кшп+Сил</u>
<u>Би+Рп+Мп+Кшп</u>		<u>Би+Сил+Кшп</u>
<u>Би+Ро+Рп+Мп</u>		<u>Би+Анд+Кшп</u>
<u>Би+Рп+Мп</u>		<u>Би+Гр+Рп</u>
<u>Ро+Рп+Мп</u>		<u>Би+Ро+Рп</u>

Для слюдянской серии характерен парагенезис Рп + Сил, в то время как в районе Нарын развиты андалузит и кордиерит. В этом и состоит их принципиальное отличие. Что же касается двухпироксеновых ассоциаций, они на Сангилене встречаются (Казаков, Митрофанов, 1976).

Сравнив метаморфические комплексы фундамента байкалид (рифейско-кембрийские отложения Сангилены сюда не относятся), сделаем то же самое и с метаморфитами собственно геосинклинального этажа.

Дербинский антиклинорий и Хамар-Дабанский массив по *P* — *T* параметрам, по-видимому, значительно перекрываются, хотя в связи с различием в составах пород их между собой сравнивать трудно:

Дербинский антиклинорий

Хамар-Дабанский массив

<u>Хл+Би+Ро+Ка+Гр</u>	<i>Би+Гр+Сил</i>	<u>Му+Би+Анд+Гр+Ст</u>
<u>Би+Сил+Кшп+Гр</u>	<i>Би+Му+Гр</i>	<u>Му+Би+Сил+Гр</u>
<u>Би+Ро+Гр+Ка</u>	<i>Би+Гр</i>	<u>Му+Би+Сил+Корд</u>
<u>Би+Ро+Ка+Кц</u>	<i>Би+Сил</i>	<u>Би+Корд+Гр</u>
<u>Би+Гр+Кшп</u>	<i>Би+Ро</i>	<u>Би+Хл+Му</u>
<u>Би+Ро+Ка</u>	<i>Хл+Ка</i>	<u>Му+Би</u>
<u>Ди+Ро+Ка</u>	<i>Би+Ка</i>	<u>Акт+Ди+Гр</u>
<u>Ди+Ро+Скп</u>	<i>Ка+Эп</i>	<u>Ди+Кц+Гр</u>
<u>Ди+Ро+Кц</u>		<u>Гр+Акт</u>
<u>Би+Ро+Гр</u>		<u>Акт</u>
<u>Хл+Акт+Эп</u>		
<u>Ро+Ди+Рп</u>		
<u>Ро+Ди</u>		
<u>Ро+Гр</u>		
<u>Ро+Ка</u>		
<u>Ди+Ка</u>		

Вместе с тем присутствие двухпироксенового парагенезиса в первом комплексе указывает на то, что максимум метаморфизма здесь выше.

Хамар-Дабанский массив от Харальского поднятия отличается прежде всего широким распространением среднетемпературных парагенезисов:

Хамар-Дабанский массив

Харальское поднятие

<u>Му+Би+Анд+Ст+Гр</u>	<i>Хл+Му+Би</i>	<u>Хл+Эп+Му+Стил+Акт+</u> <u>+Ка</u>
<u>Му+Би+Сил+Гр</u>	<i>Би+Ро</i>	<u>Хл+Му+Эп+Би+Ка+Гр</u>

<u>Му+Би+Сил+Корд</u>	<i>Хл+Би</i>	Хл+Му+Эп+Ка+Акт
<u>Би+Гр+Сил</u>	<i>Акт</i>	<u>Хл+Му+Би+Ро+Гр+Ка</u>
<u>Би+Корд+Гр</u>		Хл+Му+Эп+Стил+Ка
Му+Би+Гр		Хл+Му+Би+Гр+Эп
Му+Би		Хл+Му+Би+Гр+Ка
Ка+Би		Хл+Му+Би+Гр
Ка+Эп		Хл+Му+Би+Ка
Би+Гр		Хл+Му+Эп+Ка
<u>Акт+Ди+Гр</u>		Хл+Му+Эп+Стил
<u>Ди+Кц+Гр</u>		Хл+Му+Би+Эп
и др.		Хл+Му+Эп+Гр и др.

Соотношения Хамар-Дабанского массива, Окинского синклинория и Китоийского антиклинория аналогичны рассмотренным выше:

Хамар-Дабанский массив

<u>Му+Би+Анд+Гр+Ст</u>	<i>Хл+Му</i>
<u>Му+Би+Сил+Гр</u>	<i>Му+Би</i>
<u>Му+Би+Сил+Корд</u>	<i>Би+Гр</i>
Би+Гр+Сил	
<u>Би+Корд+Гр</u>	
<u>Ди+Гр+Кц</u>	
<u>Ди+Гр+Акт</u>	
Гр+Акт	
Би+Сил	
<u>Би+Ро</u>	

Окинский синклинорий и Китоийский антиклинорий

<u>Хл+Ка+Би+Эп+Гр</u>
<u>Хл+Би+Акт+Эп</u>
Хл+Эп+Акт
Хл+Гр+Ка
Хл+Эп+Ка
<u>Му+Ка+Гр</u>
<u>Му+Би+Эп</u>
Хл+Эп
Би+Эп
Хл+Ка
Гр+Ка
Му+Ка

Условия метаморфизма Харальского поднятия, Окинского синклинория и Китоийского антиклинория полностью перекрываются. Во всех районах преобладают низкотемпературные ассоциации:

Харальское поднятие

<u>Хл+Эп+Му+Стил+Акт+Ка</u>	<i>Хл+Би+Эп+Акт</i>
<u>Хл+Му+Эп+Би+Ка+Гр</u>	<i>Хл+Эп+Ка</i>
Хл+Му+Эп+Ка+Акт	<i>Хл+Эп+Акт</i>
<u>Хл+Му+Би+Ро+Гр+Ка</u>	<i>Хл+Му</i>
<u>Хл+Му+Эп+Стил+Ка</u>	<i>Хл+Ка</i>
Хл+Му+Би+Гр+Эп	<i>Хл+Эп</i>
Хл+Му+Би+Гр+Ка	
Хл+Му+Би+Гр	
Хл+Му+Би+Ка	
Хл+Му+Эп+Ка	
Хл+Му+Эп+Стил	
Хл+Му+Би+Эп	
Хл+Му+Эп+Гр	
Хл+Акт+Эп+Му	
<u>Му+Би+Эп+Кцш</u>	
Хл+Би+Эп+Ка	
Би+Му+Эп+Гр	
Хл+Эп+Акт+Ка	
<u>Ро+Эп+Хл+Му</u> и др.	

Окинский синклинорий и Китоийский антиклинорий

Хл+Ка+Би+Эп+Гр
Хл+Ка+Гр
Ка+Му+Гр
Ка+Гр
Ка+Му
Би+Гр
Му+Би и др.

И в заключение нам остается сопоставить метаморфические комплексы фундамента байкалид в целом с метаморфическими комплексами их геосинклинального этажа:

Метаморфиты фундамента байкалид

Му+Би+Ст+Анд+Сил+Корд+
+Гр
Му+Би+Ст+Сил+Дис+Гр
Би+Корд+Гр+Кши+Сил
Би+Анд+Сил+Корд+Кши
Му+Би+Сил+Корд+Кши
Му+Би+Сил+Гр+Кши
Му+Би+Ст+Гр+Хл
Би+Корд+Рп+Сил+Кши
Би+Корд+Рп+Сил+Гр
Би+Ро+Мп+Ски+Кши
Би+Ро+Мп+Рп+Кши
Би+Сил+Кши+Шп
Би+Рп+Гр+Кши
Би+Рп+Мп+Гр
Ро+Рп+Гр

Му+Би+Анд+Ст+
+Гр
Би+Сил+Кши+Гр
Му+Би+Сил+Гр
Му+Би+Сил+Корд
Ро+Рп+Мп

Метаморфиты геосинклинального этажа байкалид

Хл+Эп+Му+Стил+Акт+
+Ка
Хл+Му+Би+Эп+Гр+Ка
Хл+Му+Би+Ро+Гр+Ка
Му+Стил+Пумп+Ка
Му+Би+Эп+Кши
Хл+Эп+Би+Акт
Би+Кши+Ро+Ка
Би+Ро+Кц+Ка
Акт+Ди+Гр
Ди+Кц+Гр
Би+Ро+Эп
Би+Ро+Кум
Ди+Ро+Ка
Ди+Ро+Ски
Ди+Ро+Кц

Для первой группы метаморфитов характерны двупироксеновая, амфиболитовая, эпидот-амфиболитовая и подчиненно зеленосланцевая фации; для второй — эпидот-амфиболитовая, зеленосланцевая и пренит-пумпеллиитовая; общие у них — среднетемпературные парагенезисы.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КАЛЕДОНИД

Каледониды в пределах Алтае-Саянской складчатой области по занимаемой ими площади являются преобладающими. К ним относятся в Восточном Саяне Базыбайская глыба, Сисимо-Казырский синклинорий, Беллыкское поднятие, в Туве Куртушибинский и Таннуольский антиклинории, Утхумский и Центрально-Саянский синклинории, Северо-Саянский и Хемчикско-Систигхемский прогибы, Тувинская и Тоджинская впадины, в Кузнецком Алатау и Горной Шории Томский, Терсинский, Пезасский и Мрасский выступы, Кийское поднятие, Батеневский антиклинорий, Саралинский, Кожуховско-Золотокитатский и Аскизо-Саксырский синклинории, в Горном Алтае Телецкий, Чулышманский, Тонгулакский, Катунско-Чуйский, Теректинский и Кадринско-Баратальский выступы, Бийский, Катунский, Талицкий антиклинории и Холзунско-Чуйский прогиб.

Как ранее уже отмечалось, каледониды по своему строению неоднородны и среди них могут быть выделены зоны ранней и поздней стабилизации (Кузнецов, 1963, 1966; Тектоника Евразии, 1966). С точки зрения метаморфизма те и другие мы охарактеризуем в заключительных главах монографии. Здесь же в первую очередь остановимся на метаморфических комплексах, которые, как показывает вся совокупность имеющихся данных, представляют выступы докембрийского фундамента каледонид, затем опишем метаморфиты, принадлежащие собственно их геосинклинальному этажу.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА КАЛЕДОНИД

В настоящее время для исследуемой территории в целом, пожалуй, наиболее дискуссионной следует считать проблему выделения докембрия. От характера ее решения в значительной мере зависят и наши представления о строении и геологическом развитии этого региона. Пока что общепринятым докембрийским считается возраст образований Томского и Теректинского выступов (Кузнецов, 1963, 1966; Скобелев, 1963; Нехорошев, 1958, 1966; Сенников, 1969; и др.), и противоречивы мнения относительно метаморфитов Джебашского антиклинория, Телецкого, Чулышманского и Тонгулакского выступов. Последние рассматривались как с точки зрения их древнего, так и молодого — в основном раннепалеозойского времени осадконакопления и метаморфизма (Родыгин, Вылцай, 1965; Родыгин, 1968; Сенников, 1969; Черноморский, 1965; и др.). Характерно также, что в ряде случаев одни и те же авторы по одному и тому же комплексу в разное время высказывали диаметрально противоположные точки зрения. Все это свидетельствует прежде всего о чрезвычайной сложности данного вопроса. Как нам представляется, в его решении существ-

Радиологические даты метаморфических пород Базыбайской глыбы (К—Аг метод, по амфиболам)

Характеристика пробы, место ее взятия	Возраст, млн. лет
Амфиболит, базыбайская толща, р. Казыр . . .	1560, 1410
Амфиболовый сланец, базыбайская толща, р. Базыбай	650

венную помощь могут оказать минералогические, петрографические, радиологические и другие методы исследования, а также методы геологического (особенно метаморфического) картирования.

В группу метаморфических комплексов фундамента каледонид мы включаем Базыбайскую глыбу, Томский, Терсинский, Телецкий, Чулышманский, Тонгулакский, Катунско-Чуйский, Теректинский, Джебашский выступы и сютхольскую серию Западного Саяна — Тувы.

Базыбайская глыба находится на западе Восточного Саяна. Ее окружают толщи нижнего палеозоя, с которыми она повсеместно контактирует по разломам. Глыба сложена роговообманковыми, биотитовыми, биотитроговообманковыми сланцами с прослоями в низах разрезов известняков, кальцифиров и диопсидсодержащих пород (Докембрий Восточного Саяна, 1964). Среди них встречаются также (по Базыбаю, в устье рек Фигуристая и Соболинка) гранат-ставролит-кордиеритовые и биотит-антофиллитовые гнейсы (Васильев, 1964).

На карте рис. 2 метаморфические образования этого района показаны нерасчлененными зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями предположительно переходных давлений. Возраст метаморфизма рассматриваемой структуры докембрийский (табл. 31).

Томский выступ расположен в юго-западной части Кузнецкого Алатау в междуречье Томь—Мрассу (рис. 11). Занимает площадь около 2000 км². С точки зрения метаморфизма, район детально изучен в пределах Ташелгинских железорудных месторождений (рис. 12), где развиты (снизу вверх) конжинская, терсинская и ташелгинская свиты. Из них первая, наиболее древняя (мощность ~ 4500 м), сложена амфиболитами, гранито-гнейсами, гранат-биотитовыми, гранат-биотит-силлиманитовыми, гранат-биотит-амфиболовыми гнейсами, гранат-ставролит-мусковитовыми микрогнейсами, прослоями мраморов и кварцитов.

Терсинская свита (более 1500 м) представлена в основном кальцитовыми и доломитовыми мраморами с тремолитом. В подчиненном количестве встречаются гранат-биотит-мусковитовые, биотит-мусковитовые, гранат-биотит-амфиболовые микрогнейсы, амфиболиты и кварциты. По остаткам водорослей возраст осадконакопления свиты определяется как нижнерифейский (Шепель, 1972).

Ташелгинская свита (более 1800 м) представлена хлоритовыми, хлорит-серицитовыми, серицитовыми сланцами, порфиритоидами, метадиабазами, спилитами с прослоями мраморизованных известняков, метапесчаников и кварцитов.

Все свиты залегают согласно с крутым падением на восток, юго-восток (60—80°).

Метаморфические породы прорваны разнообразными по составу интрузиями. Из них наиболее ранние — послонные тела метадиоритов и ультрабазитов, поздние — орогенные — массивы гранитоидов. По тектоническому положению, эволюции магматизма, вещественному составу и возрасту метаморфических образований Томский выступ относится к эвгеосинклинальным зонам байкалид Алтае-Саянской складчатой области с типичным фемическим профилем развития.

Из анализа минеральных ассоциаций (табл. 32) следует, что породы конжинской и терсинской свит метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой (разных субфаций), ташелгинской — зеленосланцевой фациях. Переход от низкотемпературной зоны к высокотемпературной харак-

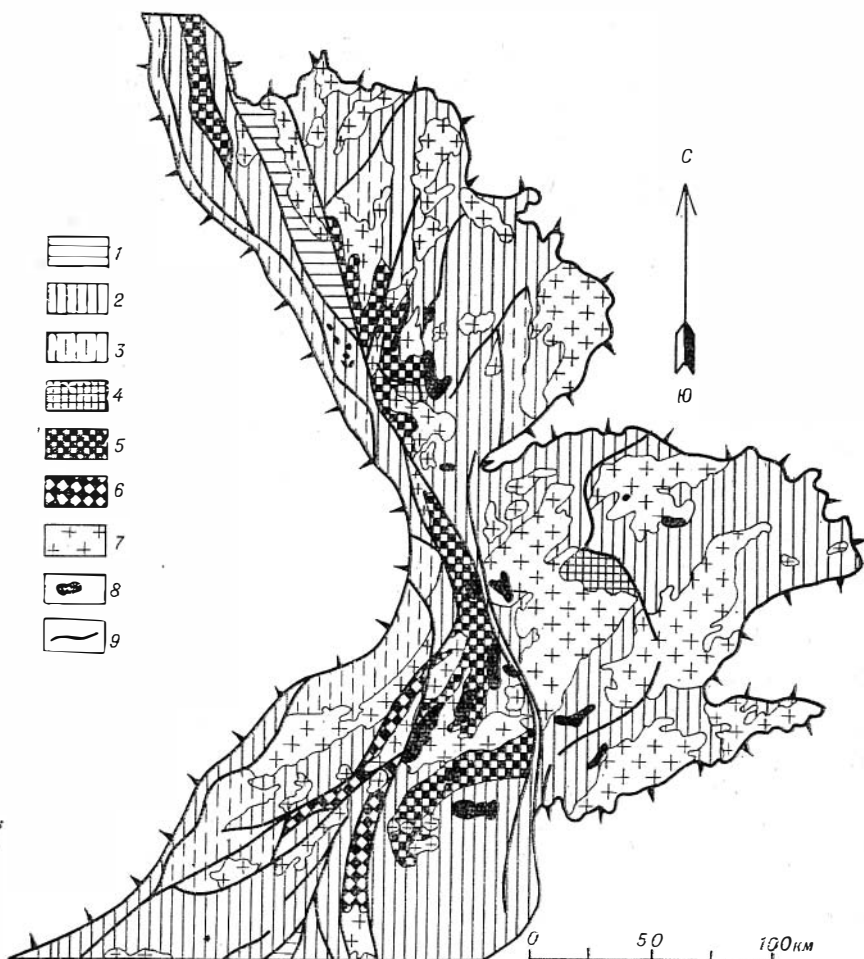


Рис. 11. Схематическая карта метаморфических фаций Кузнецкого Алатау и Горной Шории (составлена автором).

1 — пренит-пумпеллитовая фация; 2 — нерасчлененные пренит-пумпеллитовая + зеленосланцевая фации; 3 — то же, предполагаемые под неметаморфизованными отложениями; 4 — фация зеленых сланцев; 5 — нерасчлененные зеленосланцевая + эпидот-амфиболитовая фации андалузит-силлиманитового типа; 6 — нерасчлененные зеленосланцевая + эпидот-амфиболитовая + амфиболитовая фации переходного типа; 7 — граниты; 8 — гипербазиты и габбро; 9 — разломы.

теризуется исчезновением ассоциации Хл + Кв, появлением граната и андалузита, а также резким изменением основности плагиоклаза от альбита к олигоклазу.

Из минералов — индикаторов давления в составе комплекса встречаются все три модификации Al_2SiO_5 — андалузит, силлиманит и дистен. Это говорит о том, что условия метаморфизма по давлению были переходными между андалузит-силлиманитовым и дистен-силлиманитовым типами.

Метаморфическая зональность от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации намечается и в другой части Томского выступа, а именно по обрамлению одноименного гранитного массива. В отличие от Ташелгино-Майзасского района здесь литологический состав пород преимущественно metabазитовый, в связи с чем выявление неоднородности $P-T$ условий более затруднительно.

Среднетемпературные образования, представленные гранат-силлиманит-кордиеритовыми гнейсами, тремолитсодержащими мраморами, гранат-мусковит-биотитовыми и гранат-эпидот-хлоритовыми сланцами, из-

Минеральные ассоциации метаморфических пород Томского выступа (Лелезин и др., 1975)

Фация зеленых сланцев	Эпидот-амфиболитовая фация +Кв+Пл	
	метапелиты	метабазиты
Кв+Пл+Хл+Эп±Ка	Му+Би+Гр+Сил+Ст	Би+Ро+Эп
Кв+Пл+Сер+Хл+Ка+ +Эп	Му+Би+Гр+Эп	Би+Ро+Гр+Эп
Кв+Пл+Сер+Ка	Би+Гр+Сил	Ро+Би
Кв+Му+Би+Эп+Ка	Би+Гр±Кшш	Ро+Гр
	Му+Би	Би+Ро+Ди±Кшш
	Му+Би+Анд+Гр+Сил	Би+Ро+Гр,
	Му+Би+Анд+Сил	а также кварциты, кальцитовые и доломитовые мраморы с тремолитом, биотитом, графитом, скаполитом, диопсидом и др.
	Би+Гр+Сил+Дис	

вестны и вблизи южной границы Томского выступа в бассейне р. Заслонка а также по Мрассу, в истоках р. Томь и в других местах.

О возрасте метаморфизма Томского выступа можно судить по имеющимся радиологическим данным (табл. 33). Наиболее древние значения составляют 1470—1880 млн лет; они, очевидно, несколько завышены по сравнению с палеонтологическими определениями. Однако в настоящее время несомненно одно — в пределах Томского выступа осадконакопление и метаморфизм являются докембрийскими и, по-видимому, незначительно разорваны во времени. Это подтверждается и многочисленными определениями возраста магматических образований, прорывающих метаморфические породы. Так, Усинский габбро-пироксенит-дунитовый комплекс оценивается датами от 515 до 1150 млн. лет: 1150, 1135, 1080, 985, 965, 895, 865, 845, 745, 745, 520, 515 (определения по амфиболам; Ивонин, 1972), а возраст томских гранитов по данным Rb метода — 1050—1200 млн. лет (Тюлюпо, 1969).

Терсинский выступ находится к северу от описанного выше Томского (см. рис. 11) (хр. Тыдын, реки Ниж. и Ср. Терсь и их притоки: Магана-

Таблица 33

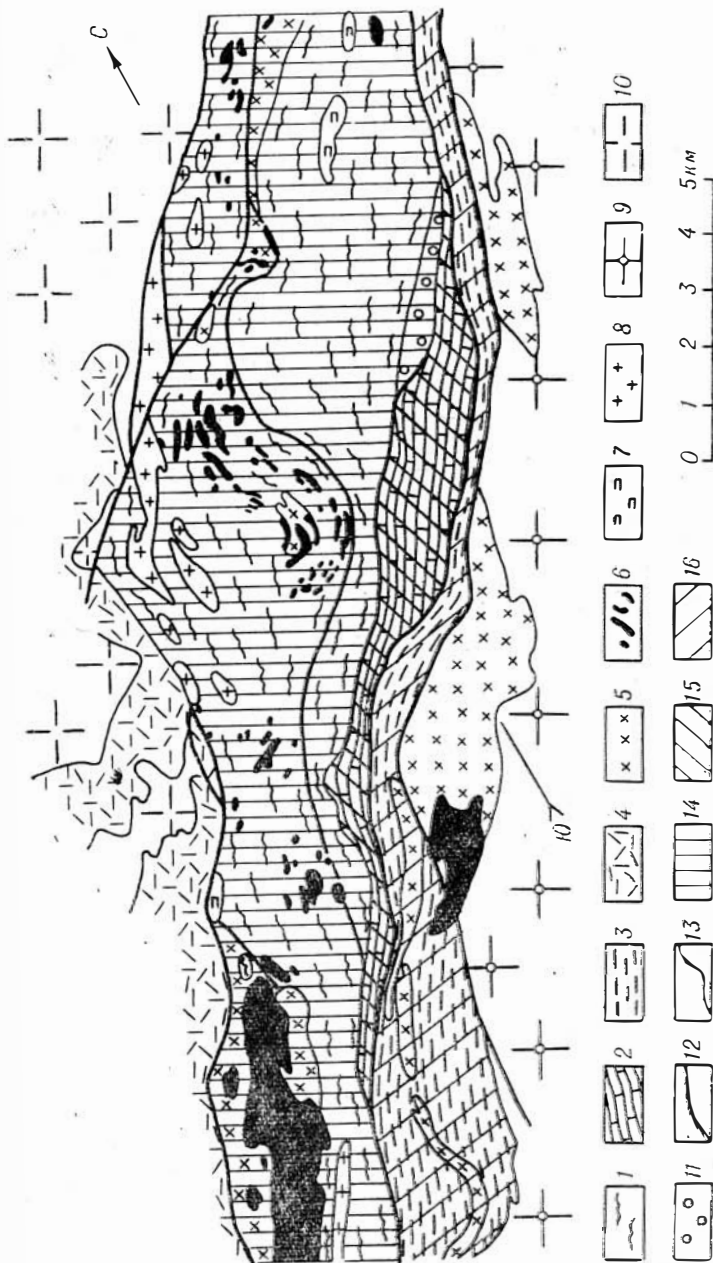
Радиологические даты метаморфических пород Кузнецкого Алатау и Горной Шории (К—Аг метод, по роговым обманкам)

Характеристика пробы, место ее взятия	Возраст, млн. лет	Литературный источник
Амфиболит, терсинская серия	1880	Шепель (1972)
Габбро-амфиболит, гора Кончик	1800	Ивонин (1971)
Роговообманковый гнейс, р. Ниж. Курья	1730	
Амфиболит, колтасская серия. Правый берег р. Томь, 500 м ниже устья р. Борисовка	1470	
Горнблендит, р. Ташелга	870	Шепель (1972)
Роговообманковый гнейс, терсинская серия	780	Ивонин (1971)
Правый берег р. Мрассу, против устья р. Ташелга	740, 700, 650	
Амфиболит, Золотокитатская зона, р. Сухая	680	Горелов (1967)
Роговообманковый гнейс, терсинская серия	610	Ивонин (1971)
Правый берег р. Мрассу, против устья р. Ташелга	580	
Амфиболит, р. Томь	400, 310	Данные автора

Рис. 12. Схематическая геологическая карта района Галичских железорудных месторождений (составлена А. Б. Шепелем).

1 — коняжская свита среднего (?) протерозоя; 2 — терсинская свита нижнего рифея (?); 3 — ташелинская свита нижнего — среднего (?) рифея; 4 — мундыбашская свита среднего кембрия; 5 — Тельбесинский габбро-диоритовый комплекс среднего протерозоя — рифея; 6 — Ташелинский габбро-пироксенит-перидотитовый комплекс среднего рифея.

Томский гранитоидный комплекс среднего рифея; 7 — плагиограниты; 8 — перматиты и перматитовые граниты; 9 — порфиробластовые калиевые граниты; 10 — Тельбесинский комплекс ордовик-силурийского возраста (граниты, диориты, диориты, габбро и т. д.); 11 — скарны и магнетитовые руды; 12 — зоны тектонических нарушений; 13 — геологические границы фаций метаморфизма; 14 — видлот-амфиболитовая + амфиболитовая (?); 15 — эпидот-амфиболитовая; 16 — зеленых сланцев.



Минеральные ассоциации метаморфических пород Терсинского выступа

Фашия зеленых сланцев +Кв+Аб	Эпидот-амфиболитовая фашия +Кв+Пл
Хл+Му+Акт+Гр+Кц	Му+Би+Анд+Сил+Ст+Гр+
Хл+Му+Эп+Гр	Корд(?) Му+Би+Гр+Ст
Хл+Му+Ка+Гр	Му+Би+Гр
Хл+Му+Акт	Би+Ро+Ка+Гр
Хл+Эп+Ро+Би	Би+Ро+Гр
Хл+Му	Му+Би+Кшп+Гр
Кц+Ро	Би+Ро
Хл+Му+Кц+Ро	Би, а также графитовые сланцы, мраморы и кварциты

ковая, Александровка, Андреевка, Пр. и Лев. Крестовка и др.). Литологический состав слагающих его толщ сопоставим с таковым аналогичных образований Ташелгино-Майзасского района. Конжинская свита преимущественно метабазитовая (амфиболиты, биотит-роговообманковые сланцы, прослой метапелитов и известняков), терсинская — метабазит-карбонатная (известняки с прослоями роговообманковых сланцев, кварцитов и метапелитов). Минеральные ассоциации названных толщ, по данным В. К. Моница, В. А. Кузнецова, А. Л. Додина и Г. Г. Лепезина, приведены в табл. 34. Из них парагенезисы с хлоритом, актинолитом, эпидотом и альбитом характерны для терсинской, с биотитом, гранатом, ставролитом и другими «относительно высокотемпературными минералами» — для конжинской свит. Максимум метаморфизма Терсинского выступа не выходит за пределы эпидот-амфиболитовой фашии.

Из минералов — индикаторов давления в рассматриваемом районе распространены андалузит и силлиманит. Первый установлен по р. Маганаковая (Кузнецов, 1940; Мониц, 1938); он же отмечен по кл. Сентябрьскому, а также в шлихах рек Изас, Кривая и Чексу (Додин, 1948). Дистен в этой части Кузнецкого Алатау пока что неизвестен.

Среднетемпературные образования развиты также на востоке Кузнецкого Алатау, в бассейнах рек Кульчазы и Пихтерек, где представлены мусковитовыми, биотитовыми сланцами, кварцитами, амфиболитами и мраморами (Мусатов, 1967).

Метаморфические породы эпидот-амфиболитовой фашии и фашии зеленых сланцев в сопоставимых по литологии и возрасту толщах встречаются и на северо-западе Кузнецкого Алатау (Горелов, 1967): Кв + Аб + Хл + Му, Кв + Аб + Хл + Эп, Кв + Аб + Му + Би + Гр, Кв + Пл + Ро, Пл + Ро, мраморы, кварциты и т. д.

Джебашский антиклинорий находится на территории Западного Саяна. В плане имеет резко вытянутую форму, простираясь на расстоянии 500 км от р. М. Абакан на западе до верховьев Амыла на востоке. Максимальная ширина его 35—40 км. От окружающих кембрийских отложений Северо-Саянской зоны на севере и ордовик-силурийских образований Центрально-Саянского прогиба на юге отделен Малолушешским и Абдырским разломами. В центральной части делится Борусским грабен-синклинием на две примерно равные части, из которых западная сложена метаморфическими породами эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой (преобладает), восточная — зеленосланцевой фашии.

Изучением Джебашского выступа в разное время занимались И. К. Баженов (1934), В. В. Богацкий (1961), Н. Н. Казаков (1961),

А. Г. Сивов (1948, 1961, 1971), Г. Г. Семепов (1961), Л. П. Зоненшайн (1963), М. А. Черноморский (1965), А. П. Щеглов (1961), Н. Н. Херасков (1970, 1975), В. П. Коробейников (1971) и многие другие. При этом большая часть проведенных до сих пор работ посвящена вопросам тектоники и стратиграфии района. В опубликованной литературе метаморфические образования, слагающие антиклинорий, обсуждались с точки зрения их докембрийского возраста в целом для всей полосы от р. Абакан до р. Амыл (Белостоцкий и др., 1959; Зайцев, Покровская, 1950; Зайцев, 1964; Зайцев, Моссаковский, 1965; Коробейников, Щеглов, 1969; Коробейников, 1971; Кудрявцев, 1949; Кузнецов, 1954; Семенов, 1961; Черноморский, 1965) — для западной половины (до хр. Борус) и кембрийского — для восточной его части (Владимирский, Черноморский, 1961; Херасков, 1970; Зоненшайн, 1963).

По мнению В. В. Богацкого (1961), «джебашские сланцы» — это гетерогенный метаморфический комплекс, состоящий из стратиграфически разновозрастных толщ джебашской серии (протерозой), нижнемонокской (нижний кембрий) и пигнетской (верхний кембрий) свит. В связи с различной трактовкой возраста рассматриваемых образований по-разному понимается структура и положение Джебашского комплекса в истории геологического развития.

В отличие от стратиграфии и тектоники слабо изученным здесь, как и в Западном Саяне в целом, остается метаморфизм. Наиболее полное обобщение по этому вопросу дано в ранней работе автора (Лепезин, 1972б). Основано оно на личных исследованиях, предварительно проведенных по рекам Енисей, Она, Бирик и Юнь-Джебаш, вдоль Сабинского хребта, по Усинскому тракту и в других местах. Эти материалы с некоторым дополнением и учетом литературных данных (Баженов, 1934; Коробейников, Исаков, 1965; Коробейников, 1970, 1971; Сивов, 1948, 1971; Щеглов, 1961; и др.) положены в основу настоящего раздела.

В строении Джебашского выступа принимают участие метаморфические образования джебашской серии. Последняя, по данным В. П. Коробейникова (1971), имеет двучленное деление. Нижняя — тебинская — свита имеет преимущественно метапелитовый, верхняя — уртенская — метабазит-метапелитовый состав. Та и другая содержат редкие прослои карбонатных пород, пемонтит- и гематитсодержащих кварцитов. Суммарная мощность серии 9000—11000 м.

Минеральные ассоциации метаморфитов отдельно для западной и восточной частей выступа приведены в табл. 35. Преимущественным распространением пользуются $Kв + Аб + Хл + Му + Эп$, $Kв + Аб + Хл + Му + Ка + Эп$, $Kв + Аб + Хл + Му + Ка$ и другие «типичные зеленосланцевые парагенезисы». Из высокотемпературных минералов встречаются биотит, гранат, роговая обманка, ставролит, силлиманит, дистен, андалузит и кордиерит. «Своеобразные ставролитовые гнейсы» в пределах Джебашского хребта были отмечены И. К. Баженовым еще в 1934 г. Двуслюдяные гнейсы с силлиманитом, гранатсодержащие кварциты встречаются также в верховьях рек Чехан, Юнь-Джебаш, Бирик-Джебаш, по Сабинскому хребту и в других местах (Сивов, 1948, 1961; Щеглов, 1961; и др.).

Минеральные ассоциации восточной части Джебашского выступа (от хр. Борус на западе до верховьев Амыла на востоке) также преимущественно зеленосланцевые. Однако в отличие от описанных выше здесь иногда встречаются пренит (установлен в одном шлифе) и стильномелан (в 8 шлифах). Напротив, находки биотита, ставролита и других относительно высокотемпературных минералов в этом районе неизвестны, за исключением, возможно, верховьев р. Б. Оя и ее правого притока рч. Анбук, где отмечаются двуслюдяные гнейсы. В целом метаморфизм восточной части Джебашского выступа по отношению к западной более низкотемпературный. Общими для них являются парагенезисы фации зеленых сланцев. Отли-

Минеральные ассоциации метаморфических пород джебашской серии Джебашского выступа

Западная часть		Восточная часть	
парагенезис +Кв	колич. шлифов	парагенезис +Кв+Аб+Хл	колич. шлифов
Аб+Хл+Му+Эп	22	Му	8
Аб+Хл+Му+Ка+Эп	18	Эп+Ка+Сер	6
Аб+Хл+Му+Ка	16	Сер+Эп+Стил	5
Аб+Хл+Му+Грф	9	Эп+Ка	5
Аб+Хл+Му+Эп+Акт	5	Ка	5
Пл+Хл+Ро+Эп	4	Эп+Акт	3
Аб+Хл+Эп	3	Акт+Эп+Стил	2
Аб+Хл+Му+Би	3	Му+Эп	2
Аб+Хл+Би+Эп	3	Му+Ка	2
Пл+Би+Му+Корд+Анд+Грф	3	Эп	2
Аб+Хл+Эп+Акт+Му+Би	2	Ро+Стил+Эп	1
Аб+Хл+Му+Эп+Акт	2	Стил+Акт+Эп+Прен	1
Пл+Хл+Му+Би+Эп	2	Му+Эп+Акт	1
Пл+Би+Ро+Эп+Скп	2	Би(?) +Эп+Акт	1
Аб+Му	1		
Аб+Ка	1		
Пл+Ка+Хл+Би	1		
Аб+Хл+Эп+Ка	1		
Аб+Хл+Эп+Акт	1		
Аб+Хл+Би	1		
Аб+Му+Би+Гр	1		
Аб+Му+Би	1		
Пл+Хл+Му+Би+Корд	1		
Пл+Хл+Би+Корд	1		
а также роговообманковые, дистеновые, силлиманитовые, ставролитовые и другого состава гнейсы			

чаются же они эпидот-амфиболитовой и пренит-пумпеллиитовой фациями. Первая установлена на западе и неизвестна на востоке, вторая известна на востоке, но не установлена на западе. Таким образом, уже такой краткий перечень минералов и минеральных ассоциаций показывает, что метаморфизм джебашской серии неоднороден и на фоне преимущественного развития зеленосланцевых парагенезисов картируются поля типичной эпидот-амфиболитовой и подчиненно пренит-пумпеллиитовой фаций.

Интересный пример описан В. П. Коробейниковым (1970, 1971) в междуречье Енисей — Оя, где им закартированы биотитовая (Кв + Аб + Хл + Му + Би ± Эп), альмандиновая (Кв + Аб + Хл + Эп + Му + Би + Гр, Кв + Аб + Эп — Кц + Би + Гр), олигоклазовая (Кв + Пл + Эп — Кц + Би ± Гр + Ро) зоны и зона гранитизации (Кв + Пл ± Му + Би + Гр, Кв + Пл + Ро + Би ± Му ± Кц, Кв + Пл + Ро ± Би ± Альм ± Ди). К последней зоне приурочены и когдарские граниты.

Возраст осадконакопления метаморфитов Джебашского антиклинория определяется как докембрийский (заключение по микрофоссилиям Б. В. Тимофеева). Из десяти изученных образцов, отобранных В. Я. Хильтовой по Усинскому тракту (восточная часть антиклинория), в трех найдены лишь обугленный растительный детрит и неопределимые сфероморфиды, в остальных — следующий комплекс микрофоссилий: *Protosphaeridium flexuosum* Tim., *P. densum* Tim., *P. tuberculiferum* Tim., *P. lacatum* Tim., *P. scabridum* Tim., *P. sp.*, *Trematosphaeridium sp.*, *Orygmato-sphaeridium sp.*, *Stictosphaeridium pectinale* Tim., *Gloeocapsomorpha sp.* Что же касается возраста метаморфизма, то, основываясь на радиологических датах (табл. 36, 37), и его следует считать докембрийским.

Т а б л и ц а 36

Радиологические даты метаморфических пород джебашской серии западной части Джебашского антиклинория (К—Аг метод, по валу)

Характеристика пробы, место ее взятия	Возраст, млн. лет	Литературный источник
Мусковит-хлоритовый сланец, р. Чехан	930	Иванова и др. (1961)
Амфибол-плагноклазовый гнейс, р. Когдар	670	Коробейников (1971)
Мусковит-хлоритовый сланец, район Ургень	580	Иванова и др. (1961)
То же, р. Изын-Жуль	560	
Парасланец, низовья р. Чехан	560	
» » »	520	
Мусковит-хлоритовый сланец, устье р. Изын-Жуль	480	
То же, верховья р. Изын-Жуль	470	
Парасланец, р. Енисей	470	
» устье р. Изын-Жуль	470	
Слюдистый кварцит, р. Чехан	440	
Парасланец » »	380	
Мусковит-хлоритовый сланец, истоки р. Юнь-Джебаш	370	
Парасланец, р. Енисей	330	
Амфибол-биотит-плагноклазовый гнейс, р. Когдар	190	Коробейников (1971)

Устушкинская серия относится к группе метаморфических комплексов фундамента каледонид в значительной мере условно. Она обнажена в Агсугском синклинии, в Чингекатском выступе (на рис. 2, 3 он не показан) и по обрамлению Центрально-Саянского синклиория. В ее состав включают сютохольскую, ишкинскую и аласугскую свиты общей мощностью более 15 000 м. Первая сложена преимущественно хлорит-серицитовыми сланцами с горизонтами кварцитов, содержащих спессартин, шемонит, гематит, вторая и третья представлены метапесчаниками, алевролитами и другими типичными первично терригенными образованиями.

С устушкинской серией во всех отношениях, включая и парагенезисы, сопоставима иджирская свита хр. Иджир (Коробейников, 1971). И та

Т а б л и ц а 37

Радиологические даты метаморфических пород джебашской серии восточной части Джебашского антиклинория (К—Аг метод, по валу)

Характеристика пробы, место ее взятия	Возраст, млн. лет	Литературный источник
Мусковит-хлоритовый сланец, верховья р. Амыл	520	Иванова и др. (1961)
Слюдистый кварцит, верховья р. Амыл	480, 440	
Парасланец, Усинский тракт	420	Коробейников (1971)
» район р. Амыл	420	

Минеральные ассоциации метаморфических пород устуишкнской серии
+Кв+Аб+Хл±Гем±Мт

Хр. Хор-Тайга, междуречье Шом-Шум—Алды-Ишкын, разрез по р. Анмяк-Оруг и др.	Колич. шлифов	Уснийский тракт	Колич. шлифов	Иджирская свита (хр. Иджир)	Колич. шлифов
Эп+Акт	21	Сер+Ка	26	Сер+Эп+Ка	5
Эп.	14	Сер	20	Эп+Ка	3
Сер+Ка	14	Сер+Эп	12	Эп+Акт	3
Ка	11	Ка	5	Эп	3
Ка+Эп+Сер	7	Сер+Ка+Стил	3	Сер+Ка	3
Сер+Ка+Эп+Акт+Стил	6	Кв+Аб+Хл	1	Ка	2
Эп+Сер	5			Эп+Ка+Акт	1
Сер+Стил	5			Эп+Сер+Акт	1
Сер	5			Ка+Грф	1
Эп+Ка+Акт	5			Эп+Стил	1
Стил	5			Эп+Акт+Стил	1
Эп+Акт+Стил	3			Сер+Эп	1
Эп+Ка+Акт+Стил	2			Эп+Ка+Стил	1
Ка+Стил+Грф	1				
Эп+Ка+Стил+Сер	1				
Сер+Би+Грф	1				
Эп+Акт+Ка+Сер+ +Стил?(Би)	1				
Сер+Ка+Грф	1				
Сер+Эп+Би	1				
Би+Акт	1				
Эп+Ка	1				
Акт+Ка	1				
Ка+Би	1				
Сер+Ка+Стил	1				
Кв+Аб+Акт	3				

и другая метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации (табл. 38). Обращает на себя внимание довольно частая встречаемость стильпномелана (15% от общего числа просмотренных шлифов), но пренит и пумпеллит отсутствуют (во всяком случае, нами они не встречены).

Что же касается возраста устуишкнской серии, то мнения на этот счет противоречивы. М. А. Черноморский (1965) полагает, что в нее входят разновозрастные отложения — позднепротерозойская сътольская и верхнекембрийские ишкнская и аласугская свиты. Напротив, другие исследователи рассматривают разрез от среднего рифея до ордовика включительно непрерывным (Коробейников, Исаков, 1965; Коробейников, 1969; Волков и др., 1970), а Н. Н. Херасков (1970, 1975), например, все толщи считает кембрийскими и т. д.

Имеющиеся радиологические данные по породам устуишкнской серии представлены в табл. 39. Они свидетельствуют, конечно, не в пользу палеозойского метаморфизма. Он не может быть таковым и в том случае, если к толщам подходить с точки зрения их согласного напластования от рифея до ордовика, так как метаморфизм всегда следует за осадконакоплением. По мнению автора, здесь либо все свиты докембрийские, либо

Радиологические даты метаморфических пород
устуишкинской серии (К—Аг метод)*

Минерал, порода	Место взятия пробы	Возраст, млн. лет
Вал	Район р. Усту-Ишкин, Зап. Тува	1120
Мусковит	Правый берег р. Карга, Юго-Зап. Тува	570
Вал	То же	480
	Район р. Усту-Ишкин, Зап. Тува	480

* Данные заимствованы из работы Т. Н. Ивановой, И. И. Полевой, Г. М. Владимировского (1961).

метаморфический комплекс-выступ (Родыгин, 1968), Тонгулакский метаморфический комплекс (Лепезин, 1972а, г, д, 1975), Кубадринско-Курайская зона метаморфизма (Михалева, Скуридин, 1971), Ильдугемско-Кубадринская зона смятия и т. д. Восточная часть рассматриваемой структуры представлена зеленосланцевыми образованиями и ранее включалась в Оройский выступ (Родыгин, 1968). Однако, как показали последующие исследования, обе части связаны метаморфической зональностью, а поэтому нами и объединяются в единый Тонгулакский выступ.

По данным А. И. Родыгина (1968), в рассматриваемом районе выделяются снизу вверх тонгулакская (гранито-гнейсы, мигматиты, биотитовые, силлиманитовые, гранатовые, кордиеритовые и другого состава гнейсы с прослоями биотит-роговообманковых сланцев и амфиболитов), ильдугемская (биотитовые, силлиманитовые, гранатовые, кордиеритовые гнейсы, прослой куммингтонитовых и роговообманковых сланцев и т. д.), курумбайринская (мусковитовые, биотитовые, кордиеритовые часто с андалузитом гнейсы, пара- и ортоамфиболиты и т. д.) свиты и башкауская (хлоритовые, хлорит-серицитовые, хлорит-биотитовые, реже актинолитовые сланцы) серия. Литологический состав рассматриваемых отложений в целом метапелитовый. Метабазиты от общего объема пород составляют не более 10%. Суммарная мощность выделяемых здесь свит не менее 9 000—10 000 м.

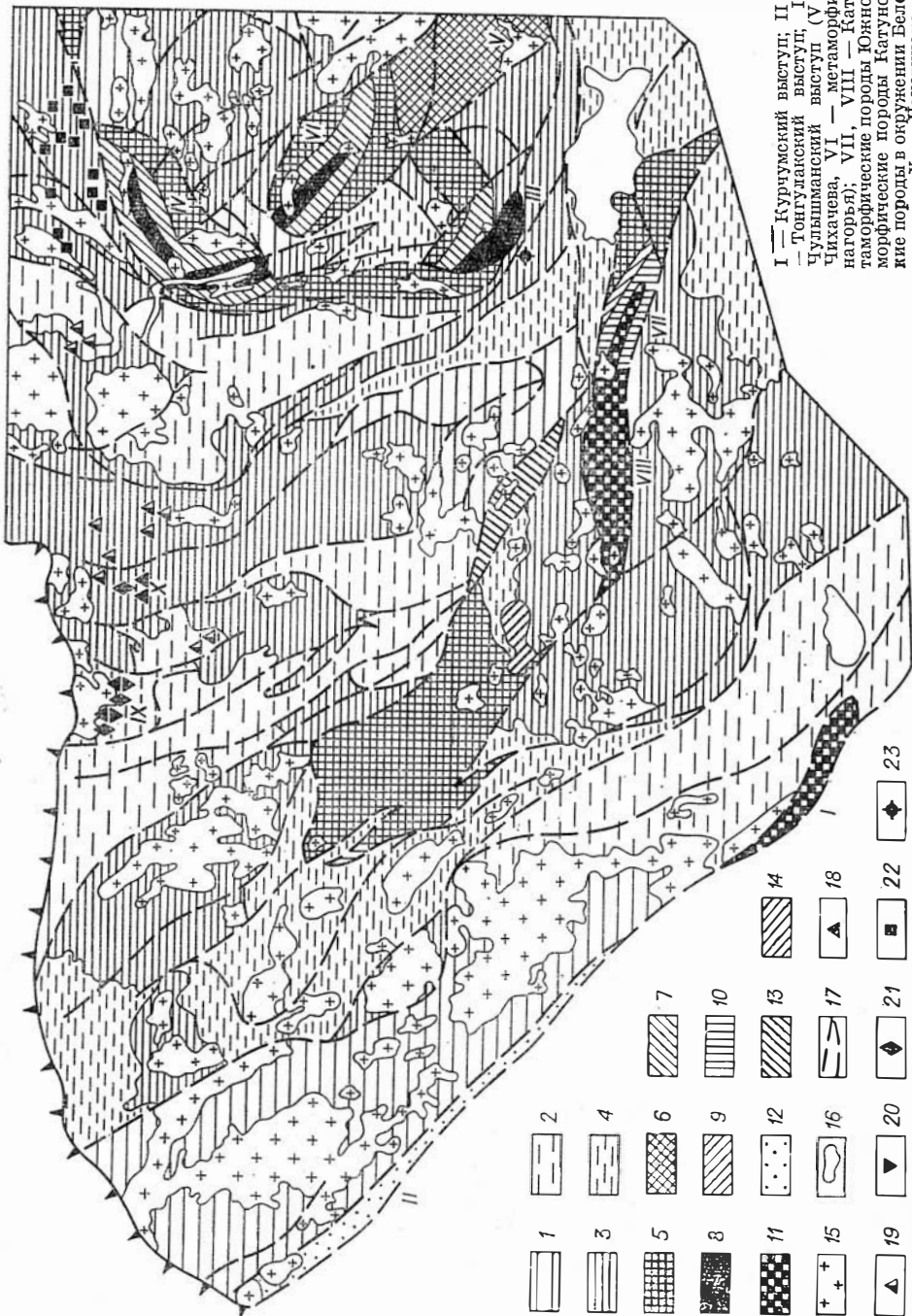
Тонгулакский выступ в настоящее время изучен достаточно хорошо (Родыгин, 1968; Лепезин, 1972а, г, д, 1975; Лепезин, Непейна, 1968; и др.). Детальным картированием здесь удалось выявить неоднородный характер метаморфизма слагающих его толщ и выделить зоны А, Б, В, Г (рис. 14) со следующей схемой минеральных превращений (по метапелитам): $Kв + Хл + Му$ (зона А) = $Би + Корд + Гр + H_2O$ (зона Б); $Му + Корд + Гр = Kв + Ст + Би + H_2O$ (внутри зоны Б); $Му + Корд + Ст$ (зона Б) = $Kв + Би + Сил + H_2O$ (зона В), $Kв + Му + Ст = Би + Сил + Гр + H_2O$ (внутри зоны В) и $Kв + Ст$ (зона В) = $Корд + Гр + Сил + H_2O$ (зона Г). Первое равновесие отвечает изограде кордиерита, третье — силлиманита и пятое — граната. Переход от начала зоны Б до центральной части зоны Г укладывается в пространстве 7—8 км. Максимум метаморфизма не выходит из поля устойчивости мусковита с кварцем. В зоне Г распространен парагенезис Корд + Гр + Сил, исключаяющий ставролит с кварцем, что приближает $P - T$ условия к амфиболитовой фации.

Минеральные ассоциации для выступа в целом приведены в табл. 40. Из полиморфных модификаций Al_2SiO_5 здесь достоверно известны андалузит и силлиманит. Есть упоминание и о дистене (Родыгин, 1968) в парагенезисе $Kв + Пл + Би + Ст + Сил + Дис$, но эта находка требует

древние определения абсолютного возраста, являясь заниженными, характеризуют низы разрезов и устуишкинская серия действительно включает разновозрастные метаморфиты.

Тонгулакский выступ расположен на юго-востоке Горного Алтая (рис. 13, водоразделы рек Кубадру, Башкаус, Чулышман). Западная его половина сложена метаморфическими породами эпидот-амфиболитовой фации и в литературе известна как Курайский ме-

Рис. 13. Карта метаморфических фаций Алтай (оставлена автором).



1 — пренит-пумпеллитовая фация; 2 — то же, предполагаемая под метаморфизованными осадками; 3 — нерасчлененные пренит-пумпеллитовая + зеленосланцевая фации; 4 — то же, предполагаемые под метаморфизованными осадками; 5 — фация зеленых сланцев; 6 — нерасчлененные зеленосланцевая + эпидиот-амфиболитовая фации андалузит-силлиманитового типа; 7 — низкотемпературная субфация эпидиот-амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа; 8 — высокотемпературная субфация эпидиот-амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа; 9 — низкотемпературная субфация эпидиот-амфиболитовой фации переходного типа; 10 — высокотемпературная субфация эпидиот-амфиболитовой фации переходного типа; 11 — нерасчлененная эпидиот-амфиболитовая фация андалузит-силлиманитового типа; 12 — нерасчлененные зеленосланцевая + эпидиот-амфиболитовая фации дисперс-силлиманитового типа; 13 — фация глаукофановых сланцев; 14 — то же, предполагаемая; 15 — гранитоиды; 16 — геологические границы; 17 — разломы; 18 — места нахождения диспены; 19 — то же, по шликхам; 20 — места нахождения андалузита; 21 — то же, ставропшляхам; 22 — то же, корунды (по шликхам); 23 — эклозиты.

И — Курчумский выступ; II — Иртышская зона смятия; III — Тонгулмайский выступ; IV — Тельпейский выступ; V, VI — Чулышманский выступ (V — метаморфические породы Чулышманского хребта, VI — метаморфические породы Катунского хребта, VIII — метаморфические породы Южно-Чуйского хребта, VIII — метаморфические породы Катунского хребта); IX — метаморфические породы в окрестности Белокурихинского гранитного массива; X — Чаустинское месторождение диспены.

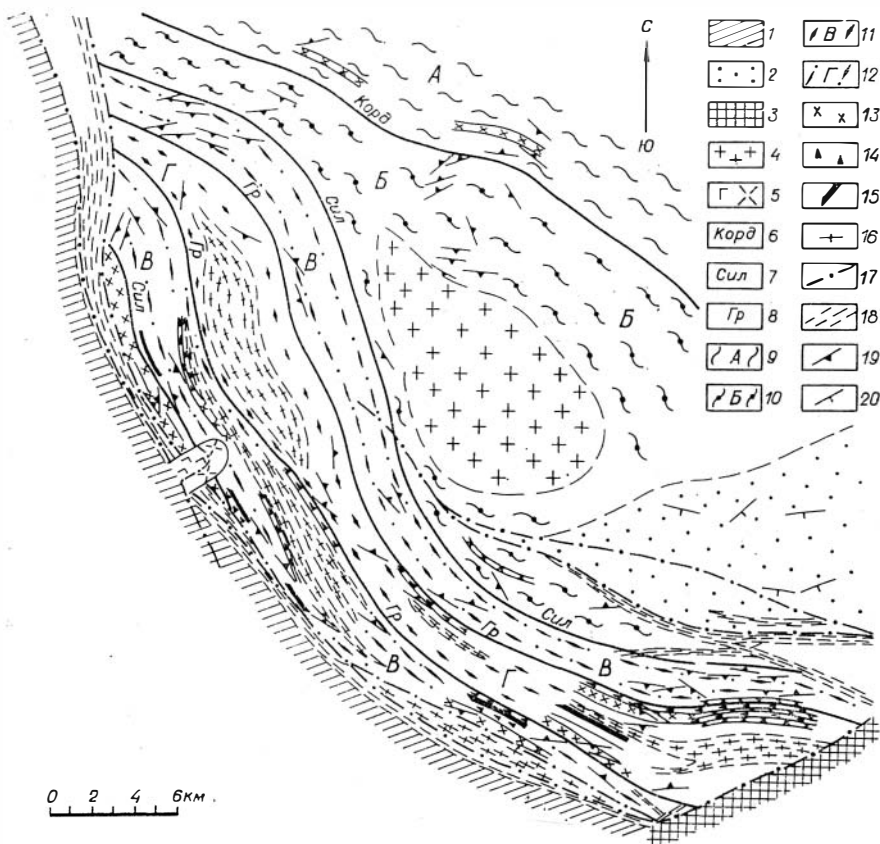


Рис. 14. Карта метаморфической зональности Тонгулакского выступа (составлена автором).

1 — предположительно нижнекембрийские отложения; 2 — арташская свита кембродовика; 3 — девонские отложения; 4 — курумбайринские граниты; 5 — габбро, габбро-диориты; 6 — кордиерита; 7 — силлиманита, 8 — граната; зоны метаморфизма: 9 — А, 10 — Б, 11 — В, 12 — Г; 13 — метабазиты; 14 — биотит-гранатовые сланцы; 15 — куммингтонитовые сланцы; 16 — гранито-гнейсы; 17 — тектонические нарушения; 18 — диафториты; 19 — кристаллизационная сланцеватость и гнейсовидность; 20 — слоистость.

дополнительной проверки. На основании широкого распространения ассоциаций Кв + Ст + Сил и Кв + Му + Сил автор сделал ранее вывод, что Тонгулакский выступ относится к области повышенных давлений андалузит-силлиманитового типа. С другими особенностями метаморфизма можно познакомиться в цитируемых выше работах.

С целью установления возраста осадконакопления слагающих Тонгулакский выступ метаморфических образований нами отобрана серия проб на предмет обнаружения в них микрофоссилий. Образцы взяты из башкауской серии и курумбайринской свиты (зоны А и Б), а определения выполнены в ИГГД Б. В. Тимофеевым. Им обнаружены *Leiosphaeridia* sp., неопределимые сфероморфиды, силуэтные черные кружки и обугленный детрит, встречающиеся в позднем докембрии.

Из имеющихся радиологических дат (табл. 41) самые древние не опускаются ниже 500 млн. лет. Однако следует иметь в виду, что К — Аг метод постоянно занижает возраст.

Телецкий выступ расположен к северу от рассмотренного выше Тонгулакского (см. рис. 13). В его строении принимает участие толща того же состава. Преобладают метapelиты. Метабазиты составляют менее 10%; за малым исключением, общими являются и их парагенезисы (табл. 42). Изограды параллельны литологическим горизонтам, максимум

Минеральные ассоциации метаморфических пород Тонгулакского выступа

Метапелиты	Колич. шлн-фов	Метабазиты	Колич. шлн-фов
<i>Зона А</i>			
+Кв+Аб+Хл+Эп		+Кв+Аб+Хл+Эп	
Бп+Му+Мт	14	Акт+Ка+Мт	8
Сер±Ка	2	Ка	2
<i>Зона Б</i>			
+Кв+Пл+Бп+Корд		+Пл+Ро+Мт	
Хл+Му+Мт	6	Кв+Бп	8
Хл+Гр+Му+Мт	3	Бп	8
Анд+Му+Мт	3	Бп+Эп	5
Му	2	Бп+Эп+Кв	4
		Кв+Кц	2
		Кц	2
		Кв+Бп+Эп+Мп±Сф	1
<i>Зона В</i>			
+Кв+Пл+Бп+Мт		+Кв+Пл+Бп+Ро	
Корд+Сил+Му	11	Мт	13
Корд+Ст+Сил+Му	10	Кум+Гр+Мт	3
Корд+Ст+Сил	9	Ми+Эп	2
Корд+Анд+Сил+Му	5	Кум+Мт	1
Корд+Анд+Сил	3		
Корд+Ст+Гр+Сил	3		
Гр	3		
Корд+Ст+Анд+Сил	2		
Корд+Сил	2		
Ст+Гр+Сил	2		
Корд+Гр	2		
Гр+Сил	2		
<i>Зона Г</i>			
+Кв+Пл+Бп+Корд		+Кв+Пл+Рс+Бп	
Сил+Му+Мт	6	Мт	17
Мт	5	Ми+Сф+Мт±Орт	5
Гр+Мт	3	Кум	1
Сил+Мт	2		
Гр+Сил	2		

метаморфизма не выходит за пределы фации эпидотовых амфиболитов.

Среди минералов — индикаторов давления встречены андалузит и силлиманит, т. е. и по этому признаку Телецкий выступ вполне сопоставим с Тонгулакским и отнесен нами к фацальной серии низких давлений.

Большинством исследователей метаморфиты данного района соотносятся с породами Теректинского и Джебашского выступов и считаются протерозойскими (Нехорошев, 1958, 1966; Кузнецов, 1963; Родыгин, 1968; Сенников, 1969; и др.).

Нами была предпринята попытка определить возраст осадконакопления по микрофоссилиям. Правда, большая часть просмотренных Б. В. Тимофеевым образцов оказалась пустой и только в некоторых из них обнаружены угловатые обломки черных и коричневых пленок, а также силуэтные формы.

С целью контроля и сопоставления из этого же района (водопад Корбу, северный берег Телецкого озера) отобраны две пробы из заведомо молодых отложений, внешне схожих с низкотемпературными породами собственно Телецкого выступа. Последние характеризуются большим раз-

Радиологические даты метаморфических пород Тонгулакского выступа (К—Аг метод)

Минерал, порода	Состав породы	Возраст, млн. лет	Литературный источник
Роговая обманка	Пл+Ро+Би	440	Данные автора
	Пл+Ро	370	
	Пл+Ро+Би	360	
	Кв+Пл+Ро+Би	350	
	Кв+Пл+Ро+Би	340	
	Кв+Пл+Ро+Би+Эп	320	
	Кв+Пл+Ро+Би	320	
	Кв+Аб+Хл+Акт+Эп+Ка	270	
Биотит	Биотитовый сланец	500	Родыгин (1968)
		490	Михалева, Скуридин (1971)
		480	
		460	
		450	Родыгин (1968)
		440	
		300	
		Кв+Пл+Би+Сил+Корд+Гр	200
Метабазиты (вал)	Кв+Пл+Би+Ро	440	
	Кв+Пл+Ро+Эп	420	
	Би+Ро сланец	400	
	Кв+Аб+Акт+Хл+Эп+Ка	330	
	Кв+Пл+Ро+Би+Кпш	310	
	Кв+Пл+Ро+Би	280	
	Пл+Ро+Би	270	
	Метапелиты (вал)	Кв+Аб+Хл+Му	440
Кв+Пл+Би+Корд+Гр+Сил		430	
Кв+Пл+Му+Би		390	
Кв+Пл+Би		330	
Кв+Пл+Би		330	
Кв+Пл+Хл+Му+Би+Корд		320	
Кв+Пл+Би+Му+Ст+Сил		310	
Кв+Пл+Би+Гр+Сил		310	
Кв+Аб+Хл+Му		300	
Кв+Пл+Би+Корд+Сил		290	
Кв+Аб+Хл+Му		280	

нообразием и обилием микрофоссилий, что резко отличает их от метаморфитов всех других исследованных районов. Данный комплекс характерен для нижнего ордовика (Кебезинскас и др., 1975).

Автору известны всего лишь два определения абсолютного возраста. Одно из них — 610, другое — 410 млн. лет (табл. 43).

Минеральные ассоциации метаморфических пород Телецкого выступа

Метапелиты	Колич. шрифтов	Метабазиты	Колич. шрифтов
<i>Зона А</i>			
Би+Эп +Кв+Аб	6	Ка+Ро(Акт) +Кв+Аб+Хл	1
Хл+Эп+Ка+Би	5		
Хл+Би	5		
Хл+Эп+Му+Ка	2		
Хл+Му+Би+Эп	2		
Хл+Эп+Би	2		
Хл+Эп	2		
Хл+Ка	1		
Хл+Му+Би+Грф	1		
Хл+Му+Би+Гр	1		
<i>Зона Б</i>			
Би +Кв+Пл	18	Ро +Кв+Пл	4
Хл+Му+Би+Корд	9	Би+Ро+Ка	4
Му+Би	5	Би+Ро	3
Му+Би+Корд+Анд	3	Би+Ро+Эп	2
Хл+Би+Корд+Гр	2		
Хл+Му+Би+Ст+Корд	1		
Хл+Би+Корд	1		
Му+Би+Корд	1		
<i>Зона В</i>			
Му+Би+Анд+Сил+Корд +Кв+Пл	2	Би+Ро +Кв+Пл	2
Би+Корд+Гр	2	Би+Ро+Эп	1
Би	2	Би+Ро+Кц	1
Му+Би+Корд+Анд+Сил+Ст	1	Би+Ро+Эп+Ка	1
Би+Анд+Сил+Корд+Ст	1	Би+Кум+Гр	1
Му+Би+Корд+Сил	1	Би+Кум	1
Му+Би+Корд	1	Кум	1
Би+Корд+Ст	1		
Би+Корд	1		
Би+Гр	1		

В условиях нерасчлененных зеленосланцевой и низкотемпературной субфации эпидот-амфиболитовой фации (зоны А и Б) метаморфизованы породы, соединяющие узкой полосой Тонгулакский и Телецкий выступы (см. рис. 14). Нами они изучены на перевале Акташ-Улаган и по р. Кара-Кудур. Минеральные ассоциации этих районов представлены в табл. 44.

Однако границы между зонами здесь специально не картировались. По редким находкам кордиерита тип метаморфизма всей полосы определяется как андалузит-силлиманитовый.

Таблица 43

Радиологические даты метаморфических пород Телецкого выступа (К—Аг метод, по блопитам)

Характеристика пробы, место ее взятия	Возраст, млн. лет	Литературный источник
Гранито-гнейс, Телецкое озеро	610	Кляровский (1972)
Грават-блопитовый сланец, там же	410	Данные автора

Минеральные ассоциации метаморфических пород в районе Кара-Кудюр (данные наши)

Метапелиты +Кв	Коллич. шли- фов	Метабазиты +Кв+Би	Коллич. шли- фов
Аб+Хл+Му+Ка+Эп+Би	6	Пл+Ро+Эп	2
Аб+Хл+Му+Ка	8	Пл+Ро+Кц	1
Аб+Хл+Эп	4	Аб+Кц+Трем+Ка	1
Аб+Эп+Му+Би	2		
Пл+Хл+Би	2		
Аб+Хл+Му+Стил (?)	1		
Пл+Хл+Би+Корд	1		
Пл+Би+Эп	1		

Чулышманский выступ. Под этим названием нами объединяются выходы метаморфических пород, протягивающиеся примерно на расстоянии 150 км от южного окончания Телецкого озера на северо-западе до хр. Чихачева на юго-востоке (см. рис. 13). В литературе рассматриваемый комплекс (в основном западная его часть) известен как Чулышманский антиклинорий (горст, выступ), Чульчинский горст (выступ) и т. д.

Литологический состав слагающих Чулышманский выступ метаосадков преимущественно метапелитовый, и в этом отношении он полностью сопоставим с описанными ранее Тонгулакским и Телецким выступами. Метабазиты здесь пользуются ограниченным распространением и развиты в основном на северо-востоке района (Дергунов, 1967).

По устному сообщению В. В. Хлестова, на западе выступа картируются хлоритовая, биотитовая, кордиеритовая и силлиманитовая зоны, минеральные ассоциации которых соответствуют зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям (табл. 45).

Сходный набор парагенезисов (Кв + Пл + Му + Би + Корд + Анд, Кв + Пл + Му + Би + Корд + Ст, Кв + Пл + Му + Би + Корд + Ст + Анд + Сил, Кв + Пл + Му + Би + Корд + Ст + Сил, Кв + Пл + Му + Би + Корд + Сил, Кв + Пл + Му + Би + Ст + Сил, Кв + Пл + Би + Корд + Гр + Сил) и условия метаморфизма устанавливаются и на юго-восточном окончании данной структуры (хр. Чихачева, верховья р. Бугузун), где по наблюдениям Л. А. Михалева

Т а б л и ц а 45

Минеральные ассоциации метаморфических пород Чулышманского выступа (данные В. В. Хлестова)

Зона			
хлоритовая +Кв+Аб+Хл	биотитовая +Кв+Пл+Хл	кордиеритовая +Кв+Пл+Му	силлиманитовая +Кв+Пл+Му+Би
Му+Эп+Ка	Му+Би+Эп	Хл+Би+Корд±Эп	Хл+Корд+Анд+Сил+ +Ст+Эп
Эп	Му+Би	Хл+Би+Эп	Хл+Сил+Ст+Эп
	Му+Эп	Хл+Би+Корд+Анд± ±Эп	Хл+Корд+Анд+Сил+ +Ст
	Би	Хл+Би+Анд+Гр±Эп	Хл+Корд+Анд+Сил+ +Эп
		Хл+Би+Корд+Гр±Эп	Хл+Корд+Анд
		Хл+Би+Гр	Хл+Корд+Эп
		Корд	Сил+Ст+Эп
		Хл+Би	Корд±Анд±Сил
	Хл+Би+Сил	Корд+Сил+Эп	

Радиологические даты метаморфических пород Чулышманского выступа (К--Аг метод, по биотитам)

Характеристика пробы	Возраст, млн. лет	Литературный источник
Биотитовый гнейс . . .	500—520; 320—310	Михалева, Скуридин (1971)
Биотитовый сланец	410	Дергунов (1967)

вой и автора (Михалева, Скуридин, 1972; Лепезин, 1973) также выделяется несколько метаморфических зон.

Из полиморфных модификаций Al_2SiO_5 в изученном районе известны пока что андалузит и силлиманит, в связи с чем тип метаморфизма для Чулышманского выступа в целом определяется как андалузит-силлиманитовый.

Возраст осадконакопления метаморфитов, оцененный по микрофоссилиям (образцы из коллекции В. В. Хлестова, заключение Б. В. Тимофеева), соответствует позднему докембрию (Кеpezинскас и др., 1975). Здесь установлены *Protosphaeridium patelliforme* Tim., *P. sp.*, *Stictosphaeridium implexum* Tim., а также округлые силуэтные формы и угловатые обломки черных и коричневых пленок. Поскольку пробы отбирались по обрамлению выступа, имеющего общее антиклинорное строение, в его ядерной части следует ожидать некоторые удревнение метасадков. Эти же данные ограничивают и верхний возрастной предел метаморфизма. С другой стороны, имеющиеся радиологические определения, хотя и немногочисленные (табл. 46), указывают на то, что возраст его древнее 500 млн. лет.

Катунско-Чуйский выступ находится на юге Горного Алтая, где вытягивается в северо-западном направлении вдоль Южно-Чуйского и Катунского хребтов, ограничиваясь с севера и юга Чарышско-Теректинским и Джасатерским разломами (см. рис. 13). Центральная часть его известна в литературе как Южно-Чуйская зона смятия. Исследования автора и С. В. Мельгунова по Кок-Узеку (хр. Сайлюгем) и на восточном окончании Катунского хребта показывают, что все эти районы по литологии слагающих толщ и метаморфизму вполне сопоставимы. Последнее дает основание объединить их в единый Катунско-Чуйский выступ.

Особенности метаморфизма здесь наиболее детально изучены в пределах Южно-Чуйского хребта (Митропольский, Кулик, Мельгунов, 1967; Мельгунов, 1970; Кеpezинскас, Мельгунов, 1974; Кеpezинскас, 1977). Из выделенных здесь зон (рис. 15) первая и вторая по минеральным ассоциациям (табл. 47) сопоставимы с зоной А Тонгулакского выступа, третья — с зоной Б, четвертая и пятая — с зоной В; максимум $P - T$ условий не выходит из поля устойчивости мусковита с кварцем. В табл. 47 приведены также парагенезисы хр. Сайлюгем и восточного окончания Катунского хребта.

Анализ имеющихся данных показывает, что в отличие от описанных ранее Тонгулакского, Телецкого и Чулышманского выступов в этом районе представлены все три полиморфа Al_2SiO_5 , поэтому метаморфиты относятся к переходному по давлению типу. При этом приуроченность андалузита к восточной части рассматриваемого комплекса, дистена — к западной, включая и Катунский хребет, свидетельствует о существовании при метаморфизме значительного градиента давлений (Кеpezинскас, 1977).

Отметим также, что литологический состав пород преимущественно метапелитовый. Метабазиты пользуются ограниченным распространением, еще реже встречаются кварциты. В пределах точности картирования изограды параллельны литологическим границам.

Из 11 проб, отобранных из хлоритовой и биотитовой зон (из коллекции К. Б. Кеpezинскаса), в двух установлены микрофоссилии *Podoliella regulare* Tim., *P. irregulare* Tim., *Protosphaeridium acis* Tim., *P. patelli-*

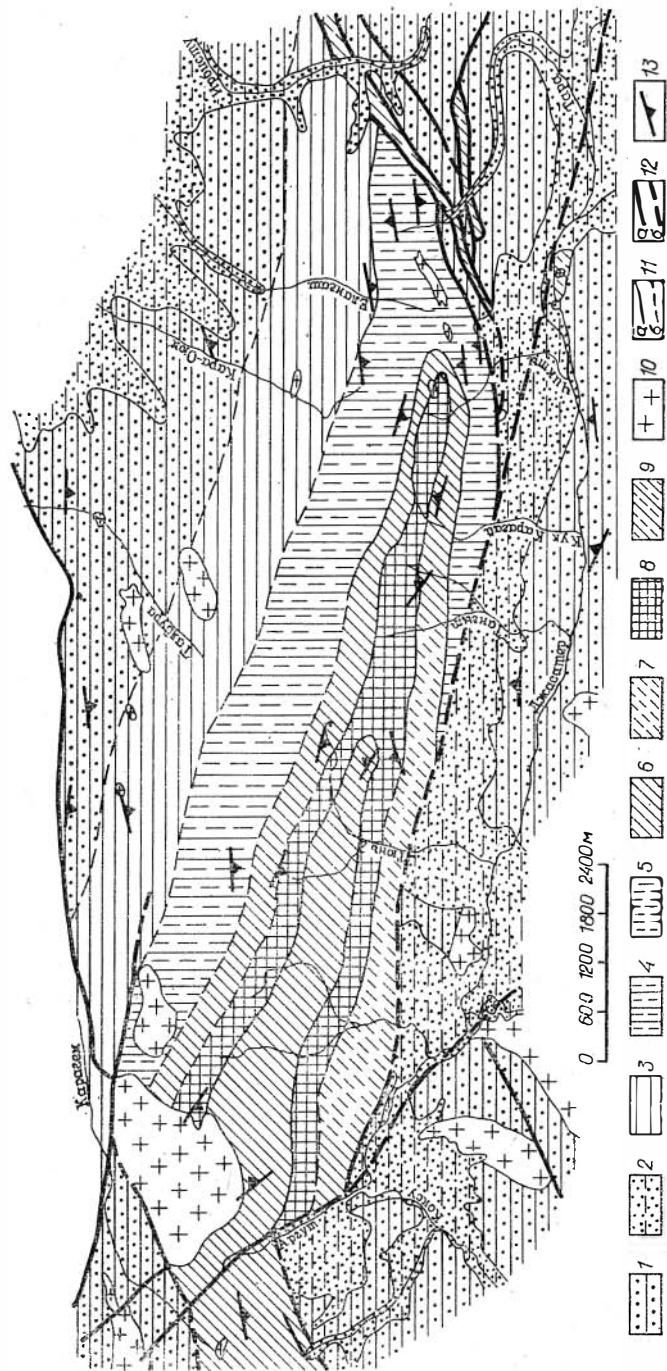


Рис. 15. Схема геологического строения Катунско-Чуиского выступа (Кежежинскас, Мельгунов, 1971). Карта упрощена Г. Г. Ленециным.

1 — алевриты, сланцы кембро-ордовика (?), метаморфизованные в условиях пренит-пумпеллиновой и зеленосланцевой фаши; 2 — то же, предполагаемые под алевритальными и ледниковыми осадками; 3 — биотитовая зона (II подзона); 4 — кордиритовая зона (III подзона); 5 — то же, предполагаемая под алевритальными и ледниковыми отложениями; 6 — старовитовая зона (IV подзона); 7 — то же, предполагаемая под алевритальными и ледниковыми отложениями; 8 — силлиманитовая зона (гнейсы, мигматиты и аэктоновые границы V подзона); 9 — аффрузивы нилолого и среднего состава, их туфы, песчаники, сланцы, конгломераты (D_2); 10 — поднеогерцинские граниты; 11 — геологические границы (а — наблюдаемые, б — предполагаемые); 12 — зоны разломов (а — установленные, б — предполагаемые); 13 — элементы залегания пород.

Минеральные ассоциации метаморфических пород Катунско-Чуйского выступа

Южно-Чуйский хребет	Восточное окончание Катунского хребта	Хр. Сайлюгем
Зона 1 +Кв+Пл+Хл Сер±Эп±Ка	Кв+Пл+Би Му+Ст+Дис+Сил Му+Ст+Дис Му+Сил	+Кв+Пл+Хл Сер+Ка Сер±Эп
Зона 2 +Кв+Пл+Хл Му+Би±Эп	Дис+Гр Му+Эп+Гр Му	
Зона 3 +Кв+Пл Хл+Му+Би+Гр Хл+Би+Корд+Гр Хл+Му+Би+Корд Му+Анд	Му+Эп+Ка Би+Ро, а также андалузитовые и кордперитовые гнейсы	
Зона 4 +Кв+Пл Хл+Му+Би+Ст+Дис+Сил Хл+Би+Ст+Дис+Сил Му+Би+Гр+Ст+Дис+Сил Хл+Му+Би+Корд+Сил Хл+Му+Корд+Анд Му+Би+Корд+Ст+Анд+Сил Му+Би+Корд+Анд+Сил+ +Дис+Ст Му+Би+Корд+Гр		
Зона 5 +Кв+Пл+Му Би+Гр+Сил Би+Корд+Сил		

forme Tim., *Leiosphaeridia* sp., *Gloeocapsomorpha* sp., *Protosphaeridium tuberculiferum* Tim., *Proterospermopsimorpha* sp. Остальные образцы либо пустые, либо содержат обломки черных пленок типа «ламинаритовых», а также округлые силуэтные черные формы. По заключению Б. В. Тимофеева, данный комплекс в целом характерен для позднего докембрия.

По метаморфитам Катунско-Чуйского выступа имеется девять радиологических дат, из которых пять отвечают позднему докембрию (табл. 48).

Теректинский выступ. Находится на западе Горного Алтая. Сложен породами теректинской (мощность до 5000 м) и уймонской свит. Первая преимущественно метапелитового состава, вторая — пестрая (она будет нами рассматриваться в разделе, посвященном глаукофановым сланцам).

Минеральные ассоциации теректинской свиты представлены в табл. 49. Они характеризуют фацию зеленых сланцев, главным образом ее низкотемпературную субфацию, и полностью перекрываются с парагенезисами палеозойских толщ, так что привлечение степени метаморфизма для оценки ее возраста не может считаться убедительным. Перекрываясь условия

Радиологические даты метаморфических пород Катунско-Чуйского выступа

Метод	Минерал, породы	Характеристика пробы	Возраст, млн. лет	Литературный источник
К—Аг	Роговая обманка	Амфиболит	720	Данные автора
			680	
			580	
			520	
			380	
Рь	Вал Бногит	Гнейс	620	Клярковский (1972) Митропольский и др. (1967)
			400, 390	
Рь	Вал		590 ± 25	Авдзейко (1958)

ми метаморфизма, палеозойские образования типа горноалтайской серии и породы Теректинского выступа отличаются степенью измененности. В первых хорошо сохранены реликтовая слоистость, ритмичность и другие текстурно-структурные признаки исходного осадконакопления, в то время как для вторых характерны сильная перекристаллизация, окварцевание и рассланцевание.

По мнению большинства исследователей, возраст теректинской свиты докембрийский. Подобное заключение базируется на ее взаимоотношениях с окружающими отложениями нижнего палеозоя. Простираение структур здесь субмеридиональное или даже северо-восточное, в то время как толщи палеозоя ориентированы с юго-востока на северо-запад (Винкман, 1959; Кузнецов, 1963). Из других данных заслуживает внимание абсолютный возраст тургундинских гранитов — 600 млн. лет (Волков, 1966) и образующихся в их контакте роговиков — 600 млн. лет (материалы автора).

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАЖА КАЛЕДОНИД

В отличие от докембрийских комплексов фундамента каледонид, рассмотренных выше, отложения собственно геосинклинального этажа характеризуются своими особенностями. Они составляют около 95% занятой метаморфическими породами площади, метаморфизованы в основном в пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фациях, впервые фиксируют глаукофановые сланцы, хорошо сохраняют признаки осадконакопления (структуры, текстуры и минералы) и т. д.

Т а б л и ц а 49
Минеральные ассоциации Теректинского выступа
+ Кв+Аб

Парагенезис	Колич. шлифов
Хл+Му+Ка	12
Хл+Ка+Грф	5
Хл+Сф	4
Хл+Эп	4
Хл+Ка+Эп	4
Бп+Эп	3
Хл+Му+Эп+Ка	3
Хл+Акт+Ка	2
Хл+Эп+Ка+Стпл	1

К комплексам данного типа относятся метаморфиты Пезасского горста, Мрасского выступа, Беллыкского, Кийского и Кадринско-Баратальского поднятий, Батеневского, Талицкого, Катунского, Бийского, Куртушибинского и Восточно-Таннуольского антиклинориев, Сисимо-Казырского, Утхумского, Саралинского, Кожуховско-Золотокитатского, Аскизо-Саксырского и Центрально-Саянского синклинориев, Борусского грабена, Холзунско-Чуйского, Северо-Саянского и Хемчик-

Минеральные ассоциации рифейских метаморфитов каледонид Алтае-Саянской складчатой области
+Кв+Аб+Хл±Гем±Лейк

Кузнецкий Алатау (западные и восточные склоны)	Колич. шлифов	Горный Алтай (Бийский и Катунский антиклинории)	Колич. шлифов	Горная Шория (Мрасский выступ)	Колич. шлифов
Сер+Ка	177	Ка	58	Ка	13
Ка	34	Ка+Сер.	24	Эп+Акт	9
Сер+Эп+Акт	16	Акт	16	Эп+Ка	7
Сер+Ка+Акт	12	Ка+Эп	14	Эп	6
Сер+Эп+Акт+Ка	12	Стил	11	Акт+Стил	5
Сер	9	Сер+Ка+Эп+Стил? (Би)	7	Стил	5
Сер+Акт	9	Ка+Акт	7	Эп+Стил	4
Сер+Стил+Ка	8	Прен+Ка	6	Сер+Ка	3
Сер+Стил	7	Акт+Стил	5	Сер+Стил+Ка	3
Ка+Эп	7	Сер	3	Сер	1
Эп+Акт	7	Прен+Акт	3	Акт+Ка+Стил	1
Ка+Эп+Стил+Акт	7	Акт+Эп	3	Ка+Эп+Акт	1
Сер+Пумп	7	Эп	2	Ка+Акт	1
Сер+Ка+Прен	6	Сер+Эп+Акт+Ка	2	Акт	1
Сер+Эп+Ка	5	Сер+Стил+Акт	2	Ка+Прен	1
Сер+Эп	4	Эп+Акт+Сер	1	Эп+Стил+Ка	1
Акт	3	Ка+Эп+Стил	1	Сер+Стил+Акт	1
Сер+Стил+Эп	2	Сер+Ка+Стил	1	Кв+Аб+Хл	8
Сер+Ка+Пумп	2	Эп+Стил.	1		
Акт+Ка	2	Кв+Аб+Хл.	16		
Сер+Прен	1				
Сер+Стил+Эп+Акт+ +Ка	1				
Эп+Акт+Ка.	1				
Стил+Акт+Эп	1				
Акт+Ка+Сер+Стил	1				
Сер+Эп+Пумп	1				
Сер+Эп+Акт+Прен	1				
Сер+Стил+Эп+Акт	1				

ско-Систигхемского прогибов (см. рис. 3). Поскольку не все из названных структур с точки зрения метаморфизма изучены с одинаковой детальностью, а те, что изучены, обнаруживают много общего между собой, мы их объединяем в три группы: а) рифейского; б) кембрийского и в) кембрийско-ордовикского и частично силурийского возрастов, соответственно характеризующихся карбонатно-терригенно-вулканогенным, преимущественно вулканогенным и терригенным составом слагающих толщ. В таком порядке они далее и будут описаны. Представляется только целесообразным из них выделить Чаустигское месторождение дистена, глаукофановые сланцы Западного Саяна, Тувы и Горного Алтая и «гранатовые амфиболиты» Чаган-Узуна.

Все эти образования являются необычными для каледонид, а поэтому заслуживают специального рассмотрения.

Терригенно-вулканогенные толщи каледонид Алтае-Саянской складчатой области
(венд — кембрий — ордовик)

Зоны, подзоны. Свиты	Вулканические породы	Осадочные породы
1	2	3
<i>Кузнецкий Алатау</i>		
Золотокитатская (западнее Пезасского выступа). Единицкая, большекитатская и черноосиповская свиты Кожуховская (Кожуховско-Золотокитатский синклинорий) Карачаровская, чумайская, паромная, смирновская, большекожуховская толщи	Базальты, их туфы, в верхах разрезов кислые эффузивы Базальты и кислые эффузивы	Песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы, известняки, мергели, аркозы Граувакки, аркозы, молассоиды, алевролиты, преимущественно известняки
<i>Горная Шория</i>		
Тельбесская и Амзасская (на юго-восточном обрамлении Кузнецкого прогиба). Березовская и мундыбашская свиты	Базальты, андезиты, ортофиры, альбитофиры, их туфы	Известняки, алевролиты, глинистые и кремнистые сланцы, молассоиды сложного состава, альбитофирные и ортофирные аркозы
Мрасская и Кондомская (деляются в пределах Мрасского выступа и по его западному обрамлению)	Базальты, андезито-базальты, альбитофиры, ортофиры и их туфы	Известняки, молассоиды сложного состава, алевролиты, кремнистые сланцы, альбитофирные аркозы
<i>Горный Алтай</i>		
Центрально-Алтайская. Прикатунская подзона (западное обрамление Катунского антиклинория). Каянчинская и каинская свиты Зона Юго-Западного Алтая (к югу от Теректинского выступа). Сугашская свита	Базальты и их туфы } Базальты	Известняки, молассоиды сложного состава, флишоподные терригенные накопления, яшмо-кварциты, кремнистые сланцы Флишоподные терригенные накопления, яшмо-кварциты, кремнистые сланцы, молассоиды сложного состава
Восточно-Алтайская (западное обрамление Телецкого и Тонгулакского выступов). Бостальская и сарызасская свиты	Базальты, альбитофиры (преимущественно кварцевые) и их туфы	Альбитофирные аркозы, известняки (иногда доломитовые), алевролиты, глинистые и кремнистые сланцы, молассоиды сложного состава
<i>Западный Саян</i>		
Северо-Саянская (Северо-Саянский синклинорий). Чингинская и нижнемонокская свиты Борусская (Борусский грабен-синклинорий). Чингинская свита	Базальты и их туфы » »	Алевролиты, граувакковые песчаники, гравелиты, кремнистые сланцы, известняки Песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы, известняки
<i>Тува</i>		
Куртушибинская (Куртушибинский антиклинорий). Чингинская свита Барлыкская (юго-восточное обрамление Чульшманского выступа). Чингинская свита	Базальтовые порфириты и их туфы То же	Кремнистые сланцы, кварциты, алевролиты, песчаники Алевролиты, кремнистые сланцы, кварциты, песчаники, известняки

1	2	3
Хемчикская (к юго-востоку от Куртушибинского антиклинория). Алтынбулакская и акдурукская свиты	Базальтовые порфириды, редко дациты, шикритовые порфириды, туфы базальтовых порфиритов	Кремнистые сланцы, алевролиты, песчаники, конгломераты, известняки
Уюкская (к востоку от Куртушибинского антиклинория). Баянкольская свита	Туфы базальтовых порфиритов	Конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки
Агардагская (северное обрамление Сангиленского выступа). Шурмакская и карахольская свиты	Базальтовые порфириды, их туфы, редко (3—5%) дацитовые порфиры	Кремнистые сланцы, алевролиты, известняки, конгломераты
Восточно-Таннуольская (Восточно-Таннуольский антиклинорий). Серлигская и ирбитейская свиты	Риолитовые и дацитовые порфиры, базальтовые и андезитовые порфириды, их туфы	Известняки, алевролиты, песчаники
Каахемская (к юго-западу от Харальского поднятия). Туматтайгинская и тапсинская свиты	Базальтовые порфириды, их туфы и туфы риолитовых порфиритов (в тапсинской свите)	Песчаники, алевролиты, известняки
Удугойская (северо-западное обрамление Харальского поднятия). Туматтайгинская и тапсинская свиты	Риолитовые и дацитовые порфиры, андезитовые и базальтовые порфириды, их туфы	Известняки, алевролиты, песчаники
Хамсаринская (запад, северо-запад Утхумского синклинория). Хамсаринская свита	Базальтовые порфириды, андезитовые порфириды, дацитовые порфиры, их туфы	Известняки, алевролиты
Каргинская (к северо-востоку от Сангиленского выступа и к юго-востоку от Харальского поднятия). Нижнетапсинская свита	Риолитовые и дацитовые порфиры, андезитовые порфириды и их туфы	Алевролиты, песчаники

Метаморфиты рифейского возраста. К рифею в каледонидах Алтае-Саянской складчатой области относятся баратальская и манжерокская свиты в Горном Алтае, енисейская и мунжинская — в Горной Шории, енисейская (полуденная, кульбюрстюгская, таржульская) — в Кузнецком Алатау, Батеневском и Солгонском кряжах, шадринская — в Беллыкском нагорье, бахтинская — в Сисимо-Казырском синклинории и другие сопоставимые с ними по возрасту толщи.

Нижняя часть рифейских разрезов (баратальская, енисейская и другие свиты) представлена преимущественно карбонатными отложениями (кальцитовые, доломитовые, реже магнетитовые известняки) с прослоями первично терригенных и кремнистых пород — кварцитов. В верхах тех же колонок преобладают вулканиты (манжерокская, арыджанская, мунжинская, устьянзасская и другие свиты), состоящие из метабазитов (диабазовые лавы, субвулканиты, пирокластолиты) с редкими прослоями песчаников, горизонтов кислых эффузивов, туфов, известняков.

Описанный комплекс метасадков, местами перекрываясь фаунистически охарактеризованным нижним кембрием, содержит микрофитолиты и другую проблематику нижнего — верхнего рифея.

Данным типом пород почти целиком сложены Пезасский горст, Беллыкское поднятие, Батеневский, Бийский, Катунский антиклинории, Мрасский, Кадринско-Баратальский выступы, Аскизо-Саксырский, Сисимо-Казырский синклинории и другие структуры более мелкого порядка.

Условия метаморфизма рифейских отложений каледонид, судя по «вторичным» парагенезисам некоторых из изученных районов (табл. 50), соответствуют зеленосланцевой и пренит-пумпелиитовой фациям. Причем ассоциации с пренитом, пумпеллиитом и стильномеланом составляют 20% от общего числа просмотренных шлифов.

Минеральные ассоциации преимущественно вулканогенных нижне-, средне-
+Кв+Аб+Хл±

Кузнецкий Алатау (Золотокитатская, Кийско-Батеневская и Кожуховская зоны)	Колич. шлифов	Горная Шория (Мрасский выступ, Кондомская, Амзасская, Тельбесская, Шорско-Азырталская зоны)	Колич. шлифов	Горный Алтай (в основном Северо-Восточная зона)	Колич. шлифов
Сер+Ка	80	Сер+Ка	52	Ка	35
Сер+Ка+Эп	43	Ка	20	Эп+Акт	18
Сер+Эп	26	Сер+Эп+Акт	14	Эп+Ка	15
Стил+Ка	11	Сер+Эп	10	Акт	13
Акт+Ка	10	Эп	9	Ка+Акт	13
Сер+Эп+Акт	9	Сер+Стил+Ка	8	Эп+Сер+Акт	13
Сер+Эп+Ка+Акт	9	Ка+Эп	7	Сер+Эп+Ка	11
Сер+Прен	9	Сер	7	Эп	9
Сер+Ка+Акт	8	Ка+Прен	6	Эп+Ка+Акт	8
Сер	8	Прен	4	Сер+Ка	6
Ка	7	Ка+Акт	4	Эп+Сер+Акт+Ка	5
Сер+Акт	6	Стил	4	Сер+Ка+Акт	5
Сер+Ка+Пумп	5	Акт	4	Эп+Прен	3
Акт	3	Сер+Эп+Ка	4	Эп+Сер	2
Сер+Прен+Ка	3	Сер+Эп+Ка+Акт	4	Акт+Прен	2
Эп+Ка+Пумп	2	Эп+Акт	3	Сер	2
Сер+Эп+Ка+Стил	2	Сер+Акт	3	Эп+Прен+Сер+Акт	1
Сер+Эп+Ка+Прен	1	Эп+Ка+Акт	3	Эп+Стил	1
Сер+Эп+Пумп	1	Ка+Эп+Прен	2	Ка+Эп+Прен+Акт	1
Эп	1	Эп+Ка+Стил+Акт	2	Ка+Прен+Эп	1
Стил+Ка+Акт	1	Сер+Эп+Акт+Стил	2	Ка+Прен	1
Сер+Прен+Акт	1	Сер+Эп+Стил	2	Прен	1
Сер+Пумп+Ка+Эп	1	Сер+Стил	2	Ка+Акт	1
		Сер+Ка+Пумп	1		
		Прен+Эп	1		
		Эп+Стил	1		
		Эп+Прен+Акт	1		
		Сер+Ка+Эп+Пумп	1		
		Сер+Ка+Акт+Стил	1		

Метаморфиты кембрийского возраста. О литологии кембрийских терригенно-вулканогенных толщ разных районов каледонид Алтае-Саянской складчатой области можно составить представление по данным табл. 51 — использованы материалы А. Ф. Белоусова (Белоусов и др., 1969), В. В. Велинского (1968), В. В. Зайкова (1976), В. М. Исакова (1974) и многих других исследователей. Остановившись на ней мы не будем. Отметим только, что по возрасту отложения довольно хорошо датированы и охватывают время осадконакопления от венда (чингинская свита) до верхнего кембрия включительно.

В вулканогенных продуктах, как правило, преобладают метабазальты. Кислые разновидности (альбитофиры, ортофиры, риолитовые и дацитовые порфиры и т. д.) чаще встречаются в верхах разрезов. Их количественная роль также возрастает с приближением к Сибирской платформе (Белоусов и др., 1969; Зайков, 1976).

кембрийских толщ каледонид Алтае-Саянской складчатой области
Гем ± Лейк

Западный Саян—Тува (чингинская свита, Куртумбинский хребет и другие районы)	Колич. шлифов	Западный Саян (нижне- и верхнемонокская свиты)	Колич. шлифов	Тува (хамсаринская, туматтайгинская, баян- кольская, актовская свиты)	Колич. шлифов
Эп+Ка	60	Эп+Ка	90	Эп+Ка	134
Эп	59	Эп+Акт	54	Эп+Акт	95
Эп+Стил	33	Эп	29	Эп	56
Ка+Стил	28	Эп+Ка+Стил	16	Эп+Ка+Акт	34
Сер+Эп+Стил	22	Ка+Эп+Пумп	16	Эп+Стил	26
Эп+Акт	21	Акт	13	Эп+Ка+Стил	12
Эп+Акт+Стил	18	Эп+Сер+Ка	8	Эп+Акт+Ка+Стил	12
Акт+Ка+Эп	16	Стил+Сер	7	Акт+Ка	8
Эп+Акт+Стил+Ка	13	Сер+Ка	5	Сер	5
Эп+Стил+Ка	11	Ка+Акт	5	Акт	4
Эп+Стил?(Би)	11	Ка+Эп+Акт	4	Эп+Пумп+Ка+Акт	4
Сер+Эп+Ка	7	Эп+Пумп+Стил+Акт+ +Сер	3	Эп+Ка+Стил+Пумп	3
Сер	7	Стил+Пумп	3	Эп+Акт+Стил	2
Сер+Эп	7	Ка	3	Акт+Стил	2
Акт	5	Акт+Сер	3	Эп+Пумп+Акт	2
Эп+Пумп+Стил	5	Эп+Пумп+Стил	2	Прен	2
Сер+Стил	4	Эп+Акт+Стил	1	Акт+Пумп	1
Ка+Би?(Стил?)	4	Сер	1		
Акт+Стил	3	Пумп	1		
Сер+Ка+Стил	3				
Ка	3				
Эп+Пумп+Ка+Акт	2				
Акт+Ка	2				
Сер+Эп+Ка+Стил	1				
Эп+Стил+Ка+Сер	1				
Ка+Эп+Стил	1				
Кв+Аб+Сер±Ка+Эп	8				
Кв+Аб+Сер+Стил	5				
Кв+Аб+Ка	2				

Минеральные ассоциации кембрийских метаэффузивов представлены в табл. 52. Как и в рифейских, здесь распространены парагенезисы пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций. Они практически не отличаются от ранее описанных.

Метаморфиты кембрийского, ордовикского и силурийского возраста. В эту группу включены преимущественно терригенные горноалтайская и шигнетская серии кембрия и ордовика, а также силурийские отложения Горного Алтая, Западной Тувы и Западного Саяна. Здесь почти полностью отсутствуют вулканиты и карбонатные породы. Условия метаморфизма толщ низкотемпературные (табл. 53). Пренит, пумпеллиит и стильш-номелан встречаются более чем в 30% изученных шлифов.

Чаустинское месторождение дистена является, пожалуй, единственным представителем повышенного метаморфизма собственно каледонских

Минеральные ассоциации терригенных толщ каледонид Алтае-Саянской складчатой области

Горный Алтай: горно-алтайская серия (кембро-ордовик) +Кв+Аб+Хл±Рудн	Колич. шлифов	Горный Алтай (ордовик—силур) +Кв+Аб	Колич. шлифов	Западный Саян (силур) +Кв+Аб	Колич. шлифов
Сер+Стил	69	Хл+Сер+Эп+Ка	49	Хл+Эп+Сер+Ка	7
Сер	38	Хл+Ка+Эп.	14	Хл+Эп+Сер	5
Сер+Эп+Ка	30	Ка	6	Ка+Сер+Эп+Стил	2
Сер+Ка	22	Хл+Сер+Стил+Эп.	3	Хл+Сер	2
Стил+Ка	13	Хл+Сер+Акт+Ка	3	Ка+Сер+Эп	2
Эп+Ка	7	Хл+Сер	3		
Стил+Сер+Ка	6				
Эп+Акт	4				
Сер+Эп	5				
Сер+Эп+Стил	3				
Ка+Эп+Стил	3				
Сер+Эп+Ка+Стил	1				
Стил+Эп	1				
Ка+Стил+Пумп	1				
+Кв+Аб					
Стил.	2				
Сер	1				
Ка+Стил	1				

отложений Алтае-Саянской складчатой области. Месторождение открыто М. К. Винкман, а затем в 1946 г. детально разведано Ю. А. Спейтом. Расположено оно в 11 км от Манжерока вверх по течению р. Катунь (левый борт) и приурочено к верхнерифейской каянчинской свите, которая подстилается осадочно-вулканогенной манжерокской, а последняя, в свою очередь, карбонатной баратальской. По данным М. К. Винкман и Ю. А. Спейта, баратальская свита в прилегающих к месторождению районах сложена мраморизованными известняками с прослоями кварцитов,

Т а б л и ц а 54

Минеральные ассоциации маркирующих горизонтов каянчинской свиты

Метапелиты +Кв+Пл	Колич. шлифов	Метабазиты +Кв+Пл+Ро	Колич. шлифов
Би+Гр	6	Сф+Мт	18
Хл+Эп+Гр±Му	4	Эп+Ка	13
Хл+Эп+Ка	3	Би+Эп(Кц)+Ка+Сф	12
Би+Ст+Дис+Сил±Му	3	Би+Гр	8
Би+Эп+Сф	1	Гр	6
Эп+Дис	1	Бп+Сф+Мт	6
Хл+Му+Дис+Эп	1	Эп(Кц)	6
Би+Дис	1	Эп+Гр	4
Би+Ст	1	Хл+Эп	4
Би+Гр±Ро±Ст	1	Ка±Сф	4
Бп+Гр+Эп+Хл+Сф+Мт	1	Му+Эп	1
		Мп (в реликтах).	1
		Би+Эп+Мп (в реликтах)	1

метапесчаников и метабазитов. В составе вышележащей манжерокской свиты (древнепорфирировая формация, по Ю. А. Спейту) преобладают метаэффузивы: пироксеновые и плагиоклазовые порфириды, их рассланцованные и хлоритизированные разновидности и т. д. Первично терригенные образования здесь пользуются ограниченным распространением.

Состав каянчинской свиты преимущественно карбонатный, а в пределах месторождения она представлена в основном доломитами (Винкман, 1970). Встречающиеся среди ее отложений амфиболиты, ставролитовые, дистеновые сланцы (гнейсы) и кварциты образуют ряд вытянутых и хорошо картирующихся маркирующих горизонтов, мощность которых достигает 150 м. Один из них нами был прослежен по простиранию примерно на расстоянии 15—20 км (рис. 16).

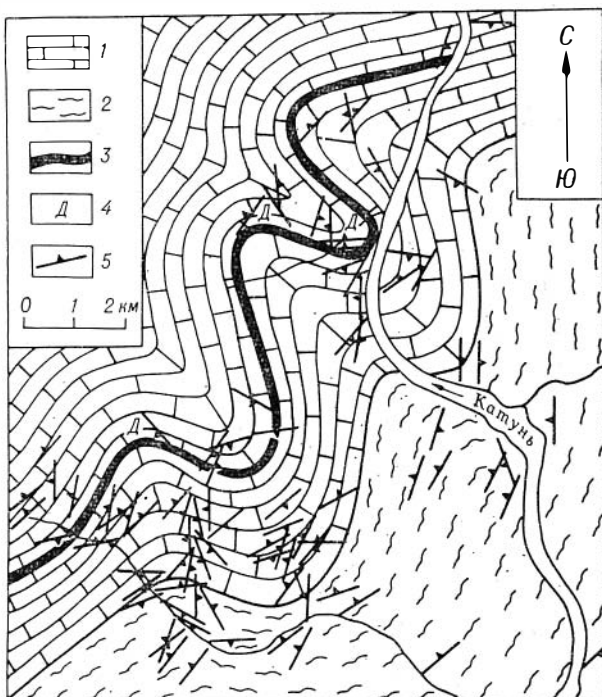


Рис. 16. Схема геологического строения Чаустинского месторождения дистена (составлена автором). 1 — доломиты каянчинской свиты; 2 — метабазиты манжерокской свиты; 3 — маркирующий горизонт (амфиболиты, кварциты, дистеносодержащие породы и др.); 4 — точки находок дистена; 5 — слоистость.

Обычно между ними наблюдаются следующие пространственные взаимоотношения: доломиты — амфиболиты ($Kв + Пл + Ро + Гр \pm Би \pm \pm Эп \pm Сф$) — амфиболиты со ставролитом ($Kв + Пл + Ро + Ст \pm \pm Гр \pm Би$) — ставролитовые сланцы ($Kв + Пл + Би \pm Му + Ст \pm \pm Дис$) и породы с дистеном ($Kв + Пл + Му + Би + Дис \pm Сил$). Закономерный переход от одних ассоциаций к другим позволяет предполагать, что по крайней мере часть из них — реакционные образования, возникшие в процессе диффузионно-метасоматических явлений на контакте химически неравновесных пород. Наиболее вероятна реакция метабазитов и высокоглиноземистых метапелитов. Первичный же генезис амфиболитов является либо осадочным (по мергелям), либо эффузивно-осадочным (по туфам). В пользу последнего свидетельствуют пластовый характер отложений и редкие находки в метабазитах реликтов моноклинового пироксена. Первично осадочны и богатые глиноземом породы.

Проявления с дистеном установлены по левому берегу р. Катушька выше кл. Чауста, по кл. Чауста, на водоразделе кл. Тара-Та — Киргиз-Лог, по кл. Камышла и в ряде других мест. Мощность залежей в отдельных случаях достигает 5,5 м, длина по падению — до 90 м (Ю. А. Спейт, 1946 г.). Дистен образует крупные кристаллы (до 10 см и более), породы в целом выглядят пегматитоподобными.

Минеральные ассоциации маркирующих горизонтов каянчинской свиты приведены в табл. 54. По парагенезисам $P - T$ условия образования Чаустинского месторождения укладываются в поле устойчивости ставролита с кварцем, т. е. соответствуют фации эпидотовых амфиболитов дистен-силлиманитового типа.

В отличие от каянчинской свиты подстилающая ее манжерокская представлена в основном метабазитами. Ее первичный вулканогенный генезис устанавливается по «вкрапленникам» плагиоклаза, роговой обманки, параморфозам актинолита по пироксену, реликтам пироксена и типичным для эффузивов структурам. Показателен в этом отношении разрез по р. Катунь от кл. Чауста до кл. Камышла, где породы представлены литологически однородными метаморфитами с видимыми выделениями роговой обманки и плагиоклаза. В участках рассланцевания и окварцевания, т. е. при большей степени измененности, отмеченные выше признаки стираются.

Минеральные ассоциации манжерокской свиты представлены в табл. 55. Все они низкотемпературные, относятся к зеленосланцевой фации. Стильномелан и пумпеллит здесь встречаются в единичных шлифах.

Анализ данных табл. 54 и 55 показывает, что выделяемые в районе месторождения толщи отличаются не только литологически, но и по степени метаморфизма. Причем оказывается, что нижележащая манжерокская свита метаморфизована слабее, чем перекрывающая ее каянчинская. Первая относится к зеленосланцевой, вторая — к эпидот-амфиболитовой фации. С точки зрения обычных представлений о метаморфизме намечаются явные противоречия, и здесь могут быть высказаны разные мнения. Например, вмещающими породами Чаустинского месторождения служат отложения не каянчинской, как это до сих пор считалось, а баратальской, также карбонатной свиты. При таком допущении разрез становится нормальным. Однако этому противоречат структурные наблюдения. На примере маркирующего горизонта видно, что шарниры дополнительных складок во всех случаях полого (под углом 24—30°) погружаются на северо-запад, а это говорит о том, что карбонатные отложения, вмещающие дистенсодержащие образования, залегают отчетливо выше метаэффузивов (см. рис. 16). Причем контакт между толщами не тектонический, параллелен маркирующему горизонту. Таким образом, приведенные данные как будто противоречат сделанному предположению и последовательность напластования свит остается прежней, т. е. такой, какая была впервые дана Ю. А. Спейтом.

Т а б л и ц а 55

Минеральные ассоциации манжерокской свиты (древнелорфиритовой формации, по Ю. А. Спейту)
+Кв+Аб

Парагенезис	Колич. шлифов	Парагенезис	Колич. шлифов
Хл+Акт+Эп(Кц)±Ка	38	Хл+Сер+Гр	2
Хл+Акт±Ка	6	Хл+Эп+Акт+Мп (в реликтах)	2
Хл+Эп+Ка±Сер	6	Ка+Трем	2
Эп±Хл±Сф	6	Хл+Ка+Эп+Стил	1
Хл+Ро±Ка±Сф	5	Хл+Сер+Эп+Акт	1
Хл+Ка±Сер	3	Ро+Сф	1
Ка±Сер	3	Хл+Акт+Кум	1
Хл+Акт+Стил±Эп	3	Хл+Эп+Ка+Ро	1
Акт±Эп	3	Эп+Хл+Ро	1
Хл±Ка	2	Кв+Хл+Ро+Ка+Му	1
Хл+Акт+Пумп±Эп	2	Кв+Хл+Ка	1
Хл+Ка+Кц	2	Кв+Пл+Ка+Акт+Мп (в реликтах)	1
Эп±Ка±Сф	2		

По нашему мнению, имеющиеся противоречия можно удовлетворительно разрешить, исходя из следующих соображений. Как уже отмечалось, литологический состав манжерокской свиты в пределах описываемого района преимущественно метабазитовый. Поскольку исходными породами здесь служили в основном плагиоклазовые и пироксеновые порфириды, естественно предположить, что изначально они были бедны водой, а поэтому, попав в $P - T$ условия эпидот-амфиболитовой фации, подверглись только частичным минеральным преобразованиям. Иными словами, в связи с недостатком H_2O эффузивы не изменились. Напротив, богатые водой первично терригенные отложения реагировали с образованием таких минералов, как биотит, дистен, гранат, ставролит и т. д. В последующем по зонам тектонических нарушений и те и другие претерпели диафторические изменения в условиях зеленосланцевой и частично пренил-пумпеллиитовой фации.

Наложенный характер низкотемпературного метаморфизма хорошо выражен в породах маркирующего горизонта и проявляется в замещении биотита, роговой обманки и граната хлоритом, эпидотом, стильпномеланом и т. д. Возникающие таким образом минеральные ассоциации полностью сопоставимы с «вторичными» парагенезисами манжерокской свиты. По разной степени сохранности высокотемпературных минералов (от частичного до полного замещения граната и т. д.) каянчинской свиты и минералов эффузивов манжерокской можно заключить, что диафторез в целом был неравномерным.

Следует иметь в виду, что рассмотренный вариант является пока что предположительным.

Время осадконакопления каянчинской свиты, определенное по микрофитолитам, строматолитам и другой проблематике, отвечает верхнему рифею (Винкман, 1970), возраст метаморфизма, полученный К — Аг методом по роговой обманке, — 635 млн. лет (данные автора).

Глаукофансодержащие сланцы в пределах Алтае-Саянской складчатой области известны в нескольких пространственно разобщенных районах: в составе аккольской свиты в Западном Саяне — Туве и в уймонской свите Теректинского выступа в Горном Алтае. Находки глаукофана упоминаются среди метаморфических пород Чаган-Узуна (Кузнецов, 1939), в верховьях рек Амыл, Ус, Кизыр-Бурлык, Уртем-сук (Херасков, 1971; Черноморский, 1970), на Борузе (Добрецов, 1963), по Енисею от р. Таловка до р. Кантегир (Сивов, 1953) и в зоне Саяно-Тувинского глубинного разлома (Черноморский, 1970).

Аккольская свита изучалась нами в верховьях р. Урбун и по р. Аккол. В ее строении участвуют метабазиты, метапелиты, прослой кварцитов и мраморов. По распространению характерных минералов, особенно лавсонита и глаукофана в метабазитах, здесь выделены три метаморфические зоны (Добрецов, Лепезин, Пукинская, 1972): 1 — лавсонит-глаукофановая, 2 — промежуточная и 3 — зеленосланцевая (табл. 56). Для первой из них характерны лавсонит и глаукофан, для второй — лавсонит с актинолитом (без глаукофана), а в третьей присутствуют обычные зеленосланцевые парагенезисы.

По данным А. Г. Сивова (1953) и В. П. Коробейникова (1970), аккольская свита залегает ниже фаунистически охарактеризованной чингинской и, очевидно, имеет рифейский возраст осадконакопления. Возраст же ее метаморфизма древнее 460 млн. лет (К — Аг метод, по породе).

Глаукофансодержащие сланцы, правда, без лавсонита, развиты также в сходных по составу породах в районе Черного озера (Херасков, 1971) и по рекам Кодра и Ореш (Добрецов, Пономарева, 1976).

В Горном Алтае глаукофан впервые был отмечен А. С. Егоровым в 1937 г., а затем кратко описан А. И. Родыгиным (1969) и Ю. М. Елистратовым (1969). Автор совместно с Н. Л. Добрецовым и О. С. Пукинской имел возможность познакомиться с глаукофансодержащими породами в

Минеральные ассоциации аккольской свиты (р. Урбун и ее приток р. Аккол)

Зона I +Кв+Аб+Хл+Рудн+Сф	Зона II +Аб+Хл	Зона III +Аб+Хл
Акт+Гл+Лавс+Стил+Ка+ +Му	Кв+Эп+Акт+Лавс+ +Пумп+фенгит+Сф	Эп+Акт+Пумп+Стил+ +Ка+Сф+Рудн
Акт+Гл+Лавс+Пумп+Ка	Эп+Лавс+Пумп+Стил+ +Ка+Му+Сф	Эп+Акт+Пумп+Стил+Сф
Гл+Лавс+Пумп+Стил	Эп+Акт+Лавс+Пумп+ +Ка+Му	Акт+Пумп+Стил+Сф
Эп+Крос+Лавс+Стил+Му	Эп+Лавс+Пумп+Стил+ +Му+Сф	Кв+Эп+Акт+Стил+Ка+ +Сф
	Эп+Акт+Лавс+Пумп+ +Стил+Сф	Кв+Эп+Акт+Стил+Му+ +Сф+Рудн
	Эп+Акт+Лавс+Пумп+ +Ка+Сф	Кв+Акт+Стил+Ка+Му+ +Сф
	Акт+Лавс+Стил+Ка+Сф	Кв+Стил+Ка+Му+Рудн
	Акт+Лавс+Стил+Му+Сф	Акт+Стил+Ка+Му+Сф
	Акт+Лавс+Пумп+Ка+Сф	Кв+Эп+Акт+Стил+Ка+ +Рудн
	Кв+Лавс+Стил+Му	Эп+Пумп+Стил+Му+ +Рудн
	Лавс+Стил+Му+Сф	Стил+Ка+Му+Рудн
		Эп+Акт+Стил+Рудн
		Кв+Стил
		Эп+Акт+Пумп+Ка+Му+ +Рудн
		Эп+Акт+Пумп+Рудн
		Кв+Эп+Ка+Му+Сф
		Кв+Му+Сф
		Кв+Акт+Ка+Му+Рудн
		Эп+Ка+Му+Сф
		Кв+Ка+Му+Сф

составе уймонской свиты по левому берегу р. Катунь и ее притокам ниже устья р. Тюнгур. В районе развиты метаграувакки, metabазиты, которые составляют до 50% от общего объема свиты, прослой известняков и кварцитов, в том числе пьомонтитсодержащие.

Минеральные ассоциации уймонской свиты представлены в табл. 57. В metabазитах и породах смешанного состава широко распространены

Т а б л и ц а 57

Минеральные ассоциации уймонской свиты (Теректинский выступ,
Горный Алтай)
+Кв+Аб±Рудн

Парагенезисы	
зеленосланцевые	глаукофан-сланцевые
Хл+Эп+Акт	Крос+Эп+Хл±Стил+Ка+Сер
Хл+Ка+Му	Хл+Эп+Сер+Стил+Гл
Хл+Му	Хл+Эп+Акт+Гл±Стил
Хл+Эп+Акт	Хл+Эп+Акт+Гл
Хл+Эп+Акт+Стил+Ка+Му	Хл+Эп+Сер+винцит
Хл+Эп+Ка	Хл+Эп+Крос+Пьем
Хл+Эп+Сер+Стил+Гр	Хл+Эп+Сер+Крос
Хл+Стил+Сер+Пьем	Хл+Эп+Гл+Му

безглаукофановые актинолитовые сланцы. Для метапелитов и кварцитов характерны фенгит (мусковит) с хлоритом и стильпномеланом, биотит редок. В кварцитах встречаются также пьезонтит и спессартин. Среди глаукофаносодержащих пород преобладают эпидот и амфиболы.

Положение уймонской свиты в общем разрезе Теректинского выступа неопределенно. Ю. С. Перфильевым (1960) она сопоставляется с чернореченской свитой и помещается выше теректинской. Он полагает, что все эти толщи, включая и баратальскую, являются составными членами единой рифейской серии.

Иную стратиграфическую схему дает А. И. Родыгин (1968), который считает, что уймонская свита (мощностью 2700 м) залегает ниже теректинской (4000—5000 м) и относится к среднему протерозою.

По нашему мнению, в настоящее время можно установить всего лишь верхний (докембрийский) возрастной предел глаукофаносодержащих пород. Метаморфические образования уймонской свиты рвутся и метаморфизуются Тургундинским массивом гранитоидов с абсолютным возрастом 565—600 млн. лет (Волков, 1966). При этом сами глаукофановые сланцы и ассоциирующие с ними породы дают цифры 410—520 млн. лет, а возникшие по ним биотитовые сланцы в контакте с гранитами — 600 млн. лет (табл. 58).

«Гранатовые амфиболиты» Чаган-Узуна установлены и впервые описаны В. А. Кузнецовым (1939). Приурочены они примерно к тем же рифейско-нижнекембрийским толщам, что и Чаустинское месторождение. Метаморфические породы представлены роговообманковыми и гранатроговообманковыми сланцами, залегающими в виде небольших и отдельных блоков среди гипербазитового массива или по его краям. В минералогическом отношении они довольно однообразны: $Kв + Пл + Ро$, $Kв + Пл + Гр + Ро$, $Kв + Пл + Ро + Кц$, $Kв + Пл + Гр + Ро + Ка + Сф$ (материалы автора).

К редкому типу пород здесь относятся эклогиты. По данным В. А. Кузнецова, они состоят из моноклинного пироксена, граната, глаукофана, цоизита, сфена и рутила. Следует отметить, что подобные образования в Алтае-Саянской складчатой области больше никем не отмечались.

В настоящее время имеется два $K - Ar$ радиологических определения по амфиболитам Чаган-Узуна (Боголепов, Яншин, 1973), на основании которых можно заключить, что возраст метаморфизма кембрийский или более древний (419—435 млн. лет).

Т а б л и ц а 58

Радиологические даты метаморфических пород уймонской и аккольской свит ($K - Ar$ метод, по валу)

Характеристика пробы, место ее взятия	Возраст, млн. лет	Литературный источник
<i>Уймонская свита</i>		
Биотитовый сланец, дер. Теректы, обр. 517	600	Материалы Н. Л. Добрецова и автора, определения Л. В. Фирсова
Актинолитовый сланец, левый борт р. Катунь, 10 км ниже р. Тюнгур	520	
Глаукофановый сланец, там же, у вершины 2083 м	500	
Глаукофановый сланец, там же, 10 км ниже р. Тюнгур	410	
<i>Аккольская свита</i>		
Мусковитовый сланец, р. Аккол	460	Иванова и др. (1961)

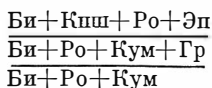
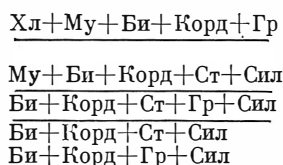
Своеобразные гранатсодержащие породы (гранатиты или родингиты), ассоциирующие с гипербазитами, отмечаются во многих других районах (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958; Пинус, Колесник, 1966). Залегают они обычно среди серпентинитов, образуя неправильной формы обособления, желваки, линзы или маломощные оторочки вокруг массивов основных пород. Наряду с гранатом часто содержат роговую обманку, пироксен, плагиоклаз, эпидот, цоизит, хлорит, иногда везувиан. В контакте с гипербазитами развиты также листвениты (мегнезитовые, брейнеритовые, доломитовые), талькиты, актинолитовые и хлоритовые образования с серпентином, тальком, хлоритом, альбитом, актинолитом, карбонатом и другими относительно низкотемпературными минералами.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

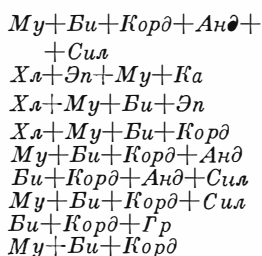
Сопоставление метаморфических комплексов каледонид будет проведено по ранее принятой схеме: фундамент — геосинклинальный этаж — сравнение.

Минеральные ассоциации Тонгулакского и Телецкого выступов (по метапелитам и метабаазитам) укладываются в зеленосланцевую и эпидот-амфиболитовую фации:

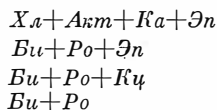
Тонгулакский выступ



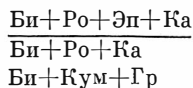
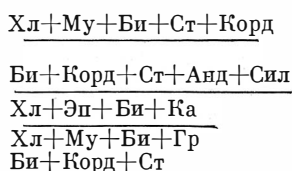
Метапелиты



Метабаазиты

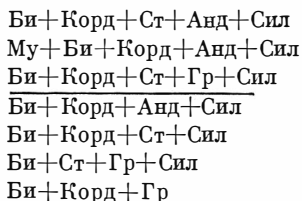


Телецкий выступ

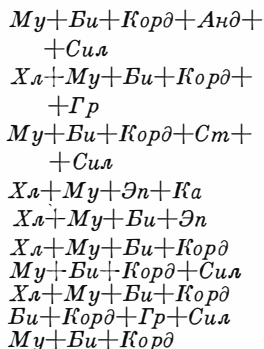


Условия метаморфизма Тонгулакского и Чулышманского выступов также совпадают:

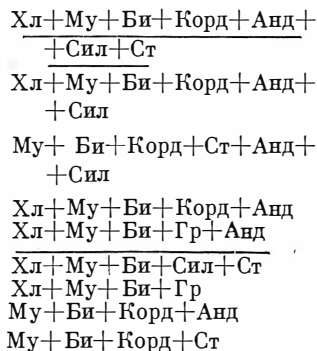
Тонгулакский выступ



Метапелиты



Чулышманский выступ



Тонгулакский выступ от Катунско-Чуйского отличается прежде всего широким распространением дистена и отсутствием ассоциации Кв + Корд + Гр + Al_2SiO_5 (давление участками было выше, а температура ниже); в остальном комплексы обцаруживают много общего:

Тонгулакский выступ	<i>Метапелиты</i>	Катунско-Чуйский выступ
<u>Хл+Му+Би+Корд+Гр</u>	<i>Хл+Му+Эп+Ка</i>	<u>Му+Би+Ст+Корд+Анд+</u> <u>+Сил+Дис</u>
Би+Корд+Ст+Анд+Сил	<i>Хл+Му+Би+Эп</i>	<u>Хл+Му+Би+Ст+Дис+Сил</u>
Му+Би+Корд+Анд+Сил	<i>Хл+Му+Би+Корд</i>	<u>Му+Би+Гр+Ст+Дис+Сил</u>
<u>Би+Корд+Ст+Гр+Сил</u>	<i>Му+Би+Корд+Сил</i>	Му+Би+Корд+Ст+Анд+Сил
Му+Би+Корд+Анд		Хл+Би+Ст+Дис+Сил
Би+Корд+Ст+Сил		<u>Хл+Му+Би+Корд+Сил</u>
Би+Ст+Гр+Сил		<u>Хл+Му+Би+Корд+Анд</u>
Би+Корд+Гр+Сил		Му+Би+Ст+Дис+Сил
Би+Корд+Сил		Хл+Му+Би+Гр
Би+Корд+Гр		Хл+Би+Корд+Гр
		Му+Би+Корд+Гр
		Му+Би+Ст+Дис

Примерно такой же получается картина и в сочетаниях Телецкий — Чулышманский — Катунско-Чуйский выступы. На них мы останавливаться не будем. Отметим только, что все они на 90% состоят из метапелитов, т. е. друг от друга не отличаются и по составу слагающих толщ.

Метаморфизм Томского и Терсинского выступов не выходит из поля устойчивости ставролита с кварцем. Разнообразие парагенезисов обусловлено, по всей вероятности, бльшим разбросом литологии метаморфитов:

Томский выступ		Терсинский выступ
Му+Би+Гр+Сил+Ст	<i>Му+Би+Гр</i>	<u>Му+Би+Гр+Ст+Анд+</u> <u>+Сил</u>
Му+Би+Гр+Анд+Сил	<i>Би+Ро+Гр</i>	<u>Хл+Му+Ка+Гр</u>
Хл+Сер+Эп+Ка	<i>Хл+Му</i>	Му+Би+Гр+Ст
<u>Му+Би+Гр+Эп</u>	<i>Би+Ро</i>	Хл+Эп+Ро+Би
Му+Би+Анд+Сил		<u>Хл+Му+Кц+Ро</u>
<u>Би+Гр+Сил+Дис</u>		<u>Би+Ро+Ка+Гр</u>
<u>Би+Ро+Гр+Эп</u>		Му+Би+Кшп+Гр
<u>Би+Ро+Ди+Кшп</u>		<u>Му+Акт+Гр+Кц</u>
Хл+Эп+Ка		<u>Хл+Эп+Гр</u>
Би+Гр+Сил		<u>Хл+Му+Акт</u>
Ро+Гр		Кц+Ро
Би+Гр+Кшп		

Группа зонально-метаморфических комплексов Горного Алтая, перекрываясь по $P - T$ параметрам с метаморфическими комплексами Кузнецкого Алатау и Горной Шории (и в тех и в других стабильны Ст + Кв, Му + Кв, Анд, Дис), отличается от них широким развитием кордиеритсодержащих парагенезисов. Они же обнаруживают разные парагенезисы в метабазитах. В Томском и Терсинском выступлениях роговая обманка часто сопровождается гранатом, в то время как в Тонгулакском и Телецком к ним добавляется куммингтонит:

**Тонгулакский, Телецкий,
Чулышманский, Катунско-
Чуйский выступы**

**Томский и Тер-
синский вы-
ступы**

Минеральные ассоциации с кор-
диеритом

Метанелиты
 $Xл+Сер+Эп+Ка$
 $Му+Би+Гр+Ст$
 $Би+Гр+Сил+Ст$
 $Xл+Эп+Ка$
 $Би+Гр+Сил$

$Му+Би+Гр+Ст+Анд+Сил$
 $Xл+Му+Ка+Гр$
 $Му+Би+Анд+Сил$
 $Би+Гр+Сил+Дис$
 $Xл+Эп+Гр$

$Xл+Акт+Эп+Ка$
 $Би+Ро+Эп+Ка$
 $Би+Ро+Кшп+Эп$
 $Би+Ро+Кум+Гр$
 $Би+Ро+Ка$
 $Би+Ро+Эп$
 $Би+Ро+Кц$
 $Би+Ро+Кум$
 $Би+Кум+Гр$
 $Ро+Кц$
 $Би+Кум$

Метабазиты
 $Би+Ро$
 $Ро$

$Му+Акт+Гр+Кц$
 $Xл+Эп+Ро+Би$
 $Xл+Му+Кц+Ро$
 $Би+Ро+Ка+Гр$
 $Би+Ро+Гр+Эп$
 $Би+Ро+Ди+Кшп$
 $Xл+Му+Акт$
 $Кц+Ро$
 $Ро+Гр$

В Теректинском выступе образования более высокотемпературные, чем зеленосланцевые, в настоящее время не известны:

Тонгулакский выступ

$Xл+Акт+Эп+Ка$
 $Xл+Му+Би+Эп,$

а также парагенезисы эпидот-
амфиболитовой фации

$Сер+Xл+Эп+Ка$
 $Xл+Му+Ка$

Теректинский выступ

$Xл+Эп+Ка+Стил$
 $Xл+Акт+Ка$

$Xл+Ка$
 $Xл+Сер$
 $Xл+Эп$
 $Би+Эп$

Устуишкнская серия от Джебашского выступа отличается широким развитием парагенезисов со стильномеланом и полным отсутствием ассоциаций эпидот-амфиболитовой фации:

Джебашский выступ

$Xл+Эп+Стил+Прен+Акт$

$Xл+Эп+Му+Би+Акт$

$Xл+Му+Би+Эп+Гр$

$Xл+Сер+Эп+Стил$

$Xл+Эп+Акт+Би$

$Xл+Му+Би+Корд$

$Му+Би+Корд+Анд$

$Би+Ро+Эп+Сил$

$Му+Би+Ро+Кц$

$Ро+Би+Гр+Ди$

$Xл+Би+Эп$

$Му+Би+Гр$

$Эп+Би+Гр$

$Xл+Би+Корд$

$Xл+Би$

$Му+Би$

$Xл+Му+Эп+Ка$

$Xл+Му+Эп+Акт$

$Xл+Му+Би+Эп$

$Xл+Му+Эп$

$Xл+Му+Ка$

$Xл+Эп+Акт$

$Xл+Му+Би$

$Xл+Эп+Ка$

$Xл+Ка+Би$

$Xл+Му$

$Xл+Эп$

$Xл+Ка$

Устуишкнская серия

$Xл+Сер+Ка+Эп+Акт+$
 $+Стил$

$Xл+Эп+Ка+Акт+Стил$

$Xл+Эп+Ка+Сер+Стил$

$Xл+Эп+Акт+Стил$

$Xл+Эп+Ка+Стил$

$Xл+Сер+Ка+Стил$

$Xл+Эп+Ка+Акт$

$Xл+Би+Акт$

$Xл+Сер+Стил$

$Xл+Эп+Акт$

$Xл+Акт+Ка$

Общность Тонгулакского и Джебашского выступов проявляется в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях:

Тонгулакский выступ		Джебашский выступ
	<i>Метапелиты</i>	
<u>Хл+Му+Би+Корд+Гр</u>	<i>Хл+Му+Би+Корд</i>	<u>Хл+Сер+Эп+Стил</u>
<u>Би+Корд+Ст+Анд+Сил</u>	<i>Му+Би+Корд+Анд</i>	Хл+Му+Би
<u>Му+Би+Корд+Анд+Сил</u>	<i>Хл+Му+Би+Эп</i>	<u>Му+Би+Гр</u>
<u>Би+Корд+Ст+Сил+Гр</u>	<i>Хл+Сер+Эп</i>	Хл+Би+Корд
Би+Корд+Гр+Сил и другие	<i>Хл+Сер+Ка</i>	Хл+Би+Эп
	<i>Хл+Му+Ка+Эп</i>	
	<i>Метабазиты</i>	
<u>Би+Ро+Кци+Эп</u>	<i>Хл+Акт+Эп+Ка</i>	<u>Хл+Эп+Стил+Акт+Прен</u>
<u>Би+Ро+Кум+Гр</u>		Би+Ро+Эп+Би+Скп
<u>Би+Ро+Эп</u>		<u>Хл+Му+Би+Эп+Акт</u>
Би+Ро+Кум		Хл+Му+Эп+Акт
Ро+Кц		Хл+Би+Эп+Акт
		<u>Му+Би+Ро+Кц</u>
		<u>Би+Ро+Гр+Ди</u>

Таким образом, за исключением Теректинского выступа и устуш-кинской серии, все остальные комплексы содержат высокотемпературные образования, для них характерны древние радиологические даты (600—1900 млн. лет), они дают докембрийский возраст осадконакопления и т. д.

Тонгулакский, Телецкий, Чулышманский и Катунско-Чуйский выступления по составу метаосадков, набору минеральных ассоциаций сопоставимы между собой. По давлению последние относятся к андалузит-силлиманитовому и переходному типам. По условиям метаморфизма к ним близки Томский, Терсинский и Джебашский выступления, но многое их и отличает. Два первых сложены метабазами и метакarbonатами (метапелиты пользуются ограниченным распространением), третий имеет пестрый набор толщ.

Метаморфические комплексы геосинклинального этажа каледонид мы будем сопоставлять по ранее выделенным группам пород.

Рифейские и кембрийские метабазиты обнаруживают полное сходство условий метаморфизма. Имеющиеся различия в парагенезисах относятся к области пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций:

Метабазиты рифея		Метабазиты кембрия
<u>Хл+Сер+Эп+Ка+Стил+Акт</u>	<i>Хл+Сер+Эп+Акт+Ка</i>	<u>Хл+Сер+Эп+Ка+Прен</u>
Хл+Сер+Стил+Акт	<i>Хл+Сер+Эп+Стил+Ка</i>	<u>Хл+Сер+Ка+Эп+Пумп</u>
Хл+Ка+Акт+Стил	<i>Хл+Эп+Ка+Стил+Акт</i>	Хл+Сер+Эп+Акт+Стил
Хл+Акт+Стил	<i>Хл+Сер+Ка+Стил+Акт</i>	<u>Хл+Ка+Эп+Прен+Акт</u>
Хл+Сер+Пумп	<i>Хл+Сер+Эп+Акт+Прен</i>	<u>Хл+Эп+Акт+Пумп+Ка</u>
	<i>Хл+Эп+Акт+Стил</i>	<u>Хл+Эп+Пумп+Акт+Стил</u>
	<i>Хл+Сер+Эп+Акт</i>	<u>Хл+Эп+Ка+Стил+Пумп</u>
	<i>Хл+Сер+Ка+Акт</i>	<u>Хл+Стил+Ка+Акт</u>
	<i>Хл+Эп+Ка+Стил</i>	<u>Хл+Сер+Прен+Акт</u>

<i>Хл+Сер+Стил+Ка</i>	<i>Хл+Эп+Ка+Прен</i>
<i>Хл+Сер+Ка+Прен</i>	<i>Хл+Эп+Прен+Акт</i>
<i>Хл+Сер+Эп+Ка</i>	<i>Хл+Эп+Пумп+Стил</i>
<i>Хл+Сер+Стил+Эп</i>	<i>Хл+Ка+Прен</i>
<i>Хл+Сер+Ка+Пумп</i>	<i>Хл+Пумп</i>
<i>Хл+Эп+Акт+Пумп</i>	
<i>Хл+Эп+Ка+Акт</i>	
<i>Хл+Сер+Эп+Пумп</i>	
<i>Хл+Сер+Ка</i>	
<i>Хл+Сер+Акт</i>	
<i>Хл+Сер+Стил</i>	
<i>Хл+Эп+Ка</i>	
<i>Хл+Эп+Акт</i>	
<i>Хл+Эп+Стил</i>	
<i>Хл+Сер+Эп</i>	
<i>Хл+Акт+Ка</i>	
<i>Хл+Сер+Прен</i>	
<i>Хл+Прен+Акт</i>	
<i>Хл+Сер</i>	
<i>Хл+Ка</i>	
<i>Хл+Эп</i>	
<i>Хл+Акт</i>	
<i>Хл+Стил</i>	

Пример кембрийских отложений во многом аналогичен предыдущему. Вместе с тем он представляет и некоторый интерес. Дело в том, что здесь сравниваются разнородные по составу толщи. Метабазиты — это первично вулканогенные отложения эвгеосинклиналей, метапелиты — терригенные осадки миогеосинклиналей. Однако независимо от этого по характеру метаморфизма они сходны:

Метабазиты кембрия		Метапелиты кембрия и ордовика
<u><i>Хл+Сер+Эп+Ка+Акт</i></u>	<i>Хл+Сер+Эп+Ка+</i>	<i>Хл+Ка+Стил+Пумп</i>
	<i>+Стил</i>	
<u><i>Хл+Сер+Эп+Ка+Прен</i></u>	<i>Хл+Сер+Эп+Стил</i>	
<u><i>Хл+Сер+Пумп+Эп+Ка</i></u>	<i>Хл+Сер+Акт+Ка</i>	
<u><i>Хл+Эп+Ка+Стил+Акт</i></u>	<i>Хл+Ка+Эп+Стил</i>	
<u><i>Хл+Сер+Эп+Акт+Стил</i></u>	<i>Хл+Сер+Ка+Стил</i>	
<u><i>Хл+Сер+Ка+Акт+Стил</i></u>	<i>Хл+Сер+Эп+Ка</i>	
<u><i>Хл+Сер+Эп+Прен+Акт</i></u>	<i>Хл+Сер+Стил</i>	
<u><i>Хл+Ка+Эп+Прен+Акт</i></u>	<i>Хл+Сер+Ка</i>	
<u><i>Хл+Эп+Пумп+Ка+Акт</i></u>	<i>Хл+Стил+Ка</i>	
<u><i>Хл+Эп+Пумп+Акт+Стил</i></u>	<i>Хл+Эп+Ка</i>	
<u><i>Хл+Эп+Ка+Стил+Пумп</i></u> и др.	<i>Хл+Эп+Акт</i>	
	<i>Хл+Эп+Стил</i>	

Минеральные ассоциации аккольской и уймонской свит отвечают фации глаукофановых сланцев (этим они и отличаются от других рифейско-нижнепалеозойских метаосадков):

Аккольская свита		Уймонская свита
<u><i>Хл+Акт+Гл+Лавс+Стил+</i></u>	<i>Хл+Сер+Ка</i>	<u><i>Хл+Эп+Сер+Акт+Стил+</i></u>
<i>+Ка+Сер</i>		<u><i>+Ка</i></u>
<u><i>Хл+Акт+Гл+Лавс+Пумп+</i></u>		<u><i>Хл+Эп+Акт+Стил+Гл</i></u>
<i>+Ка</i>		

Хл+Эп+Крос+Лавс+Стил+
+Сер
Хл+Эп+Акт+Лавс+Пумп+
+Фенгит
 Хл+Эп+Акт+Стил+Ка
 Хл+Эп+Акт+Стил+Сер
 Хл+Акт+Стил+Ка+Сер
 Хл+Стил+Ка+Сер
 Хл+Эп+Ка+Сер
 Хл+Акт+Ка+Сер
 Хл+Лавс+Стил+Сер
 Хл+Сер
 Хл+Стил

Хл+Эп+Стил+Крос+Ка
Хл+Эп+Сер+Стил+Гл
 Хл+Эп+Акт+Гл
 Хл+Эп+Сер+Гл
 Хл+Эп+Сер+Крос
Хл+Эп+Сер+винчит
Хл+Эп+Крос+Пьем
Хл+Сер+Стил+Пьем
 Хл+Эп+Акт
 Хл+Эп+Ка

Таким образом, $P - T$ параметры метаморфизма геосинклинальных отложений каледонид в целом укладываются в пренит-пумпеллиитовую, зеленосланцевую (преобладают) и глаукофан-сланцевую фации. Единственное исключение среди них — Чаустиинское месторождение дистена, степень метаморфизма пород ближайшего окружения которого достигает эпидот-амфиболитовой фации.

Сопоставим метаморфиты фундамента и геосинклинального этажа каледонид:

Метаморфические комплексы фундамента каледонид

Метаморфические комплексы геосинклинального этажа каледонид

Хл+Му+Би+Корд+Анд+Сил+ +Ст	$Xл+Ка+Эп+Стил$	<u>Хл+Акт+Гл+Лавс+</u> <u>Стил+Ка+Сер</u>
Му+Би+Ст+Корд+Анд+Сил+ +Дис	$Xл+Акт+Эп+Ка$	<u>Хл+Сер+Эп+Ка+Стил+</u> <u>+Акт</u>
Хл+Му+Би+Ст+Дис+Сил	$Xл+Сер+Эп+Акт$	<u>Хл+Акт+Гл+Лавс+</u> <u>Пумп+Ка</u>
Му+Би+Гр+Ст+Дис+Сил	$Xл+Сер+Эп+Стил$	<u>Хл+Эп+Крос+Лавс+</u> <u>+Стил+Сер</u>
Му+Би+Гр+Ст+Анд+Сил	$Xл+Му+Эп+Ка$	<u>Хл+Эп+Акт+Лавс+</u> <u>+Пумп+Фенгит</u>
Би+Корд+Гр+Ст+Сил	$Xл+Сер+Акт$	<u>Хл+Эп+Акт+Стил+Гл</u>
Хл+Му+Би+Эп+Гр	$Xл+Эп+Акт$	<u>Хл+Эп+Стил+Крос+Ка</u>
Хл+Му+Би+Корд+Гр	$Xл+Му+Ка$	<u>Хл+Эп+Сер+Стил+Гл</u>
Хл+Му+Би+Гр+Анд	$Xл+Му+Эп$	<u>Хл+Эп+Сер+винчит</u>
Хл+Эп+Би+Ка	$Xл+Ка$	<u>Хл+Эп+Крос+Пьем</u>
Хл+Му+Ка+Гр	$Xл+Му$	<u>Хл+Сер+Стил+Пьем</u>
Му+Би+Кшп+Гр	$Xл+Эп$	<u>Хл+Сер+Эп+Ка+Прен</u>
Хл+Эп+Му+Би+Акт	<u>$Би+Ст+Дис+Сил+$</u>	<u>Хл+Сер+Ка+Эп+Пумп</u>
Би+Ро+Кум+Гр	<u>+Му</u>	<u>Хл+Ка+Эп+Прен+Акт</u>
Би+Ро+Кшп+Эп	<u>$Xл+Эп+Гр+Му$</u>	Хл+Эп+Акт+Пумп+Ка
Би+Ро+Ди+Кшп	<u>$Xл+Эп+Би+Гр$</u>	Хл+Эп+Пумп+Акт+Стил
Хл+Му+Кц+Ро	<u>$Би+Ро+Эп+Ка$</u>	Хл+Эп+Ка+Стил+Пумп
Би+Ро+Ка+Гр	<u>$Ро+Гр+Би$</u>	Хл+Сер+Пумп+Эп+Ка
Му+Би+Кшп+Гр	<u>$Ро+Эп+Гр$</u>	Хл+Сер+Эп+Прен+Акт
Му+Акт+Гр+Кц	<u>$Би+Ро+Эп$</u>	Хл+Стил+Ка+Акт
Би+Ро+Эп+Скп	<u>$Би+Ро+Ка$</u>	Хл+Сер+Прен+Акт
Му+Би+Ро+Кц	<u>$Ро+Би$</u>	<u>Би+Ро+Гр+Ст</u>
Ро+Би+Гр+Ди	<u>$Ро+Эп$</u>	

Если исключить Чаустиинское месторождение (парагенезисы, подчеркнутые сплошными линиями), аккольскую и уймонскую свиты (парагенезисы, подчеркнутые штриховыми линиями), то общими для тех и других являются ассоциации минералов фации зеленых сланцев.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ГЕРЦИНИД

Герциниды занимают северо-западные и западные районы Алтае-Саянской складчатой области. К ним относятся Томь-Кольваньская зона, Салаир, Ануйско-Чуйский и Уйменско-Лебедской синклинории в Горном Алтае и почти весь Рудный Алтай (Курчумский выступ, Иртышская зона смятия, Коргонский, Белоубинский, Быструшинский синклинории, Алейский антиклинорий, Чарышско-Инской прогиб и другие структуры).

Как и в охарактеризованных выше каледонидах, здесь наиболее изученными являются среднетемпературные образования, представляющие выступы докембрийского фундамента. Что же касается пород собственно геосинклинального этажа, то с точки зрения метаморфизма они исследованы слабо. Нам удалось собрать материал главным образом по рифейским, кембрийским и ордовикским толщам герцинид, т. е. по нижним частям их разрезов.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА ГЕРЦИНИД

В настоящее время известно два комплекса с докембрийским возрастом метаморфизма. Первый находится на северо-востоке Ануйско-Чуйского синклинория (метаморфические породы в окружении Белокурихинского гранитного массива), второй — западнее оз. Маркаколь (Курчумский выступ) (см. рис. 3).

Метаморфические породы в окружении Белокурихинского гранитного массива. В 1943—1944 гг. Ю. А. Спейт описал метаморфические породы в окружении Белокурихинского гранитного массива. По его данным, литологический состав метаморфитов здесь первично вулканогенно-терригенный. В западной части массива по р. Тихая им выделены хлоритовая (Кв + Аб + Хл + Эп + Ка), гранатовая (Кв + Пл + Му + Би + Гр; Кв + Пл + Му + Би; Кв + Пл + Ро + Эп) и ставролит-силлиманитовая (Кв + Пл + Му + Би + Ст + Сил) зоны. Среди прочих минералов упоминаются также кордиерит и дистен.

Сходного типа зональность устанавливается и в восточной части массива (материалы Ю. А. Спейта и автора), где среднетемпературные образования представлены парагенезисами Кв + Пл + Му + Би + Ст, Кв + Пл + Му + Би + Корд + Сил, Кв + Пл + Му + Би + Ст + Дис, Кв + Пл + Би + Корд + Анд + Гр, Кв + Пл + Ро + Ди + Би + Кц + Сф, Кв + Ро + Гр, Кв + Тр + Гр, Кв + Пл + Пьем + Тр + Гр, которые, как и предыдущие, укладываются в зеленосланцевую и эпидот-амфиболитовую фации переходного по давлению типа.

Из десяти имеющихся К — Аг радиологических дат (табл. 59) по валу пять превышают 600 млн. лет, т. е. возраст метаморфизма, а следовательно, и осадконакопления докембрийский.

Курчумский выступ находится на крайнем западе Алтае-Саянской складчатой области. Ранее был описан как Кальчир-Курчумский антик-

Радиологические даты метаморфических пород в обрамлении Белокурихинского гранитного массива (данные Г. А. Чернова—Кляровский, 1972)

Характеристика пробы, место ее взятия	Возраст, млн. лет
Биотитовый сланец, р. Кузнецовка	770
Роговообманково-биотитовый сланец, водораздел руч. Татарский—Большой	750
Биотитовый сланец, с. Даниловка	750, 720
» р. Б. Поперечная, кл. Зелененький	720
Биотитовый гнейс, с. Кардон	550
Гнейс, водораздел руч. Татарский—рч. Белокуриха	410
Мусковитовый гнейс, дер. Осиновка	330
» » гора Теплуха	250, 270
Давленный биотитовый гнейс, пос. Погорелка	220

линорий (Хорева, 1965; Григайтис, 1963, 1967). Для слагающих его пород характерно субширотное и северо-западное простирание, в целом несогласное с простиранием окружающих его девонских толщ. Эти данные в совокупности с определениями абсолютного возраста (300—600 млн. лет, табл. 60) указывают на их древний, очевидно докембрийский, возраст (Хорева, 1965).

Метаморфические породы здесь повсеместно испытали диафорез в условиях зеленосланцевой фации. В слабо измененных разностях устанавливаются биотит-плагиоклазовые, гранат-биотит-плагиоклазовые, кордиеритовые, биотит-роговообманковые сланцы и амфиболиты: $Kв + Пл + Би$, $Kв + Пл + Би + Гр$, $Kв + Пл + Би + Корд + Гр$.

В зонах развития мигматитов среди метаморфических пород отмечаются биотит-плагиоклазовые, гранат-биотит-плагиоклазовые, кордиерит-биотит-плагиоклазовые, силлиманит-кордиерит-биотит-плагиоклазовые, силлиманит-гранат-биотит-плагиоклазовые, амфибол-биотит-плагиоклазовые, пироксен (диопсид)-амфибол-плагиоклазовые гнейсы и амфиболиты.

Условия метаморфизма пород Курчумского выступа по парагенезисам и содержанию глинозема в роговых обманках отвечают эпидот-амфиболитовой фации. Менее определены данные относительно их принадлежности к фациальной серии. Ориентируясь на кордиерит, можно предположить, что по давлению они относятся либо к андалузит-силлиманитовому, либо к переходному типу.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАЖА ГЕРЦИНИД

Метаморфиты данного типа мы рассмотрим на примере Иртышской зоны смятия Рудного Алтая и некоторых рифейских, кембрийских и ордовикских вулканогенно-карбонатных и терригенно-вулканогенных толщ Салаира (см. рис. 3).

Иртышская зона смятия пространственно приурочена к Иртышско-Маркакульскому глубинному разлому. В ряде мест (районы от устья р. Бухтарма до долины р. Нарым, в полосе от пос. Камни до пос. Согры и т. д.) удается установить постепенные переходы от слабо метаморфизованных пород зеленосланцевой до среднетемпературных образований эпидот-амфиболитовой фации (Васильева, 1966). Литологический состав метаморфических толщ преимущественно метапелитовый (метабазиты и карбонатные породы имеют подчиненное распространение).

По данным В. И. Васильевой (1966), для хлорит-мусковитовой субфации характерен парагенезис $Kв + Аб + Хл + Му$, для мусковит-биотитовой — $Kв + Хл + Аб + Би$. В породах карбонатного состава встречаются кварц, кальцит, олигоклаз, биотит и другие минералы.

Более разнообразный набор ассоциаций свойствен эпидот-амфиболитовой фации: $Kв + Пл + Хл + Му + Би + Гр$, $Kв + Пл + Эп$, $Kв +$

Радиологические даты метаморфических пород Курчумского выступа (К—Аг метод)*

Минерал, поро- рода	Характеристика пробы, место ее взятия	Возраст, млн. лет
Вал	Амфиболит, горы Караджал	600
	Биотит-плагноклазовый гнейс	490
	Биотит-плагноклаз-кордиеритовый гнейс	440
Биотит	Биотит-плагноклазовый гнейс	440
	Гранат-биотит-плагноклазовый гнейс, водораздел Курчумского хребта	390
	Биотит-плагноклаз-кордиеритовый гнейс, р. Кара-Утколь (правый приток р. Моралиха)	390
	Гранат-биотит-плагноклаз-кордиеритовый гнейс, среднее течение р. Койчилик, горы Караджал	380
	Биотит-плагноклазовый гнейс, горы Караджал, р. Койчилик	370
	Хлоритизированный мусковит-биотитовый гнейс, басс. р. Моралиха, нижнее течение	370
	Биотит-плагноклазовый гнейс, левый склон горы Кальджир	360
	Диафторированный биотит-плагноклазовый гнейс, правый берег р. Караджал	300
Вал	Амфиболит, р. Караджал	300

* Данные заимствованы из работы Б. Я. Хоревой (1965).

+ Пл + Би + Дис + Ст + Гр. Среди метабазитов в районе распространены пироксеновые (диопсидовые), пироксен-роговообманковые, роговообманковые и гранат-роговообманковые гнейсы (Пл + Пи + Ро, Пл + Ро + Гр и др.). Встречаются также кордиеритовые, андалузит-кордиеритовые иногда с гранатом сланцы.

По мнению некоторых исследователей, данный район представляет пример молодого девонского или даже карбонового метаморфизма. Несомненно, что Иртышская зона смятия, если под ней понимать совокупность многочисленных линейно-вытянутых разломов, неоднократно подновлялась и с каждым последующим этапом в область ее действия вовлекались все более молодые толщи. Известно, что практически каждый разлом, независимо от того, среди каких пород он проходит (высоко- или низкотемпературных), всегда сопровождается парагенезисами фации зеленых сланцев. Именно зеленосланцевые ассоциации мы в основном и имеем в виду, включая Иртышскую зону смятия в группу метаморфических комплексов собственно геосинклинального этажа герцинид. Что касается высокотемпературных образований, то они могут быть докембрийскими, как, например, Курчумский выступ на юге, или более молодыми, но связанными с контактовым воздействием на вмещающие породы гранитоидов, широко развитых в районе.

Метаморфиты Салаира. На Салаире метаморфические породы представлены рифейскими, кембрийскими и ордовикскими толщами: кивдинская свита — глинистые и кремнистые сланцы, известняки, прослойки песчаников и т. д., аламбайская, гавриловская, печеркинская и другие сопоставимые с ними свиты — гравелиты, алевролиты, известняки, порфириты, туфы, молассы и т. д. Все они входят в нижний структурный ярус герцинид и по многим признакам сопоставляются с аналогичными отложениями салаирид Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Горного Алтая. Условия метаморфизма рассматриваемых толщ соответствуют прени-

Минеральные ассоциации преимущественно вулканогенных толщ герцинид Алтае-Саянской складчатой области*

Рифейские метабазиты +Кв+Аб+Хл±Гем± ±Лейк	Колич. шлифов	Нижне-среднекембрий- ские метабазиты +Кв+Аб+Хл±Гем± ±Лейк	Колич. шлифов	Верхнекембрийские метабазиты +Кв+Аб+Хл±Гем± ±ейк	Колич. шлифов
Ка	11	Эп	89	Сер+Эп+Акт	6
Эп+Ка	6	Ка+Эп	59	Ка+Сер	8
Акт	5	Эп+Акт	47	Ка	7
Сер+Ка	3	Ка	41	Эп+Сер	3
Акт+Ка	2	Сер+Ка	28	Эп	2
Ка+Стил	2	Эп+Акт+Стил	24	Сер+Эп+Ка+Стил	2
Эп+Ка+Стил	2	Эп+Стил+Пумп	24	Эп+Акт	1
Сер	1	Сер+Эп	23	Сер+Акт	1
Прен+Акт	1	Ка+Сер+Эп+Акт	20	Акт	1
Эп+Акт+Ка	1	Сер+Эп+Ка	19	Сер+Ка+Прен	1
Кв+Аб+Хл	9	Кв+Аб+Хл	19	Пумп+Ка	1
		Сер+Эп+Стил	12		
		Эп+Сер+Прен+Стил+ +Пумп+Акт	8		
		Стил+Пумп	6		
		Эп+Ка+Акт	4		
		Стил+Ка	4		
		Эп+Пумп	4		
		Стил+Пумп+Ка	4		
		Эп+Стил+Ка	4		
		Сер+Стил	2		
		Сер+Акт+Стил	2		
		Ка+Прен	2		
		Эп+Пумп+Ка	2		
		Стил+Пумп+Прен+ +Акт	2		
		Эп+Стил+Пумп+Ка	2		
		Сер+Эп+Ка+Стил+ +Пумп+Акт	2		
		Эп+Прен	1		
		Ка+Сер+Акт	1		
		Сер+Пумп	1		
		Сер+Эп+Акт	1		

* Парагенезисы даны по шлифам А. Ф. Белоусова и В. Н. Лапина.

пумпеллитовой и зеленосланцевой фациям (табл. 61), т. е. и в этом отношении они не отличаются от охарактеризованных ранее каледонид.

К сожалению, более молодые осадки здесь практически не изучены. Можно только предполагать, что их метаморфизм является еще более низкотемпературным.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

В целом метаморфические образования герцинид с точки зрения их минеральных ассоциаций охарактеризованы слабо, так что приводится только их общее сопоставление:

Метаморфические комплексы
фундамента герцинид

Метаморфические комплексы
геоспеклинального этажа гер-
цинид

Му+Би+Ст+Сил

Хл+Эп+Ка

Сер+Хл+Эп+Ка+Стил+Пумп+

+Акт

Му+Би+Корд+Сил

Сер+Хл+Стил+Пумп+Прен+

+Акт

Му+Би+Ст+Дис
Би+Корд+Анд+Гр

Би+Ро+Ди+Кц
Пьем+Тр+Гр
Ро+Эп

Хл+Эп+Сер+Ка+Стил
Хл+Стил+Пумп+Прен+
+Акт
Хл+Ка+Сер+Эп+Акт
Хл+Эп+Стил+Пумп
Хл+Сер+Акт+Стил
Хл+Сер+Ка+Прен
Хл+Эп+Прен
Хл+Сер+Пумп

Как и в рассмотренных ранее каледонидах, метаморфические комплексы фундамента (Курчумский выступ и метаморфиты в обрамлении Белокурихинского гранитного массива) от пород собственно геосинклинального этажа отличаются условиями метаморфизма. Для первых характерна эпидот-амфиболитовая, для вторых — пренит-пумпеллиитовая фация, а перекрываются они в области зеленосланцевой фации.

МИНЕРАЛОГИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В предыдущих главах метаморфические комплексы охарактеризованы с точки зрения встречающихся в них парагенезисов, и на этой основе они расчленены на фации, субфации и фациальные серии. Цель настоящего обобщения — определение типоморфных особенностей химизма гранатов, роговых обманок, кордиеритов и биотитов. Приводятся также химические анализы других минералов (ставролитов, пироксенов, хлоритов и т. д.), но в меньшем количестве.

ГРАНАТЫ

В отношении оценки термодинамических параметров метаморфизма гранаты, пожалуй, наиболее информативны. По региону в целом нам удалось собрать 340 полных химических анализов (около 200 составляют рентгено-спектральные определения).

Почти все изученные на микрозонде образцы оказались по ΣFeO , MnO , MgO и CaO неоднородными. Очевидно, таковы и те пробы, состав которых определялся обычным путем. Если это так, то содержание окислов в них следует рассматривать как промежуточное (валовое) между концентрацией в центре самого крупного кристалла и в краевой зоне любого отдельно взятого зерна. Естественно, получаемое усреднение неизбежно должно усреднять и $P - T$ условия образования интересующих нас гранатов. В этом, по нашему мнению, заключается один из главных недостатков химического анализа.

Напротив, микрозонд дает возможность проследивать эволюцию химизма минералов во времени от низких температур, соответствующих моменту зародышеобразования монокристаллов, до высоких, отвечающих нарастанию самых внешних кайм. Ниже мы наметим «пути кристаллизации» гранатов для каждого комплекса. Здесь же отметим, что при вычислении средних (\bar{X}) по ΣFeO (Fe дается суммарное), MnO , MgO и CaO (рассматриваются только эти компоненты) ядро и крайняя зона считаются независимыми пробами, что позволяет объединить рентгено-спектральные выборки с выборками химических анализов. Правда, поступая таким образом, мы вносим некоторую неопределенность. Дело в том, что средний состав кристалла, рассчитанный, например, из центральной и периферической частей отдельно взятого зерна, только в частном случае может совпасть с его валовым составом. Чаще же они различаются, при этом степень различий определяется характером распределения окислов, точнее, концентрационным профилем монокристалла. Однако, независимо от вышесказанного, предлагаемый вариант использования имеющихся данных нам представляется наиболее приемлемым.

Химические анализы и кристаллохимические формулы гранатов приведены в табл. 62—66. В табл. 67 даны средние содержания окислов

Химические анализы гранатов из метаморфических пород

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Шарьксалгайский</i>								
1	37,70	0,61	21,50	0,43	24,70	2,21	6,34	6,60
2	37,44	0,20	20,94	0,69	29,16	1,33	2,80	7,72
3	37,36	0,26	20,96	0,09	29,16	1,00	3,82	7,40
4	37,90	0,26	20,74	1,19	24,84	1,32	4,64	9,56
5	38,34	0,14	22,28	0,07	26,28	0,70	7,08	5,36
6	37,02	0,57	21,29	0,29	29,52	0,82	3,82	7,14
7	37,08	0,10	22,44	He общ.	32,76	0,60	6,02	1,59
8	37,32	0,52	22,32	»	31,48	0,56	7,18	1,08
9	40,74	0,30	21,08	2,09	25,56	1,58	6,98	1,70
10	36,03	0,66	19,29	0,92	29,19	0,34	7,37	4,17
11	38,92	0,08	22,41	1,25	30,88	0,45	5,21	1,34
12	38,36	0,08	21,16	1,83	25,80	1,24	4,16	8,08
13	38,10	0,08	20,33	2,32	21,05	2,92	1,32	13,88
14	40,10	0,09	22,72	0,30	22,43	0,33	11,05	2,70
15	39,59	0,40	19,48	3,70	27,36	1,07	5,00	3,59
16	39,00	0,32	19,46	5,89	26,28	2,13	4,93	2,68
17	38,54	0,30	20,37	3,13	29,52	1,63	4,04	3,12
18	38,03	0,43	19,17	6,04	30,17	1,10	3,27	1,10
19	39,26	0,52	18,63	0,06	32,67	1,02	6,36	1,76
<i>Канская и Бирюсинская</i>								
20	39,58	0,36	19,51	3,70	27,36	1,58	5,00	3,62
21	38,54	0,30	20,37	3,13	29,52	1,63	4,04	3,12
22	39,00	0,32	19,46	5,89	26,28	2,13	4,93	2,68
23	36,18	0,34	22,16	1,11	36,72	2,14	1,68	0,06
24	36,92	0,29	20,43	—	36,72	0,99	3,46	1,46
<i>Дербинский</i>								
25	40,04	0,41	20,88	3,87	24,48	2,38	6,52	2,02
26	41,14	0,24	19,10	4,05	22,32	5,69	5,10	2,58
27	39,62	0,88	19,12	5,04	19,80	2,10	1,32	11,96
28	40,90	0,51	19,48	4,20	18,00	2,10	2,48	12,50
<i>Онежский</i>								
29	37,44	0,12	20,69	—	33,48	2,13	3,72	2,31
30	36,60	0,60	22,00	0,25	31,55	2,39	2,66	3,93
<i>Хамар-Дабанский</i>								
31	36,26	0,43	21,46	2,76	27,95	0,48	8,51	1,53
32	37,68	0,66	19,08	4,63	28,00	0,91	6,74	1,65
33	38,40	0,40	19,05	3,24	23,18	6,10	8,60	0,40
34	39,40	0,22	23,09	3,93	21,07	2,76	8,15	1,34
35	39,10	0,21	21,26	3,49	25,23	0,98	8,85	1,24
36	39,97	0,21	21,20	2,06	27,19	1,09	7,66	1,13
37	40,37	0,27	20,26	0,82	27,53	1,72	8,76	1,03
38	39,50	0,24	21,33	3,13	25,47	0,94	7,71	2,10
39	37,27	сл.	17,80	4,19	32,34	3,74	3,57	0,67
40	39,20	0,30	18,07	1,89	29,89	5,72	4,36	1,03
41	40,00	0,37	19,43	0,21	28,17	8,16	1,87	1,35
42	41,67	0,50	16,57	1,15	27,37	5,82	5,60	1,68
43	38,20	0,21	17,44	2,79	30,62	8,04	1,99	0,87
44	37,60	0,51	17,94	2,77	28,66	7,39	3,60	1,83
45	40,44	0,25	19,18	2,15	27,00	5,55	3,54	1,88
46	38,12	0,08	19,92	4,83	29,52	3,54	2,54	1,80
47	39,70	0,34	19,98	4,13	24,12	0,80	7,90	2,54
48	40,74	0,30	21,08	2,09	25,56	1,58	6,98	1,70

Алтае-Саянской складчатой области

К ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	Σ	Место взятия пробы	Литературный источник
10	11	12	13	14	15
<i>выступ</i>					
—	—	—	100,09	Р. Урик	Докембрий Восточного Саяна (1964)
—	—	—	100,28	»	
—	—	—	100,05	»	Р. Даялык
—	—	—	100,45	»	
—	—	—	100,25	»	Бассейн р. М. Белая
—	—	—	100,47	»	
—	—	—	100,59	»	»
—	—	—	100,46	»	
—	—	—	100,03	Бассейн р. Иркут	Р. Слюдянка
—	—	—	97,97	»	
—	—	—	100,54	Китойское месторождение	Хлестов, Ушакова (1965)
—	—	—	100,71	»	
—	—	—	100,00	»	»
—	—	—	99,72	»	
—	—	—	100,19	Шарыжалгайский выступ	Шафеев (1973)
—	—	—	100,69	»	
—	—	—	100,65	»	»
—	—	—	99,31	»	
—	—	—	100,28	»	»
<i>глыбы</i>					
—	—	—	100,71	Бассейн р. Агул	Докембрий Восточного Саяна (1964)
—	—	—	100,65	»	
—	—	—	100,69	»	» р. Бирюса
—	—	—	100,39	»	
—	—	—	100,27	»	»
<i>антиклинарий</i>					
—	—	—	100,60	Бассейн р. Спгач	»
—	—	—	100,22	»	
—	—	—	99,84	Бассейн р. Агул	»
—	—	—	100,17	»	
<i>грабен</i>					
—	—	—	99,89	Онотский грабен	»
—	—	—	99,98	»	
<i>массив</i>					
Не опр	Не опр	—	99,38	Хамар-Дабанский массив	Шафеев (1973)
»	»	—	99,35	»	
»	»	—	99,37	»	»
»	»	—	99,96	»	
»	»	—	100,36	»	»
»	»	—	100,51	»	
»	»	—	100,76	»	»
»	»	—	100,42	»	
»	»	—	99,58	»	»
»	»	—	100,46	»	
»	»	—	99,56	»	»
»	»	—	100,36	»	
»	»	—	100,16	»	»
»	»	—	100,30	»	
»	»	—	99,99	»	Крылов и др. (1962)
0,27	0,13	—	100,75	»	
Не опр	Не опр	—	99,51	»	»
»	»	—	100,03	»	

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Томский</i>								
49	39,02	0,17	22,07	0,50	28,60	1,42	5,12	2,30
50	40,21	0,23	19,86	1,52	31,74	0,60	3,60	1,92
51	41,06	0,67	19,19	1,60	30,73	0,68	2,46	3,09
52	38,82	0,27	20,68	1,04	29,44	1,27	4,65	2,20
53	40,17	0,42	17,69	3,30	8,92	14,08	1,42	13,22
54	39,20	0,60	18,93	1,08	8,37	13,87	1,59	15,14
55	36,30	0,14	20,31	—	30,93	8,13	0,47	2,49
56	37,24	0,21	19,18	2,50	20,45	11,90	1,77	6,63
<i>Тонгулакский</i>								
57	39,75	0,40	19,90	0,58	27,36	3,61	5,44	2,10
58	39,05	Не обн.	21,03	0,06	27,87	4,19	4,87	1,80
59	38,10	0,05	20,52	2,51	21,32	11,80	4,27	1,28
60	38,57	0,10	21,87	3,24	25,81	3,80	5,32	1,46
61	39,40	0,35	19,97	0,17	27,14	5,56	4,83	1,69
62	39,95	0,75	20,50	0,06	26,00	5,89	3,84	1,84
63	38,80	0,40	20,30	0,52	23,73	7,75	3,60	3,51
64	37,95	0,14	20,70	2,59	25,99	5,24	4,07	2,93
65	40,27	0,39	19,59	0,18	26,94	3,89	6,03	2,10
66	39,89	0,38	20,23	0,30	26,72	3,40	6,10	1,89
<i>Катунско-Чуйский</i>								
67	37,10	0,30	22,70	0,06	21,84	11,27	4,11	1,82
68	37,50	0,50	20,39	3,30	24,86	5,98	4,11	2,60
69	38,20	0,45	21,50	2,67	17,06	14,50	3,50	2,20
70	38,30	0,30	20,80	2,44	21,10	11,07	4,70	Не обн.
71	39,40	0,25	21,09	0,50	27,37	6,47	2,72	2,20
72	37,40	0,25	22,80	1,03	18,68	13,40	3,50	2,30
73	39,00	0,25	21,10	1,37	19,30	11,78	3,48	3,00
74	37,30	0,50	19,82	1,80	18,46	15,67	2,87	2,20
75	37,80	0,25	19,78	2,46	16,38	16,26	2,88	2,80
76	36,20	0,60	18,77	3,90	17,31	13,45	3,00	5,78
77	37,32	0,13	22,17	0,74	21,25	12,52	2,84	2,57
<i>Чаустинское месторожде</i>								
78	38,44	0,28	20,43	1,39	28,12	1,02	5,01	3,64
79	37,60	0,26	21,17	0,34	29,98	1,67	5,14	3,27
80	37,96	0,20	20,43	0,84	30,32	1,04	4,04	3,95
<i>Сангиленский</i>								
81	36,00	0,40	22,10	0,96	29,66	6,66	2,03	1,89
82	36,88	Сл.	20,33	2,43	30,78	2,79	4,90	2,00

10	11	12	13	14	15
<i>выступ</i>					
—	0,05	—	99,25	Левый борт рч. Половинный, $P_2O_5=0,52$	Летувишкас (1967)
—	0,24	0,13	100,05	Верховья р. Ташелга	
0,45	0,34	0,04	100,31	Участок Мраморный; $P_2O_5=$ $=0,24$; п. п. п. $=0,10$	
—	0,36	0,86	99,59	Верховья р. Ташелга; $P_2O_5=$ $=0,09$; п. п. п. $=0,22$	
—	—	—	99,22	Участок Коп-Тау; $P_2O_5=$ $=0,12$; п. п. п. $=0,42$;	
—	—	0,24	99,02	Там же; $P_2O_5=0,07$; п. п. п. $=$ $=0,28$	Ивонин (1971)
1,10	0,20	—	100,07	Р. В. Курля	
He	He	—	100,51	Хр. Тыдын	
опр.	опр.	—			
<i>выступ</i>					
0,32	0,14	0,15	99,75	Среднее течение р. Теравжик	Данные автора
0,19	He	0,25	99,31	Там же; $P_2O_5=0,13$; п. п. п. $=$ $=0,20$	
0,14	0,12	0,02	100,13	Верховья р. Куркурек	
0,09	0,12	0,04	100,42	Среднее течение р. Ниж. Ильдугем	
0,25	0,05	He об.	99,41	Там же; $P_2O_5=0,06$	
0,30	0,05	0,25	99,43	Центральная часть Тонгу- лакского хребта; $P_2O_5=0,18$	
0,23	0,14	0,10	99,08	Среднее течение р. Теравжик; $P_2O_5=0,25$; п. п. п. $=0,35$	
0,09	0,20	0,06	99,96	Перевал Кызылташка—Ниж. Ильдугем	
—	0,24	0,03	99,66	Тонгулакский хр.; $P_2O_5=0,41$	
—	0,12	0,12	99,15	$P_2O_5=0,45$	
<i>выступ</i>					
0,10	0,06	0,30	99,66	Южно-Чуйский хребет	Кеpezинскас, Зоркина, Пукинская (1972)
0,08	0,08	—	99,40	»	
0,08	0,08	—	100,24	»	
0,08	0,08	—	98,87	»	
0,10	0,08	—	100,18	»	
0,07	0,06	—	99,49	»	
0,08	0,08	—	99,44	»	
0,08	0,06	0,50	99,26	»	
0,07	0,07	—	98,75	»	
0,17	0,13	0,20	99,51	»	
He	He	He	99,54	»	
опр.	опр.	опр.			
<i>ниже дистена</i>					
0,26	0,12	0,72	99,43	В 600 м от устья кл. Чауста, вверх по течению р. Ка- тунь (левый берег); $P_2O_5=$ $=0,16$; п. п. п. $=1,13$	Данные автора
0,34	0,12	1,12	101,01	Там же, $P_2O_5=0,15$; п. п. п. $=$ $=1,10$	
0,28	0,12	0,74	99,92	» $P_2O_5=0,10$; п. п. п. $=$ $=0,70$	
<i>выступ</i>					
0,04	0,02	—	99,76	Северо-Западный Сангилен, Тува	Федькин (1975)
—	—	—	100,11	»	

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Тонгулакский выступ</i>								
83	36,02	0,04	20,96	0,52	12,85	25,10	0,48	4,30
84	35,94	Не обн.	20,94	0,59	27,37	11,74	0,64	2,83
<i>Катунско-Чуйский выступ</i>								
85	36,54	—	22,41	0,52	15,40	21,03	2,92	0,47
86	35,92	0,13	23,09	1,12	9,54	27,70	1,52	0,47
87	36,46	0,11	22,28	1,12	14,92	22,23	1,58	0,41
88	36,74	—	22,31	0,93	23,37	11,65	3,00	1,40
89	36,46	—	22,94	0,52	20,64	14,61	3,18	1,17
90	36,56	—	22,44	0,80	23,76	12,57	2,94	0,47
91	35,70	0,25	20,36	1,70	7,26	32,00	0,80	0,36

по комплексам, а в табл. 68 они сопоставлены между собой. Особенности химизма рассматриваемого минерала отдельных районов и по региону в целом можно также видеть на рис. 17.

Шарыжалгайский выступ охарактеризован 19 пробами. Гранаты обнаруживают повышенные количества CaO и MgO и пониженные — MnO. По этим окислам они практически не находят себе аналогов среди других комплексов. Некоторое исключение здесь составляют образцы из метаморфитов Бирюсинской глыбы, особенно из ее нижнего структурного этажа.

Бирюсинская глыба, как отмечалось ранее, имеет сложное строение. Нижний комплекс включает метаморфические образования в основном двупироксеновой и амфиболитовой, верхний — эпидот-амфиболитовой фаций. Всего по ней имеется 29 химических анализов гранатов, из которых 11 относятся к нижнему структурному этажу, 13 — к верхнему, а положение оставшихся 5 неопределенно.

Различия в составах гранатов первой группы и рассмотренного ранее комплекса по всем окислам с 95%-ной вероятностью незначимы. Напротив, пробы верхнего этажа по *F*- и *t*-критериям отличаются от образцов подстилающих их пород и Шарыжалгайского выступа. Таким образом, гранаты здесь явно принадлежат разным выборкам, что в целом хорошо согласуется с геологическими наблюдениями о несогласии и двухэтапном метаморфизме Бирюсинской глыбы в целом (Шафеев, 1973; Сизых, Шафеев, 1976).

Онотский грабен с точки зрения химизма гранатов исследован слабо. Мы располагаем всего лишь двумя анализами, которые по составу близки к пролам верхнего структурного этажа Бирюсинской глыбы.

Шутхулайская глыба в отношении рассматриваемого минерала также не представительна. В имеющихся трех образцах обнаруживается широкий разброс FeO, MnO, CaO, чем они существенно отличаются от ранее описанных.

Сангиленский выступ в настоящее время, пожалуй, можно считать наиболее изученным. Гранаты здесь анализировались на микрозонде. Почти все зерна оказались неоднородными по составу.

Пробы из высокотемпературных пород (амфиболитовая фация с редкими проявлениями гиперстена) по FeO, MgO и CaO попадают в интервал между гранатами из метаморфических образований нижнего и верхнего структурных этажей Бирюсинской глыбы, значимо от них отличаясь по MnO. Зональность обнаружена и в монокристаллах района Улор. Примерно такими же являются и гранаты Ара-Булака-Качика и Балыктыг-Хема. Вторая их особенность — высокая концентрация марганца. Имен-

10	11	12	13	14	15		
<i>(гранаты из пегматитов)</i>							
—	—	—	100,27	Тонгулакский хребет	Соколов (1974)		
—	—	—	100,05			»	»
<i>(гранаты из пегматитов)</i>							
—	—	—	99,29	Южно-Чуйский хребет			
—	—	—	99,49			»	»
—	—	—	99,11			»	»
—	—	—	99,40			»	»
—	—	—	99,52			»	»
—	—	—	99,54			»	»
0,18	0,06	—	98,67	»	»		
Кеpezинская, Зоркина, Пукинская (1972)							

по данный элемент делает Сангилен своеобразным и несопоставимым с охарактеризованными выше комплексами.

Дербинский антиклинорий по условиям метаморфизма приближается к Бирюсинской глыбе и Сангиленскому выступу, но в отличие от последних выполнен преимущественно метакarbonатными породами. Анализы дают большой разброс по CaO (пробы из метабазитов) и MnO (образцы из метапелитов).

Хамар-Дабанский массив по $P - T$ параметрам ближе к Сангиленскому выступу, особенно к метаморфитам районов Улор и Ара-Булак-Качик. Вместе с тем химизм их гранатов отличен главным образом по окислам марганца и магния.

Харальское поднятие — пример необычный. Его гранаты по всем элементам и от всех комплексов отличаются значимо.

Томский выступ представлен 9 пробами из метапелитов и 4 — из метабазитов, которые между собой несопоставимы. Они же четко отличаются и от гранатов других комплексов.

Тонгулакский выступ изучен также детально. Здесь гранаты по составу наиболее близки образцам Сангиленского выступа.

Телецкий выступ обнаруживает полную сходимость химизма гранатов с гранатами Тонгулакского выступа.

Катунско-Чуйский выступ заслуживает особого внимания, так как распределение концентраций FeO, MnO, MgO и CaO в пробах не подчиняется ни нормальному, ни логнормальному законам; в этом состоит главная особенность химизма гранатов данного района.

Чаустиинское месторождение дистена характеризуется тремя анализами, которые по содержанию железа, марганца, магния и кальция аналогичны гранатам Бирюсинской глыбы.

«Гранатовые амфиболиты» Чаган-Узуна представлены всего лишь одним образцом, однако и он по составу крайне необычен.

Мы кратко рассмотрели особенности химизма гранатов метаморфических пород Алтае-Саянской складчатой области. Конечно, не все комплексы охарактеризованы с одинаковой детальностью. Однако и на этом материале можно сделать некоторые общие выводы. Из всех теоретически возможных сочетаний различия обнаруживаются главным образом по марганцу и кальцию (см. табл. 68). На треугольниках MnO—FeO—MgO выборки обнаруживают свои поля составов, вытянутые в направлении либо марганец — железо, либо железо — магний (рис. 18). Проведенные вдоль них средние линии, с учетом направлений кривых, соединяющих внутренние и краевые зоны отдельных монокристаллов, показывают тот «путь» эволюции химизма гранатов во времени, который они прошли с

Кристаллохимические формулы гранатов из метаморфических пород Алтае-Саянской складчатой области

№ п/п	Si	Ti	Al	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Mn	Mg	Ca	F	Парагенезис
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11

Шарышалгайский выступ

1	2,94	0,03	1,98	0,02	1,64	0,14	0,73	0,55	71,2	Гранат-роговообманково-двупироксеновый гнейс
2	2,98	0,01	1,96	0,04	1,94	0,09	0,33	0,65	86,3	Гранат-пироксеновый гнейс
3	2,96	0,02	1,96	0,01	1,93	0,07	0,45	0,63	81,7	Гранат-пироксен-роговообманковый гнейс
4	2,94	0,02	1,93	0,06	1,64	0,09	0,55	0,81	76,5	Гранат-двупироксеновый амфиболит
5	2,98	0,01	1,98	0,01	1,75	0,05	0,80	0,44	69,3	Мигматит
6	2,90	0,03	1,96	0,02	1,95	0,05	0,56	0,60	78,3	Гранат-биотитовый амфиболит
7	2,92	—	2,09	—	2,12	0,04	0,71	0,14	78,0	Гранат-биотит-силлиманитовый гнейс
8	2,90	0,03	2,06	—	2,06	0,04	0,84	0,09	71,4	Пегматит
9	2,86	0,14	1,88	0,13	1,95	0,10	0,83	0,14	72,4	Гранат-товый гнейс
10	3,00	—	1,97	0,03	1,82	0,02	0,88	0,27	68,0	Гранат-биотитовый гнейс
11	3,01	—	2,04	0,07	2,00	0,03	0,60	0,14	77,8	Кв+Пл+Би+Сил+Гр+Корд
12	3,01	—	1,96	0,10	1,63	0,08	0,49	0,68	78,7	Пл+Би+Жед+Корд
13	3,00	—	1,91	0,13	1,39	0,20	0,15	1,18	92,0	Кв+Пл+Гип+Гр+Ро
14	3,02	—	2,04	0,01	1,41	0,02	1,24	0,22	53,7	Кв+Пл+Кшп+Би+Ро+Гр+Ка
15	3,10	0,02	1,79	0,22	1,79	0,08	0,58	0,30	78,3	Гнейс
16	3,05	0,02	1,79	0,35	1,72	0,14	0,58	0,23	79,2	»
17	3,03	0,02	1,89	0,18	1,94	0,11	0,47	0,26	82,6	»
18	3,05	0,02	1,81	0,37	2,02	0,08	0,39	0,10	86,4	»
19	3,11	0,03	1,73	0,00	2,16	0,07	0,75	0,15	74,8	»

Канская и Вирюсинская глыбы

20	3,20	0,01	1,86	0,22	1,79	0,12	0,61	0,32	77,7	Гранат-биотитовый гнейс
21	3,00	0,01	1,96	0,13	2,14	0,59	0,23	0,29	92,6	»
22	3,05	—	1,81	0,21	2,05	0,57	0,14	0,22	95,3	»
23	2,91	0,02	2,08	0,07	2,47	0,16	0,21	0,01	92,8	Слюдяной сланец
24	3,00	0,01	1,96	—	2,50	0,09	0,42	0,18	86,0	»

Дербинский антиклинорий

25	3,00	—	1,90	0,20	1,60	0,14	0,80	0,20	70,8	Гранат-биотитовый гнейс
26	3,10	—	1,72	0,60	1,40	0,30	0,60	0,20	79,3	»
27	3,20	—	1,86	0,80	1,30	0,10	0,10	1,30	95,7	Амфиболит
28	3,00	—	1,60	0,20	1,10	0,15	0,30	1,50	82,9	»

Олотский грабен

29	3,01									микрогнейс
30	2,93	0,04	2,08	0,01	2,11	0,16	0,32	0,34	87,7	»

Хамар-Дабанский массив

31	2,85	0,02	2,00	0,16	1,84	0,03	1,00	0,13	67,0	Гнейс
32	2,99	0,04	1,77	0,27	1,86	0,06	0,80	0,14	73,2	»
33	3,02	0,02	1,77	0,19	1,53	0,41	1,01	0,03	67,8	»
34	2,99	0,01	2,07	0,22	1,39	0,18	0,96	0,11	65,1	»
35	3,00	0,01	1,92	0,20	1,62	0,06	1,01	0,10	65,1	»

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
36	3,06	0,01	1,92	0,12	1,75	0,07	0,88	0,09	68,8	»
37	3,09	0,02	1,83	0,05	1,76	0,11	1,00	0,09	65,8	»
38	3,03	0,01	1,93	0,18	1,64	0,06	0,88	0,17	68,1	»
39	3,04	0,00	1,72	0,25	2,21	0,26	0,43	0,06	86,3	»
40	3,12	0,02	1,71	0,11	1,99	0,38	0,52	0,09	82,7	»
41	3,20	0,02	1,84	0,01	1,90	0,56	0,22	0,12	88,5	»
42	3,27	0,03	1,54	0,07	1,80	0,39	0,66	0,14	77,4	»
43	3,11	0,01	1,68	0,18	2,09	0,55	0,24	0,07	91,7	»
44	3,04	0,03	1,72	0,17	1,94	0,50	0,43	0,16	85,9	»
45	3,19	0,02	1,78	0,10	1,78	0,37	0,42	0,16	84,3	Гранат-биотитовый гнейс
46	3,05	0,00	1,87	0,29	1,97	0,24	0,30	0,15	89,3	»
47	3,07	0,02	1,82	0,24	1,56	0,05	0,91	0,21	67,0	Жедрит-гранат-биотитовый гнейс
48	3,12	0,02	1,91	0,12	1,63	0,11	0,80	0,14	69,9	Гранат-силлиманит-кордпери- товый гнейс

Томский выступ

49	3,06	0,01	2,04	0,03	1,87	0,09	0,60	0,19	76,8	Гранат-биотитовый гнейс
50	3,17	0,01	1,85	0,09	2,10	0,04	0,42	0,16	84,2	»
51	3,24	0,05	1,78	0,09	2,03	0,05	0,29	0,26	88,2	»
52	3,09	0,02	1,95	0,04	1,97	0,09	0,56	0,19	78,9	Гранат-биотитовый гнейс
53	3,17	0,02	1,65	0,20	0,59	0,95	0,17	1,12	91,1	Фельдшпатолит
54	3,10	0,04	1,77	0,07	0,56	0,93	0,19	1,29	89,1	»
55	3,01	0,01	1,98	0,00	2,14	0,57	0,05	0,22	92,6	Лейкокраповый гнейсо-гранит
56	2,98	0,01	1,88	0,15	1,37	0,81	0,21	0,57	91,7	Гранат-биотитовый гнейсо-гра- нит

Тонгулакский выступ

57	3,12	0,02	1,84	0,04	1,82	0,24	0,64	0,18	76,7	Кв+Пл ₂₈ +Би _{43,2} +Сил+Гр
58	3,09	—	1,96	0,01	1,87	0,28	0,58	0,15	78,8	Кв+Пл ₃₀ +Би+Корд+Гр
59	3,03	—	1,92	0,15	1,42	0,79	0,51	0,12	82,2	Кв+Пл ₃₀ +Би _{39,9} +Сил+Ст+ +Корд+Гр
60	3,00	—	2,01	0,19	1,69	0,26	0,62	0,13	77,5	Кв+Пл ₃₄ +Би ₄₀ +Гр
61	3,11	0,02	1,86	0,01	1,82	0,38	0,57	0,14	79,5	Кв+Пл ₂₈ +Би+Корд+Сил+Гр
62	3,16	0,05	1,91	0,01	1,71	0,39	0,46	0,16	82,1	Кв+Пл ₃₅ +Би+Корд+Сил+ +Гр
63	3,10	0,02	1,91	0,03	1,59	0,52	0,43	0,30	83,3	Кв+Пл ₄₈₋₃₅ +Би _{39,5} +Кум _{42,1} + +Ро+Гр
64	3,02	0,01	1,95	0,15	1,73	0,35	0,48	0,25	82,3	Кв+Пл ₅₈₋₃₈ +Би _{43,1} +Ро+ +Кум+Гр
65	3,35	0,02	1,92	0,02	1,87	0,27	0,75	0,19	74,2	Гнейс
66	3,30	0,02	1,98	0,02	1,80	0,24	0,80	0,17	72,0	»

Катунско-Чуйский выступ

67	2,95	0,02	2,13	0,01	1,45	0,76	0,49	0,15	74,5	Кв+Пл+Би+Гр+Сил
68	2,99	0,03	1,92	0,20	1,66	0,41	0,49	0,22	82,0	Кв+Пл ₂₄ +Би+Гр+Сил+Ст
69	3,01	0,03	2,00	0,16	1,13	0,97	0,41	0,18	84,6	Кв+Пл ₂₀ +Му+Гр+Сил+Би
70	3,05	0,02	1,95	0,15	1,41	0,75	0,56	0,00	80,5	Кв+Пл ₃₀ +Му+Гр+Сил+Би
71	3,11	0,02	1,97	0,03	1,81	0,44	0,32	0,19	87,7	Кв+Пл ₂₀ +Му+Би+Гр+Хл
72	2,96	0,02	2,13	0,07	1,24	0,90	0,41	0,20	84,4	Кв+Пл ₂₂ +Му+Би+Гр+Ст
73	3,08	0,02	1,96	0,09	1,28	0,79	0,41	0,26	84,0	Кв+Пл+Би+Гр
74	3,03	0,03	1,89	0,11	1,25	1,08	0,35	0,19	87,5	Кв+Пл ₃₇ +Му+Би+Гр+Сил
75	3,05	0,02	1,88	0,15	1,11	1,11	0,35	0,24	87,1	Кв+Пл+Би+Гр
76	2,95	0,04	1,80	0,23	1,18	0,93	0,36	0,50	86,7	Кв+Пл+Би+Гр+Корд
77	2,99	0,01	2,08	0,03	1,43	0,85	0,38	0,21	85,9	Кв+Пл+Гр+Корд+Би

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Чаустинское месторождение дистена</i>										
78	3,01	0,02	1,92	0,08	1,88	0,07	0,60	0,31	77,3	Кв+Пл+Би+Ро+Гр
79	3,12	0,02	2,06	0,02	2,00	0,12	0,63	0,29	77,3	Кв+Пл+Би+Ро+Гр
80	3,03	0,03	1,92	0,05	2,00	0,07	0,49	0,34	81,2	Кв+Пл+Би+Ро+Гр
<i>Сангиленский выступ</i>										
81	2,92	0,02	2,11	0,06	2,01	0,46	0,24	0,17	91,3	Кв+Му+Дис+Хл+Би+Гр+ +Ст
82	2,94	—	1,91	0,15	2,05	0,19	0,58	0,17	80,5	Ставролит-гранат-биотитовый сланец
<i>Тонгулакский выступ (гранаты из пегматитов)</i>										
83	2,94	0,00	2,01	0,03	0,88	1,73	0,05	0,38	98,1	Пегматит
84	2,93	0,00	2,01	0,08	1,89	0,78	0,07	0,25	97,5	»
<i>Катунско-Чуйский выступ (гранаты из пегматитов)</i>										
85	2,90	—	2,13	0,03	1,03	1,45	0,35	0,03	87,8	Пегматиты
86	2,90	—	2,20	0,06	0,64	1,89	0,18	0,04	93,5	»
87	2,96	—	2,10	0,06	1,00	1,50	0,19	0,03	93,1	»
88	2,95	—	2,12	0,06	1,57	0,77	0,36	0,12	87,0	»
89	2,92	—	2,17	0,03	1,37	1,00	0,38	0,10	86,3	»
90	2,94	—	2,13	0,04	1,60	0,86	0,37	0,03	87,1	»
91	2,96	0,02	1,99	0,11	0,50	2,25	0,10	0,03	96,6	»

момента зародышеобразования до нарастания внешних кайм. Наглядным в этом отношении является рис. 19, в левой части которого вынесены анализы рассматриваемого минерала по региону в целом, в правой определены кривые его кристаллизации и роста по отдельным комплексам.

Крайнее положение здесь занимают Шарыжалгайский выступ и Харальское поднятие. Пробы первого представляют двупироксеновую и амфиболитовую, второго — зеленосланцевую фации. Причины различий в данном случае ясны, и обсуждать мы их не будем.

Хамар-Дабанский массив, Томский, Сангиленский, Тонгулакский, Телецкий и Катунско-Чуйский выступы по давлению принадлежат к андалузит-силлиманитовому и переходному типам, максимум метаморфизма в них редко превышает эпидот-амфиболитовую фацию. Поскольку в отношении $P - T$ параметров все они сопоставимы, есть основание предполагать, что различия составов гранатов обусловлены различиями составов исходных пород. Иными словами, каждый комплекс дает свою зависимость изменения химизма гранатов от $P - T$ условий. В наших примерах максимальные различия с этой точки зрения обнаруживают Харальское поднятие, Шарыжалгайский, Сангиленский и Катунско-Чуйский выступы, все остальные занимают промежуточное положение.

АМФИБОЛЫ

Расчленение метаморфических комплексов на фации, субфации и метаморфические зоны в настоящее время осуществляется, как правило, по метапелитам. Последние многоминеральны, чутко реагируют на изменение $P - T$ условий, поэтому хорошо изучены. В отличие от метапелитов метабазиты в минералогическом отношении менее разнообразны. Они многокомпонентны, с малым числом сосуществующих минералов и, как следствие всего этого, многовариантны.

Химические анализы гранатов из метаморфических пород Бирюсинской глыбы
(Шафеев, 1973)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Σ
Нижний структурный этаж									
<i>Гранулитовая фацция</i>									
1	40,00	0,52	20,30	4,05	22,55	1,19	6,94	3,50	99,05
2	40,60	0,05	21,40	5,80	21,33	0,56	9,05	1,26	99,75
3	39,90	0,07	19,10	5,34	25,86	1,20	6,88	1,26	99,61
4	40,60	0,09	19,00	3,74	27,66	0,55	6,95	0,88	99,47
<i>Амфиболитовая фацция</i>									
5	40,20	0,49	19,00	3,25	23,35	0,95	2,38	10,09	99,71
6	40,20	—	19,60	5,90	25,29	2,40	3,88	2,24	99,51
7	40,50	—	19,60	5,39	28,45	0,75	3,41	1,40	99,50
8	39,50	—	19,40	6,21	21,19	6,85	2,26	5,32	100,73
9	39,15	0,06	20,50	1,88	29,45	0,70	5,95	1,40	99,09
10	39,60	—	19,30	4,19	29,81	1,90	3,15	2,52	100,47
11	38,00	0,01	19,10	3,42	29,88	1,10	5,33	2,66	99,50
Верхний структурный этаж									
<i>Эпидот-амфиболитовая фацция</i>									
12	40,00	0,13	20,10	0,94	32,32	0,86	3,13	2,02	99,50
13	40,00	0,16	19,80	4,75	30,46	1,41	3,03	0,84	100,45
14	40,80	0,33	19,00	7,84	27,66	0,94	2,29	1,40	100,26
15	38,80	0,33	20,10	7,45	28,44	0,95	3,69	0,84	100,60
16	39,85	0,26	20,20	5,83	28,59	0,80	2,47	2,24	100,24
17	40,50	0,11	18,60	7,62	28,88	0,90	2,10	1,12	99,83
18	38,95	0,18	20,40	2,88	28,01	2,78	4,32	2,38	99,90
19	39,80	0,13	19,20	6,75	29,02	0,45	3,28	1,40	100,03
20	38,70	0,34	19,50	2,01	32,90	1,00	4,10	0,98	99,53
21	37,80	0,30	19,80	5,78	29,29	1,28	3,60	1,40	99,25
22	40,60	0,27	19,20	2,94	30,02	0,81	3,87	2,11	99,82
23	39,30	0,10	18,60	7,13	30,67	0,75	3,71	0,28	100,54
24	38,60	0,14	19,10	7,53	28,37	0,90	3,82	2,10	100,56
<i>Эпидот-амфиболитовая+амфиболитовая фацция</i> (Соколов, 1970)									
25	36,62	0,10	21,44	0,96	32,65	0,99	4,82	1,42	99,00
26	36,70	0,60	20,47	0,61	33,10	0,86	3,60	3,27	99,21
27	36,66	0,20	18,73	0,70	36,00	0,69	3,91	2,58	99,47
28	37,12	0,15	19,75	0,95	30,60	4,48	3,89	3,27	100,21

Примечание. 1 — мусковитизированный гранат-биотитовый гнейс; 2, 3, 5, 7—11 — гранат-биотитовый гнейс; 4 — гранат-биотитовый мигматит; 6 — гранат-биотитовый мусковитизированный гнейс; 12, 16, 17 — ставролит-дистен-гранат-двуслюдной сланец; 13—15 — ставролит-гранат-двуслюдной сланец; 18, 19 — дистен-гранат-двуслюдной сланец; 20 — дистен-гранат-биотитовый гнейс; 21 — дистен-гранат-двуслюдной гнейс; 22—24 — дистен-гранат-двуслюдной сланец; 25 — гранат-биотит-гиперстеновый гнейс; 26 — биотит-гранат-дистеновый бластоцит; 27 — ставролит-гранат-дистеновая порода; 28 — гранат-биотитовый гнейс.

Таблица 65

Химические анализы гранатов из метаморфических пород Шутхулайской глыбы
(Хильтова, Крылов, 1966)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Σ
	Si	Ti	Al	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Mn	Mg	Ca	
1	37,44	0,76	21,20	1,39	17,64	11,35	0,58	10,04	100,40
	2,97	0,04	1,98	0,08	1,17	0,76	0,07	0,85	
2	38,38	0,38	19,82	0,20	30,94	5,54	2,00	3,40	100,66
	3,06	0,02	1,88	0,03	2,05	0,37	0,24	0,29	
3	37,42	0,32	21,28	0,20	29,16	2,55	3,72	6,00	100,65
	2,98	0,02	1,96	0,03	1,93	0,17	0,44	0,51	

Примечание. 1 — гранат-биотитовый порфиروبластовый сланец; 2 — гранат-биотитовый сланец; 3 — гранатовый амфиболит.

Рентгеноспектральные анализы гранатов из метаморфических

№ п/п	SiO ₂	Si	Al ₂ O ₃	Al	FeO	Fe	MnO	Mn	MgO
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

Томский

1	37,49	3,02	20,98	1,99	32,36	2,18	1,58	0,11	2,78
	37,92	3,02	21,39	2,00	32,03	2,13	1,22	0,08	2,70
	37,45	3,03	20,79	1,98	32,05	2,17	1,40	0,10	2,83
2	37,14	3,00	20,05	1,92	24,65	1,66	7,48	0,51	1,09
	38,29	3,02	20,23	1,88	20,30	1,34	6,19	0,41	0,53
3	37,18	2,95	20,18	1,88	21,45	1,42	8,32	0,56	0,74
	37,45	3,04	20,60	1,97	31,88	2,16	1,63	0,11	2,71
	37,56	3,03	21,15	2,01	31,37	2,12	1,55	0,11	2,84
	37,44	3,05	20,54	1,97	32,04	2,18	1,50	0,10	2,71

Тонгулакский

4	38,30	3,02	22,11	2,06	23,61	1,55	11,27	0,75	4,03
5	38,43	3,05	19,25	1,80	20,69	1,37	9,33	0,63	0,30
6	38,28	3,02	22,88	2,13	22,72	1,50	10,97	0,73	4,06
7	38,42	3,07	21,07	1,98	25,23	1,69	7,20	0,49	4,40
8	38,08	3,09	20,63	1,97	28,73	1,95	6,73	0,46	2,40
9	38,04	3,07	20,71	1,97	29,23	1,97	6,40	0,44	2,34
10	38,61	3,05	21,18	1,97	28,79	1,90	6,23	0,42	3,52
11	38,51	3,08	21,09	1,99	28,86	1,93	4,48	0,30	3,50
12	38,14	3,07	21,02	2,00	20,98	1,41	14,51	0,99	1,81
					23,03		11,94		2,00
13	39,05	3,09	21,37	1,99	26,33	1,74	9,31	0,62	2,61
	38,05	3,07	21,12	2,01	26,33	1,78	8,45	0,58	2,21
14	38,40	3,09	20,95	1,99	19,82	1,34	14,80	1,01	2,17
					21,32		11,42		2,50
15	38,63	3,08	20,82	1,96	20,86	1,39	15,83	1,07	1,74
					23,38		11,95		2,20
16	38,65	3,06	21,43	2,01	30,28	2,01	2,87	0,19	4,58
					30,43		5,29		3,11

Телецкий

17	37,54	3,01	21,06	1,99	29,39	1,97	8,84	0,60	2,50
					30,83		5,49		2,72
18	38,01	3,03	21,38	2,01	30,07	2,01	6,16	0,42	3,05
					29,50		4,10		3,10
19	37,43	3,06	20,74	2,00	23,94	1,64	11,28	0,78	2,39
20	37,87	3,07	21,03	2,01	28,02	1,90	7,28	0,50	2,30
					30,34		5,38		2,59
21	37,99	3,05	20,72	1,96	29,87	2,01	6,21	0,42	2,92
					31,25		5,23		2,95
22	37,26	3,04	20,80	2,00	29,19	2,00	6,69	0,46	2,44
					29,22		4,97		2,50
23	38,12	3,06	21,36	2,02	29,50	1,98	6,35	0,43	2,48
					30,91		3,94		2,71
24	38,42	3,07	21,38	2,02	29,91	2,00	6,18	0,42	2,73
					32,09		4,40		2,99
25	38,74	3,08	21,06	1,98	25,57	1,70	9,55	0,64	2,39
					28,17		6,34		2,90
26	37,04	2,99	20,21	1,92	25,71	1,74	11,87	0,81	3,58
					24,93		13,67		3,09
27	37,66	3,05	20,54	1,96	25,84	1,75	8,55	0,59	3,54
					25,08		9,85		3,05

пород Алтае-Саянской складчатой области

Mg	CaO	Ca	Σ	Место взятия пробы	Парагенезис
11	12	13	14	15	16

выступ

0,33	4,40	0,35	99,29	Ташелгино-Майзасская зона	Кв+Пл+Би+Гр
0,32	5,03	0,43	100,29		
0,34	4,02	0,35	98,54	»	Кв+Пл+Би+Гр
0,15	9,67	0,84	100,08		
0,06	15,52	1,31	101,06	»	Кв+Пл+Би+Гр
0,09	14,35	1,22	102,22		
0,33	4,21	0,37	98,48	»	Кв+Пл+Би+Гр
0,34	4,01	0,35	98,48		
0,33	3,94	0,34	98,17		

выступ

0,47	1,05	0,09	100,37	Верховья р. Куркурек	Кв+Пл+Би+Корд+Сил+ +Ст+Гр
0,03	13,56	1,15	101,56	»	Кв+Пл+Би+Гр
0,48	1,06	0,09	99,97	»	Кв+Пл+Би+Корд+Сил+ +Ст+Гр
0,53	2,19	0,19	98,51	Р. Теравжик	Кв+Пл+Би+Гр
0,29	1,69	0,15	98,26	Р. Н. Ильдугем	Кв+Пл+Би+Гр
0,28	2,52	0,22	99,24	»	Кв+Пл+Би+Гр
0,41	2,49	0,21	100,82	»	Кв+Пл+Би+Гр
0,41	2,49	0,21	98,93	»	Кв+Пл+Би+Гр
0,22	2,90	0,25	99,36	»	Кв+Пл+Би+Гр
	2,83			»	
0,31	2,02	0,17	100,69	»	Кв+Пл+Би+Гр
0,27	2,56	0,22	98,72	Тракт Акташ—Усть-Улаган	Кв+Пл+Би+Корд+Гр
0,26	2,61	0,22	98,75		
0,21	2,81	0,24	100,69	»	Кв+Пл+Би+Корд+Гр
	2,97				
0,54	1,39	0,12	99,20	Р. Н. Ильдугем	Кв+Пл+Би+Гр
	1,61				

выступ

0,30	1,62	0,14	100,95	Восточное побережье Телецкого озера	Кв+Би+Пл+Корд+Гр
	1,54			Там же	Кв+Пл+Би+Корд+Гр
0,36	1,53	0,13	100,20		
	1,80			»	Кв+Пл+Би+Корд+Гр
0,29	2,06	0,18	97,84		
0,28	1,96	0,17	98,46	Восточное побережье Телецкого озера	Кв+Пл+Би+Корд+Гр
	2,14			Там же	Кв+Пл+Му+Би+Корд+ +Гр
0,35	2,00	0,17	99,71		
	2,40			»	Кв+Пл+Му+Би+Корд+Гр
0,30	1,89	0,17	98,27		
	1,93			»	Кв+Пл+Би+Корд+Гр
0,30	1,62	0,14	99,43		
	1,54			»	Кв+Пл+Би+Гр
0,33	1,07	0,09	99,69		
	0,80			»	Кв+Пл+Би+Гр
0,29	2,84	0,24	100,15		
	2,52			»	Кв+Пл+Би+Корд+Ст+ +Гр
0,43	2,01	0,17	100,42		
	2,13			»	Кв+Пл+Би+Корд+Ст+ +Гр
0,43	2,02	0,18	98,15		
	2,13				

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Катунско-Чуйский</i>									
28	37,47	3,17	19,28	1,92	28,85	1,42	8,67	0,59	3,89
29	36,88	2,99	20,51	1,96	19,52	1,32	16,75	1,15	3,02
					23,56		16,92		2,90
					22,49		16,74		2,94
30	37,55	2,98	21,53	2,02	18,54	1,23	16,70	1,12	3,19
					19,18		17,15		3,30
					18,67		16,55		3,05
31	36,94	2,96	20,50	1,93	17,75	1,19	19,20	1,30	2,27
	36,91	2,98	20,58	1,95	19,52	1,31	17,42	1,19	3,33
	36,94	2,96	20,61	1,95	19,27	1,29	18,37	1,25	3,33
32	37,24	3,05	19,84	1,91	16,88	1,15	17,15	1,19	2,43
	37,29	3,01	20,93	1,99	18,42	1,24	17,06	1,17	3,30
	36,43	3,00	20,15	1,95	18,58	1,28	17,11	1,19	3,24
33	36,78	2,98	20,68	1,97	18,76	1,27	17,51	1,21	3,20
	37,57	3,00	21,14	1,99	19,20	1,28	18,20	1,23	2,85
	36,95	2,99	20,77	1,98	18,25	1,23	18,20	1,25	3,07
34	37,84	3,02	20,43	1,92	17,41	1,16	18,76	1,27	2,26
	36,96	2,98	20,36	1,95	19,10	1,29	17,43	1,19	3,33
	36,94	2,99	20,54	1,96	18,88	1,28	17,44	1,19	3,22
35	37,85	3,04	20,28	1,92	20,38	1,37	16,92	1,14	3,17
					23,34		12,33		3,82
					23,17		12,24		3,55
36	37,21	3,00	20,45	1,95	20,06	1,35	9,61	0,66	0,23
	37,53	2,99	20,68	1,94	24,74	1,65	6,08	0,41	0,33
	36,72	2,97	20,40	1,94	26,36	1,78	4,49	0,31	0,36
37	36,93	2,98	20,44	1,94	17,16	1,16	18,59	1,27	2,26
	37,81	3,00	21,16	1,98	18,73	1,24	17,38	1,16	3,43
	37,84	2,99	21,19	1,97	18,40	1,22	18,38	1,23	3,44
38	36,78	2,97	21,01	2,00	19,61	1,32	17,36	1,19	3,80
					21,11		16,43		4,26
					18,99		16,49		3,79
39	37,42	3,05	20,21	1,94	24,41	1,66	13,09	0,90	2,18
					25,55		10,66		3,23

«Грапатовые амфиболиты»

40	38,87	3,05	21,23	1,97	22,01	1,45	14,09	0,94	2,90
----	-------	------	-------	------	-------	------	-------	------	------

Харальское

41	37,87	3,02	20,82	1,96	19,38	1,30	17,72	1,20	3,82
					20,47		17,26		4,29
					19,90		16,94		4,22
42	36,57	2,98	20,61	1,98	17,64	1,20	12,06	0,83	0,21
					22,49		12,63		0,36
					16,59		10,12		0,22
43	37,06	3,01	20,67	1,98	14,42	0,98	14,16	0,98	0,16
					20,60		8,44		0,32
					19,86		9,00		0,24
44	37,28	3,00	20,50	1,94	16,64	1,12	12,93	0,88	0,21
					23,11		6,88		0,37
					22,07		7,31		0,35
45	37,22	3,02	20,49	1,96	15,61	1,06	10,43	0,72	0,18
					21,16		7,09		0,37
					22,16		7,35		0,39
46	36,90	3,00	20,25	1,95	16,80	1,15	12,01	0,83	0,18
					21,16		7,59		0,29
					20,29		8,65		0,25
47	36,39	2,94	20,99	2,00	21,69	1,47	8,55	0,59	0,31
	36,66	2,94	21,17	2,00	25,55	1,71	4,87	0,33	0,40
	35,61	2,92	20,63	1,99	24,07	1,65	6,04	0,42	0,38

Сангиленский

48	37,33	3,04	20,39	1,96	25,85	1,76	11,29	0,78	2,16
49	37,32	3,04	20,44	1,96	28,89	1,96	6,66	0,50	3,00

11	12	13	14	15	16
<i>выступ</i>					
0,47	2,14	0,19	100,30	Южно-Чуйский хребет	Кв+Пл+Корд+Гр
0,36	2,84	0,25	99,52		
	2,62			»	Кв+Пл+Корд+Гр
	2,13			»	Кв+Пл+Корд+Гр
0,37	3,22	0,27	100,73	»	Кв+Пл+Корд+Гр
	2,10				
	2,51				
0,27	4,91	0,42	101,57	»	Кв+Пл+Корд+Гр
0,40	2,59	0,22	100,35		
0,40	2,59	0,22	101,11		
0,30	4,61	0,40	98,15	»	Кв+Пл+Корд+Гр
0,40	2,26	0,20	99,26		
0,40	2,39	0,21	97,90		
0,39	2,59	0,22	99,52	Катунский хребет	Кв+Пл+Бп+Гр
0,34	2,04	0,17	101,00		
0,37	2,35	0,20	99,59		
0,27	4,62	0,39	101,32	Южно-Чуйский	Кв+Пл+Корд+Гр
0,40	2,59	0,22	99,77		
0,40	2,59	0,22	99,61		
0,38	1,84	0,16	100,44	Катунский	Кв+Пл+Бп+Гр
	2,29				
	1,88				
0,03	11,99	1,04	99,55	Южно-Чуйский хребет	Кв+Пл+Корд+Гр
0,04	11,81	1,01	101,17		
0,04	11,80	1,02	100,13		
0,27	4,91	0,42	100,29	»	Кв+Пл+Корд+Гр
0,41	2,53	0,21	101,04		
0,40	2,52	0,21	101,77		
0,46	1,17	0,10	99,73	Катунский хребет	Кв+Пл+Корд+Гр
	1,23				
	1,22				
0,26	1,74	0,15	99,05	Южно-Чуйский	Кв+Пл+Корд+Гр
	1,83				
<i>Чаган-Узун</i>					
0,34	2,56	0,22	101,66	Пос. Чаган-Узун	Кв+Пл+Бп+Ро+Гр
<i>поднятие</i>					
0,46	0,76	0,06	100,37	Левобережье р. Бпй-Хем	Кв+Пл+Хл+Му+Бп+Гр
	0,87				
	0,78				
0,02	11,61	1,01	98,70	»	Кв+Пл+Хл+Му+Бп+Гр
	12,15				
	13,01				
0,02	11,99	1,04	98,46	»	Кв+Пл+Хл+Му+Бп+Гр
	12,78				
	12,66				
0,02	12,43	1,07	99,99	»	Кв+Пл+Хл+Му+Бп+Гр
	12,74				
	13,10				
0,02	13,92	1,21	97,85	»	Кв+Пл+Хл+Му+Бп+Гр
	12,35				
	12,65				
0,02	12,31	1,07	98,45	»	Кв+Пл+Хл+Му+Бп+Гр
	12,70				
	12,66				
0,04	11,97	1,04	99,90	»	Кв+Пл+Хл+Му+Бп+Гр
0,05	11,84	1,02	100,49		
0,05	11,98	1,05	98,71		
<i>выступ</i>					
0,26	2,24	0,19	99,26	Верховья р. Балыктыг-Хем	Кв+Пл+Хл+Бп+Гр
0,36	2,39	0,21	98,70	»	Кв+Пл+Бп+Ро+Кум+Гр

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
50	37,41	3,03	20,16	1,93	31,79	2,16	2,82	0,19	4,25
51	38,48	3,02	21,30	1,97	34,51	2,26	1,65	0,11	4,87
					35,02		1,88		4,69
					34,94		1,72		3,51
52	38,00	3,02	21,29	1,99	34,04	2,26	2,21	0,15	4,14
					34,80		2,21		4,31
					34,79		2,28		4,32
53	37,64	2,99	21,19	1,98	30,38	2,02	4,94	0,33	2,38
					30,28		5,31		2,31
					30,34		5,67		2,04
54	37,14	3,02	20,66	1,98	31,50	2,14	7,72	0,53	1,76
					34,66		5,42		2,05
					34,59		5,57		2,02
55	36,81	3,01	20,88	2,01	31,62	2,16	6,29	0,43	2,23
	36,43	2,99	20,63	2,00	33,20	2,28	5,04	0,35	2,31
	36,49	2,98	20,68	1,99	33,83	2,31	5,03	0,35	2,31
56	36,88	2,98	21,34	2,03	31,13	2,10	8,07	0,55	1,99
					34,04		5,36		2,35
					33,35		6,07		2,34
57	36,11	2,98	20,51	1,99	31,22	2,15	7,15	0,50	2,17
	36,98	2,98	21,13	2,09	33,40	2,25	5,55	0,38	2,37
	36,92	3,00	21,07	2,02	32,65	2,22	5,55	0,38	2,36
58	37,43	3,03	20,81	1,99	31,17	2,11	6,72	0,46	1,96
	37,02	3,03	20,64	1,99	33,10	2,27	4,92	0,34	2,06
	37,00	3,03	20,63	1,99	32,92	2,26	4,92	0,34	2,06
59	37,01	3,01	20,53	1,97	29,42	2,00	10,08	0,70	1,65
	37,16	3,00	20,69	1,97	32,30	2,18	7,99	0,55	1,77
	37,03	3,03	20,48	1,97	31,19	2,13	7,79	0,54	1,76
60	38,32	3,06	21,25	2,00	32,20	2,15	4,81	0,32	2,21
	36,52	3,00	20,52	1,99	34,15	2,35	4,09	0,29	2,29
	36,49	3,01	20,49	1,99	33,80	2,33	4,10	0,29	2,28
61	36,95	3,05	20,45	1,99	30,35	2,09	6,39	0,45	1,98
	37,47	3,01	20,94	1,98	33,85	2,27	5,47	0,37	2,16
	36,36	3,00	20,29	1,97	33,11	2,29	5,42	0,38	2,11
62	37,11	3,05	20,52	1,99	29,32	2,02	8,57	0,60	1,83
					31,94		6,35		2,07
					31,70		6,34		1,88
63	37,24	3,04	20,44	1,97	31,24	2,13	7,82	0,54	1,98
	38,71	3,08	21,20	1,99	32,07	2,13	6,03	0,46	2,18
	36,52	3,02	20,12	1,96	32,37	2,24	6,50	0,46	2,03
64	37,16	3,02	20,70	1,98	31,78	2,16	7,59	0,52	2,07
					34,08		4,92		2,54
					33,68		5,44		2,25
65	37,16	3,02	20,52	1,96	31,26	2,12	7,81	0,54	1,84
	37,58	3,01	20,72	1,96	33,46	2,24	6,46	0,44	2,14
	37,35	3,03	20,35	1,94	33,08	2,24	6,43	0,44	2,01
66	37,22	3,04	20,65	1,99	31,63	2,16	5,92	0,41	2,05
	38,47	3,04	21,63	2,01	34,07	2,25	4,35	0,29	2,42
	38,43	3,04	21,60	2,02	33,67	2,23	4,36	0,29	2,42
67	36,20	2,98	20,75	2,01	31,95	2,20	7,03	0,49	2,11
					33,71		5,02		2,35
					33,91		5,28		2,20
68	37,41	3,00	21,67	2,04	31,23	2,09	6,78	0,46	2,00
					33,78		4,84		2,31
					33,29		4,78		2,30
69	37,21	3,00	21,12	2,01	32,77	2,21	6,32	0,43	2,04
					34,12		4,90		2,46
					34,05		4,90		2,46
70	37,51	3,01	21,41	2,03	30,12	2,02	8,19	0,56	2,02
					32,45		5,71		2,39
					32,57		5,71		2,39
71	37,21	3,02	20,52	1,96	34,27	2,32	4,98	0,34	2,32
					35,43		4,91		2,37
					34,49		4,74		2,13
72	37,25	2,99	21,02	1,99	34,03	2,28	4,89	0,33	2,59
					35,07		4,91		2,46
					35,31		4,91		2,46

11	12	13	14	15	16
0,51	2,06	0,18	98,49	Верховья р. Балыктыг-Хем Р. Нарын	Кв+Пл+Би+Корд+Гр Кв+Пл+Му+Би+Гр
0,57	0,84	0,07	101,65		
	0,91				
	0,76				
0,49	0,88	0,08	100,56	»	Кв+Пл+Му+Би+Корд+ +Сил+Гр
	0,95				
	0,95				
0,28	4,98	0,42	101,51	»	Кв+Пл+Му+Гр+Би
	4,73				
	4,66				
0,21	1,32	0,12	100,10	Район Ара-Булак—Марат— Качик	Кв+Пл+Му+Би+Гр+Хл
	1,09				
	1,05				
0,27	1,30	0,11	99,13	Там же	Кв+Пл+Му+Би+Гр+Хл
0,28	1,23	0,11	98,84		
0,28	1,23	0,11	99,57		
0,24	1,34	0,12	100,75	»	Кв+Пл+Му+Би+Хл+Гр
	0,89				
	0,89				
0,27	1,47	0,13	98,63		Кв+Пл+Му+Би+Гр+Хл
0,29	1,16	0,10	100,59		
0,29	1,16	0,10	99,71		
0,24	1,57	0,14	99,66	»	Кв+Пл+Му+Би+Хл+Гр
0,25	1,06	0,09	98,80		
0,25	1,06	0,09	98,59	»	
0,20	1,33	0,11	100,02	»	Кв+Пл+Му+Би+Гр+Хл
0,21	1,17	0,10	101,08		
0,21	1,21	0,11	99,46		
0,26	1,71	0,15	100,50	»	Кв+Пл+Му+Би+Гр+Хл
0,28	1,15	0,10	98,72		
0,28	1,15	0,10	98,31		
0,24	1,64	0,14	97,76	»	Кв+Пл+Му+Би+Гр
0,26	1,42	0,12	101,31		
0,26	1,27	0,11	98,56		
0,22	0,76	0,07	98,11	»	Кв+Пл+Му+Би+Гр
	0,72				
	0,71				
0,24	0,63	0,06	99,35	»	Кв+Пл+Му+Би+Гр
0,26	0,73	0,06	100,92		
0,25	0,66	0,06	98,20		
0,25	0,84	0,07	100,14	Район Ара-Булак—Марат— Качик	Кв+Пл+Му+Би+Гр+Хл
	0,73				
	0,88				
0,22	1,66	0,14	100,25	Там же	Кв+Пл+Му+Би+Гр
0,26	1,13	0,10	101,49		
0,24	1,15	0,10	100,37		
0,25	1,16	0,10	98,63	»	Кв+Пл+Му+Би+Гр
0,28	0,98	0,08	101,92		
0,29	0,98	0,08	101,46		
0,26	1,01	0,09	99,05	»	Кв+Пл+Му+Би+Гр
	0,80				
	0,85				
0,24	1,80	0,15	100,89	»	Кв+Пл+Му+Би+Гр
	1,48				
	1,48				
0,25	1,26	0,11	100,72	»	Кв+Пл+Му+Би+Ст+Гр
	1,05				
	1,06				
0,24	1,38	0,12	100,63	»	Кв+Пл+Му+Би+Гр
	1,11				
	1,11				
0,28	0,96	0,08	100,26	»	Кв+Пл+Му+Би+Гр
	1,04				
	0,94				
0,31	1,35	0,11	101,13	»	Кв+Пл+Му+Би+Гр
	0,85				
	0,88				

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10				
73	36,15	2,99	20,00	1,95	33,44	2,31	5,53	0,39	2,30				
					34,44		5,06		2,38				
					34,24		5,08		2,14				
74	36,98	3,02	20,63	1,99	32,93	2,25	5,76	0,40	2,26				
					21,28		2,01		33,63	2,26	4,84	0,33	2,45
					20,26		1,96		33,49	2,30	5,16	0,36	2,29
75	37,19	3,02	20,64	1,98	32,79	2,27	5,02	0,35	2,21				
					20,84		1,97		34,23	2,29	4,31	0,29	2,32
					20,47		1,97		34,48	2,35	4,01	0,28	2,29
76	36,93	3,00	20,44	1,96	30,71	2,09	7,51	0,52	2,58				
					20,62		1,97		31,62	2,14	7,25	0,50	2,68
					20,37		1,95		32,07	2,18	7,17	0,49	2,70
77	37,65	3,06	20,08	1,92	31,47	2,14	6,49	0,45	2,60				
					20,08		1,94		31,56	2,16	6,45	0,45	2,54
					20,54		1,97		32,55	2,21	6,29	0,43	2,52
78	37,40	3,02	20,75	1,97	33,07	2,23	1,53	0,10	5,00				
					20,69		1,95		33,38	2,23	1,69	0,11	4,98
					21,13		2,00		33,43	2,25	4,19	0,29	2,33
79	37,61	3,02	20,53	1,98	34,63	2,10	3,87	0,54	2,68				
					34,70		3,87		2,68				
					30,77		2,10		7,83	0,54	2,10		
80	36,99	3,02	20,53	1,98	33,92	2,10	5,38	0,54	2,14				
					33,73		4,91		2,09				
					27,93		1,91		7,73	0,54	1,14		
81	37,14	3,04	20,19	1,95	30,82	1,91	5,58	0,54	1,97				
					31,33		5,49		1,82				
					24,43		1,66		12,17	0,84	1,46		
82	37,07	3,02	20,40	1,96	30,84	1,66	7,93	0,84	1,97				
					31,64		7,47		1,91				
					20,17		1,37		14,04	0,97	1,75		
83	37,32	3,04	20,99	2,01	20,44	1,37	14,53	0,97	3,12				
					20,94		13,96		3,06				
					28,51		1,93		6,95	0,48	3,33		
84	37,68	3,05	20,78	1,98	29,80	1,93	7,37	0,48	3,46				
					29,88		7,02		3,50				
					30,52		2,07		8,17	0,56	2,45		
85	37,22	3,01	20,54	1,96	33,18	2,24	5,46	0,37	2,54				
					20,06		1,91		33,87	2,29	5,47	0,37	2,51
					20,38		1,94		31,16	2,10	7,98	0,54	1,93
86	37,51	3,02	20,71	1,96	33,39	2,10	6,66	0,54	2,18				
					33,65		6,10		2,08				
					20,36		1,95		31,43	2,13	7,82	0,54	2,35
87	37,27	3,03	20,64	1,97	32,99	2,24	5,28	0,36	2,15				
					20,15		1,94		33,00	2,26	5,63	0,39	2,05
					20,34		1,96		27,24	1,86	10,70	0,74	1,09
88	36,58	2,99	20,34	1,96	33,76	1,86	5,20	0,74	1,85				
					33,17		5,54		1,72				
					27,74		1,79		1,22	0,08	8,37		
89	39,08	3,01	21,91	1,99	28,82	1,87	1,22	0,08	7,42				
					21,75		1,99		1,22	0,08	7,42		
					21,76		1,99		28,46	1,85	1,25	0,08	7,90

Примечание. Анализы 48—50 заимствованы из работы Е. Н. Ушаковой с соавторами являются однородными. Во всех других случаях верхняя строка представляет состав монокристалла

В Алтае-Саянской складчатой области метабазиты пользуются широким распространением. Причем известны комплексы с преимущественным развитием основных пород, например, Томский и Терсинский выступы в Кузнецком Алатау и Горной Шории, и такие, содержание амфиболитов в которых составляет 5—10% (Телецкий, Чулышманский и другие выступы в Горном Алтае).

В настоящем разделе обобщаются данные по химизму амфиболов из метаморфитов, включающих Шарыжалгайский, Томский, Телецкий,

11	12	13	14	15	16
0,28	1,24 0,84 0,77	0,11	98,66	»	Кв+Пл+Му+Би+Гр
0,28	0,66	0,06	99,22	»	Кв+Пл+Му+Би+Гр
0,29	0,57	0,05	100,54		
0,28	0,54	0,05	98,68		
0,27	1,81	0,16	99,66	»	Кв+Пл+Би+Гр
0,28	1,71	0,15	101,18		
0,28	1,53	0,13	99,61		
0,31	1,80	0,16	99,97	»	Кв+Пл+Му+Би+Гр
0,32	1,11	0,10	100,15		
0,33	0,90	0,08	100,12	Район Ара-Булак—Марат —	Кв+Пл+Му+Би+Гр
0,31	1,15	0,10	99,44	Качик	
0,31	0,77	0,07	98,57		
0,31	0,84	0,07	99,83	Там же	Кв+Пл+Би+Гр
0,60	0,81	0,07	98,56		
0,59	0,86	0,07	99,56		
0,28	1,67 1,14	0,14	100,36	Р. Улор	Кв+Пл+Му+Би+Гр
0,26	1,14 0,95 1,28	0,08	99,17	»	Кв+Пл+Му+Би+Корд+ +Ст+Анд+Гр
0,14	1,51 4,50	0,39	98,63	»	Кв+Пл+Му+Би+Ст+ +Корд+Гр
0,18	2,71 2,40 4,08	0,36	99,61	»	Кв+Пл+Би+Ст+Анд+Гр
0,22	1,73 1,61 3,90	0,34	98,17	»	Кв+Пл+Му+Би+Корд+ +Ст+Гр
0,40	2,62 2,96 1,30 1,45 1,52	0,11	98,55	Р. Морен	Кв+Пл+Му+Би+Гр
0,30	1,24	0,11	100,14	Р. Улор	Кв+Пл+Му+Би+Ст+Гр
0,31	1,39	0,12	100,07	»	
0,30	1,65	0,14	100,90	»	
0,23	1,62 1,11 0,85	0,14	100,91	»	Кв+Пл+Му+Би+Ст+Гр
0,28	0,82	0,07	100,05	»	Кв+Пл+Му+Би+Ст+Гр
0,26	1,46	0,13	99,89	»	
0,25	1,53	0,13	99,17	»	
0,13	3,85	0,34	99,80		Кв+Пл+Му+Би+Корд+ +Ст+Гр
0,96	2,58 2,63 1,91	0,16	100,23	Район Бий-Хем	Кв+Пл+Би+Гр
0,86	1,95	0,16	100,03		
0,91	2,18	0,18	100,21		

(1975), все остальные — по материалам автора. Образцы, охарактеризованные одним анализом, в центре, две (одна) следующие — по краям.

Чулышманский, Катунско-Чуйский, Тонгулакский, Джебашский, Сангиленский выступы, Бирюсинскую и Канскую глыбы, «гранатовые амфиболиты» Чаган-Узуна и Чаустиновское месторождение дистена (табл. 69—71; рис. 20, 21).

Шарыжалгайский выступ охарактеризован 9 химическими анализами, из них 8 — роговые обманки, 1 — жедрит. На графике $Al^{IV}-Al^{VI}$ (Костюк, 1970) точки составов располагаются вблизи доверительных интервалов эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и двулироксеновой фа-

Средние составы гранатов из метаморфических

Статистич. параметр	FeO *	MnO	MgO	CaO	FeO	MnO	MgO	CaO	FeO	MnO
	<i>Шарыжсалгайский выступ (n=19)</i>				<i>Бирюсинская и Канская глыбы (n=29)</i>				<i>Бирюсинский ком</i>	
\bar{X}	29,43	1,18	5,34	4,77	32,60	1,39	4,09	2,16	29,87	1,65
$(t_{0,5})_{\pm}$	1,60	0,31	0,97	1,58	2,62	0,46	0,64	0,71	1,98	1,48
x_{\max}	36,21	2,92	11,05	13,88	37,83	6,85	6,95	10,09	33,54	6,85
x_{\min}	22,73	0,33	1,32	1,08	26,16	0,45	1,68	0,10	26,16	0,55
S	3,56	0,69	2,16	3,52	2,98	1,23	1,69	1,86	3,00	1,82
	<i>Шутхулайская глыба (n=3)</i>				<i>Сангиленский Разрез по р. Нарын (n=6) Район Улор</i>					
\bar{X}	26,05	6,48	2,10	6,48	33,17	3,05	3,79	2,22	30,19	7,43
$(t_{0,5})_{\pm}$	12,14	8,14	2,85	6,07	2,22	1,63	1,15	2,05	1,68	1,26
x_{\max}	32,76	11,35	3,72	10,04	35,02	5,31	4,87	4,98	34,66	14,24
x_{\min}	18,68	2,55	0,58	3,40	30,28	1,65	2,31	0,84	20,17	2,79
S	6,64	4,48	1,57	3,34	2,22	1,63	1,15	2,05	4,02	3,02
	<i>Дербинский антиклинарий (n=4)</i>				<i>Хамар-Дабанский массив (n=18)</i>				<i>Харальское</i>	
\bar{X}	25,44	3,07	3,86	7,27	29,95	3,63	5,94	1,43	19,61	9,96
$(t_{0,5})_{\pm}$	3,61	2,43	3,31	7,98	1,35	1,27	1,17	0,25	2,01	1,72
x_{\max}	28,35	5,69	6,52	12,50	36,53	8,16	8,85	2,54	24,07	14,16
x_{\min}	22,20	2,10	1,32	2,02	25,00	0,48	1,87	0,40	14,42	6,04
S	2,59	1,75	2,38	5,74	2,92	2,74	2,54	0,53	3,19	2,72
	<i>Тонгулакский выступ (n=28)</i>				<i>Телецкий выступ (n=21)</i>				<i>Катунско-</i>	
\bar{X}	26,28	7,95	3,01	2,17	28,54	7,25	2,81	1,87	21,11	14,45
$(t_{0,5})_{\pm}$	1,29	1,46	0,50	0,25	1,02	1,15	0,15	0,19	1,07	1,31
x_{\max}	30,43	15,83	6,10	3,51	32,09	13,67	3,58	2,84	28,85	19,20
x_{\min}	19,82	2,87	1,74	1,05	23,94	3,94	2,30	0,80	16,88	4,49
S	3,42	3,87	1,32	0,65	2,39	2,70	0,36	0,45	3,22	3,94

* Трехвалентное железо пересчитано на двухвалентное.

ций. Однако если исключить отсюда образцы из полиметаморфических пород (№ 4—6, 8), остальные по количеству алюминия в четверной и шестерной координациях попадают в область гранулитовой фации.

Канская и Бирюсинская глыбы по глиноземности амфиболов обнаруживают большой разброс (см. рис. 20), но \bar{X} приходится на эпидот-амфиболитовую фацию с некоторым смещением в сторону высоких содержаний Al^{VI} .

Томский выступ представлен 12 образцами. Отобраны они из метабазитов конжинской свиты, т. е. из относительно высокотемпературных пород. Один из анализов ложится в доверительный интервал гранулитовой фации, два — амфиболитовой, остальные — ниже. Иными словами, большая часть соответствует амфиболам эпидот-амфиболитовой фации.

Джебашский выступ сложен метаморфическими образованиями зеленосланцевой (преобладают) и эпидот-амфиболитовой фаций. По содержанию глинозема пробы тяготеют к амфиболитовой фации.

Тонгулакский выступ по условиям метаморфизма сопоставим с рассмотренным ранее Томским. Отличается он от него литологией метаморфитов. Здесь преобладают метапелиты. По $Al^{IV} - Al^{VI}$ роговые обманки

комплексов Алтае-Саянской складчатой области

MgO	CaO	FeO	MnO	MgO	CaO	FeO	MnO	MgO	CaO
<i>глыба (ниж-плекс) (n=11)</i>		<i>Бирюсинская глыба (верхний ком-плекс) (n=13)</i>				<i>Онотский грабен (n=2)</i>			
5,10	2,96	34,34	1,06	3,34	1,47	32,64	2,26	3,19	3,12
1,47	1,76	0,94	0,34	0,41	0,39	3,63	0,58	2,48	3,80
9,05	10,09	37,02	2,78	4,32	2,38	33,48	2,39	3,72	3,93
2,26	0,88	30,57	0,45	2,10	0,28	31,80	2,13	2,66	2,31
2,23	2,66	1,57	0,56	0,69	0,65	1,20	0,18	0,75	1,14
в ы с т у п (n=18)		<i>Район Ара-Булак—Качик (n=50) Верховья р. Балыктыг-Хем (n=3)</i>							
2,30	2,06	32,57	5,95	2,31	1,15	28,84	6,92	3,14	2,23
0,36	0,46	0,39	0,44	0,17	0,09	5,40	7,70	1,91	0,95
4,90	4,50	35,19	10,08	5,00	1,81	31,79	11,29	4,25	2,39
1,09	0,82	29,32	1,53	1,65	0,55	25,50	2,82	2,16	2,06
0,84	1,11	1,42	1,57	0,60	0,33	2,97	4,24	1,05	0,17
<i>поднятие (n=12)</i>		Томский выступ <i>Металелиты (n=9)</i>				<i>Метабазиты (n=4)</i>			
0,28	12,47	31,60	2,02	3,04	3,14	16,94	10,94	1,21	13,10
0,05	0,39	0,93	1,75	1,02	0,70	10,09	4,91	0,53	3,36
0,38	13,92	33,26	8,13	5,12	4,21	24,65	14,08	1,59	15,14
0,16	11,61	29,10	0,60	0,47	1,92	9,45	7,48	0,74	9,67
0,09	0,62	1,24	2,32	1,35	0,93	7,26	3,53	0,38	2,42
<i>Чуйский выступ (n=35)</i>		<i>Чаустинское месторождение дистена (n=3)</i>				<i>«Гранатовые амфиболиты» Чаган-Узуна (n=1)</i>			
3,05	3,16	30,33	1,24	4,73	3,62	22,01	14,09	2,90	2,56
0,30	0,82	1,34	0,67	1,09	0,62				
4,70	11,99	31,07	1,67	5,14	3,95				
0,23	0,10	29,36	1,02	4,04	3,27				
0,90	2,46	0,86	0,37	0,60	0,34				

(их 8, 9-й — куммингтонит) располагаются между доверительными эллипсами зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Отметим также, что с переходом от низкотемпературных зон к высокотемпературным количество алюминия в амфиболах закономерно возрастает главным образом за счет ΣAl и Al^{IV} (см. табл. 70; пробы сверху вниз).

Телецкий выступ по многим признакам сопоставим с предыдущим. Мы имеем всего лишь один анализ, он укладывается по составу в эпидот-амфиболитовую фацию.

Чулышманский выступ характеризуется двумя пробами, взятыми из метабазитов, приуроченных к полю максимального развития мигматитов, что находит отражение и в химизме роговых обманок.

Катунско-Чуйский выступ относится к переходному типу. Из пяти проанализированных образцов два попадают между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями, один — в доверительный интервал мигматитов, остальные — в редкий парагенетический тип с дистеном.

«Гранатовые амфиболиты» Чаган-Узуна развиты вокруг одноименного гипербазитового массива. Из трех имеющихся в нашем распоряжении анализов два по $Al^{IV} - Al^{VI}$ отвечают амфиболам фации глауко-

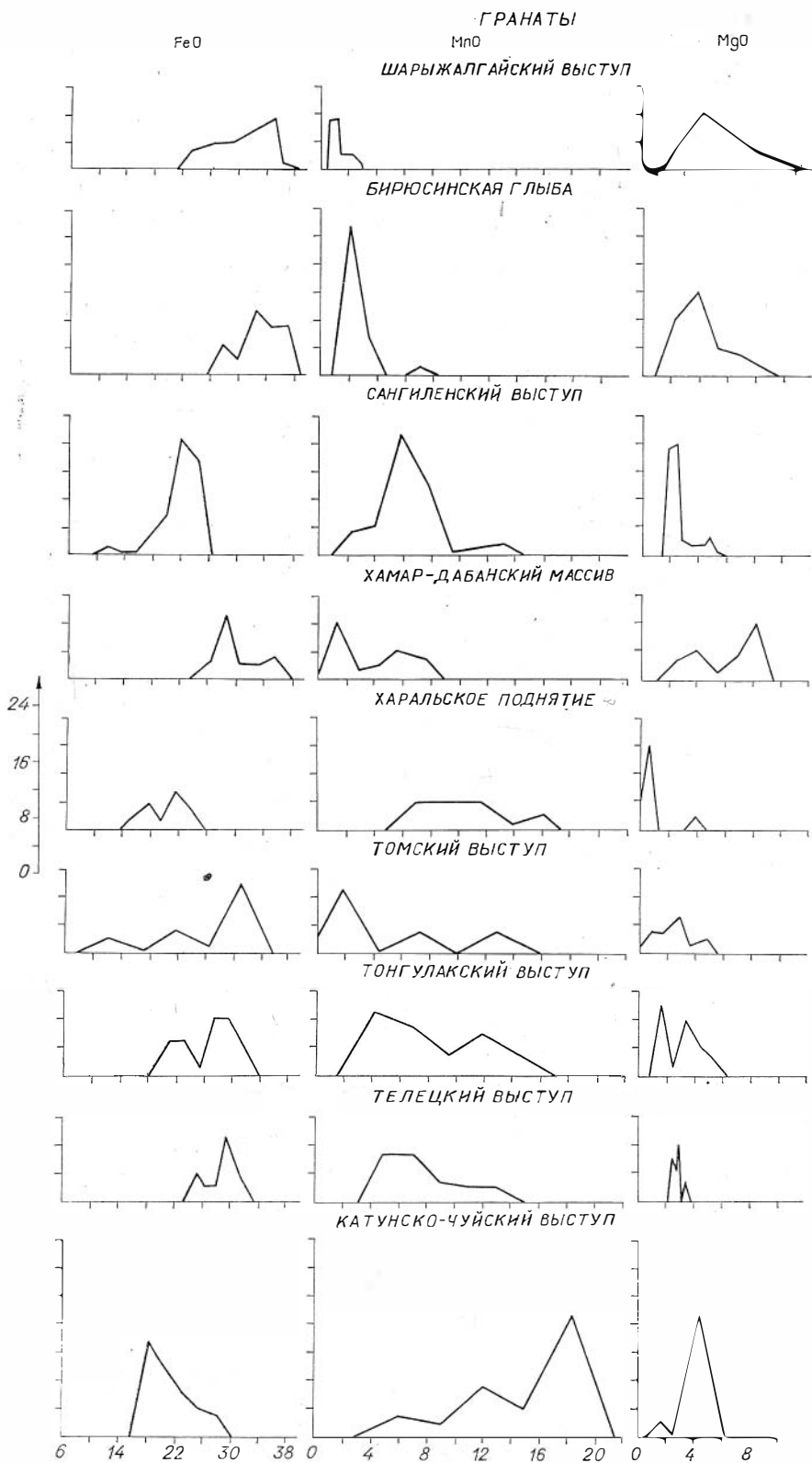
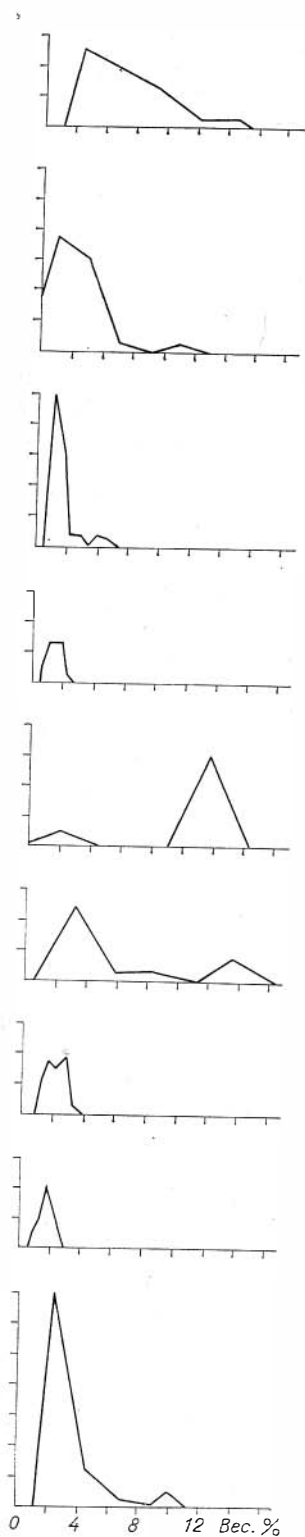


Рис. 17. Гистограммы распределения окислов в гранатах метаморфиче Саянской склад

CaO



ских комплексов Алтае-Чуйской области.

фановых сланцев — подтверждается вывод о метаморфизме повышенных давлений.

Чаустинское месторождение дистена представляет яркий пример необычности химизма роговых обманок. Содержание в них Al_2O_3 достигает 18 вес.%, и по этому признаку они наиболее близки редкому парагенетическому типу с дистеном.

Сангиленский выступ с точки зрения состава амфиболов не менее интересен, чем все предыдущие. Здесь пробы отбирались из метабазитов чартыссской свиты, а затем анализировались на микрозонде. Исследуемые зерна обнаружили неоднородное строение главным образом по глинозему, кремнезему, магнию, железу и калию. Среднее содержание алюминия, если его рассчитывать, включая внутренние и внешние зоны, приходится на роговые обманки, переходные от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации, правда, с некоторым смещением в сторону Al^{VI} . При этом линии, соединяющие точки крайних составов одних и тех же кристаллов, пересекают поле амфиболов из фации глаукофановых сланцев.

Таким образом, амфиболы низкотемпературных метаморфитов отличаются от высокотемпературных в основном по глинозему в четверной координации. Эта особенность прослеживается как при сопоставлении разных районов (например, Шарыжалгайский выступ, метаморфизованный в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, с одной стороны, и Тонгулакский и Томский выступы, степень метаморфизма которых ниже — с другой), так и в отдельных комплексах. Так, в пределах Тонгулакского выступа при переходе от низкотемпературной зоны эпидот-амфиболитовой фации до начала амфиболитовой содержание ΣAl и Al^{IV} увеличивается от 1,47—1,06 до 1,86—1,49 соответственно (Лепезин, 1972; см. также анализы в табл. 69—71). То же намечается и на Сангилене.

Другая особенность заключается в том, что роговые обманки Тонгулакского, Телецкого и Чулышманского выступов, относящиеся к андалузит-силлиманитовому типу, тяготеют к левой части диаграммы (см. рис. 24). Напротив, образцы из пород Катунско-Чуйского и Томского выступов — представителей переходного типа — располагаются в центре рисунка, а пробы Чаустинского месторождения — типичный дистен-силлиманитовый тип — в правой его части. При этом различия в глиноземистости амфиболов во всех случаях значимы.

Особое положение здесь занимают роговые обманки района Балыктыг-Хем — Тоскул — Чакхыртой, средний состав и доверительная зона которых перекрываются с амфиболами фации глаукофановых сланцев. Последнее свидетельствует в пользу повышенных давлений. Однако, как

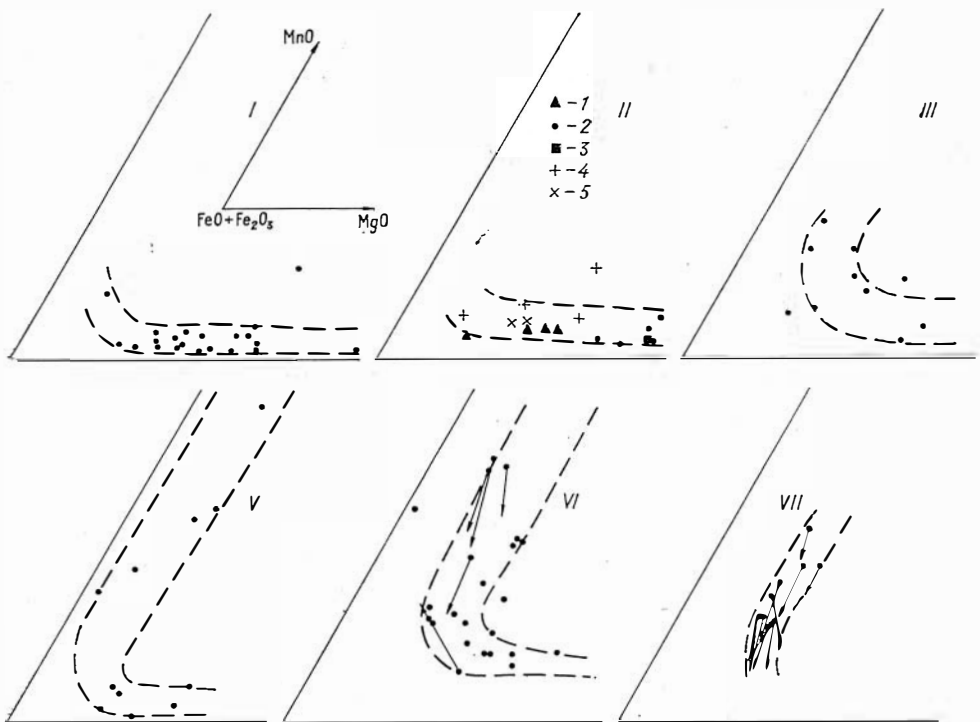


Рис. 18. Особенности химизма гранатов из различных метаморфических Выступы: I — Шарьжалгайский, IV — Сангиленский (районы IV-A — Ара-Булак — лакский, VII — Телецкий, VIII — Катунско-Чуйский; II: 1 — Бирюсинская и Кан Дербинский антиклинорий, 5 — Онотский грабен; III — Хамар-Дабанский массив; стинское месторождение дистена, 2 — На рисунке не вынесены пробы из табл. 64 (Бирюсинская глыба) и табл. 6

отмечалось ранее, в породах чартысской свиты встречаются кордиерит и куммингтонит — индикаторы низких давлений. По-видимому, мы имеем дело с полиметаморфическим комплексом, и он заслуживает специального и более детального изучения.

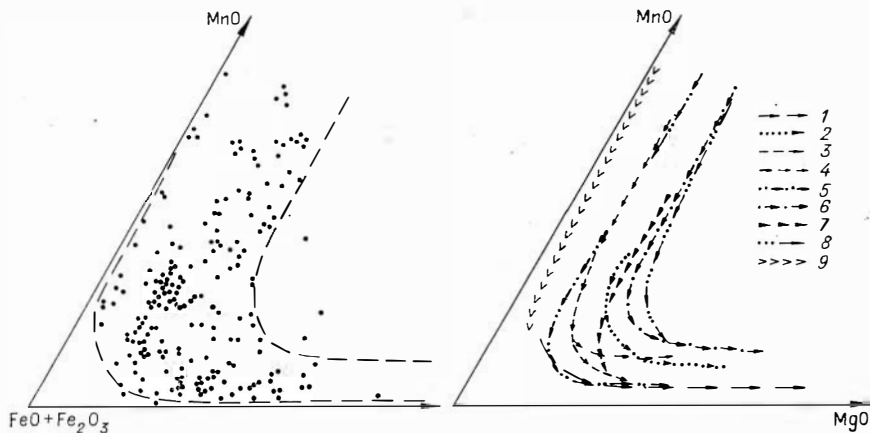
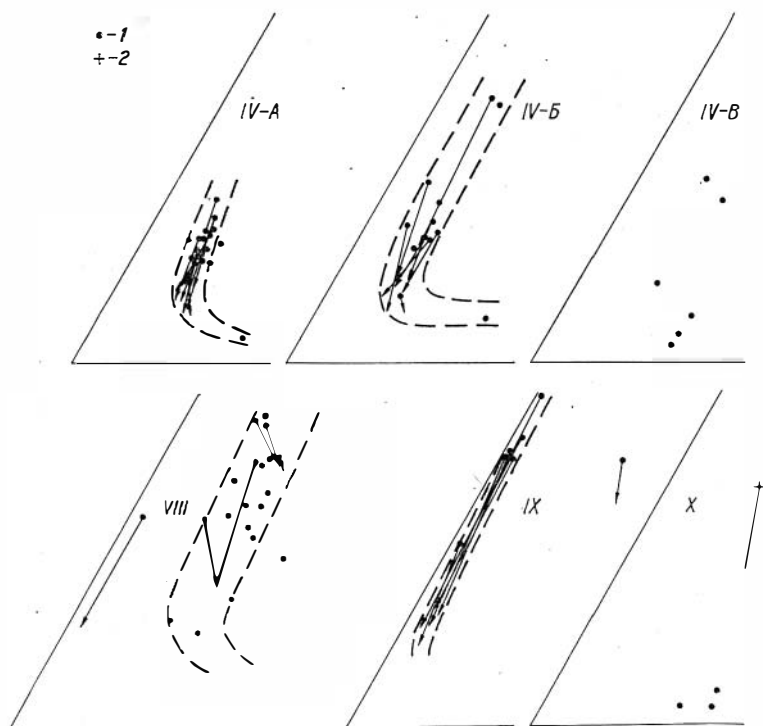


Рис. 19. Особенности химизма гранатов по Алтае-Саянской складчатой области в целом (левая часть) и «пути изменения их составов» по комплексам.

Выступы: 1 — Шарьжалгайский, 3, 4 — Сангиленский (районы: 3 — Ара-Булак — Качик, 4 — Улор), 5 — Томский, 6 — Тонгулакский, 7 — Телецкий, 8 — Катунско-Чуйский; 2 — Хамар-Дабанский массив; 9 — Харальское поднятие.



комплексов Алтае-Саянской складчатой области.

Качик, IV-B — Улор, IV-B — другие), V — Томский, VI — Тонгуская глыбы, 2 — слюдяная серия, 3 — Бийхемский антиклинорий, 4 — IX — Харальское поднятие; X — гранаты других районов (1 — Чау-«гранатовые амфиболиты» Чаган — Узуна).

(Шутхулайская глыба).

На примере метаморфитов Алтае-Саянской складчатой области прослеживаются две закономерности поведения алюминия в роговых обманках.

Повышение температуры способствует росту глинозема главным образом за счет Al^{IV} , в то время как давление приводит к увеличению Al^{VI} и в меньшей степени Al^{IV} . Полученные критерии могут найти применение при картировании и расчленении по P и T «немых» метабазитовых толщ.

По глиноземистости роговых обманок достоверно между собой различаются Шарыжалгайский, Томский, Тонгулакский, Сангиленский (точнее, метаморфические образования верховьев р. Балыктыг-Хем) выступы. За исключением первого из них, все остальные по температуре сопоставимы, следовательно, и состав этого минерала позволяет разграничивать комплексы.

КОРДИЕРИТЫ

В отличие от рассмотренных выше гранатов и роговых обманок особенности химизма кордиеритов изучены менее детально. Это объясняется прежде всего тем, что он встречается не во всех комплексах. В настоящем разделе приводятся данные по Тонгулакскому, Телецкому и Катунско-Чуйскому выступам. Образцы анализировались в основном на микрозонде, содержание воды в них определялось методом Пенфильда (табл. 72, 73 76). Особенности распределения Si, Al, F и H_2O по комплексам показаны на рис. 22.

Сравнительный анализ химизма гранатов метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области

		F - критерий																		
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
t-критерий	Сангиленский выступ	1	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
		2	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
		3	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
		4	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
		5	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
		6	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
		7	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
		8	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
		9	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	Томский выступ	10	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
		11	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
		12	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
		13	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
		14	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
		15	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
		16	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
		17	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
		18	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	

Примечание. 1. 1 — Шарыжалгайский выступ; 2, 3 — Бирюсинская глыба (2 — нижний структурный этаж, 3 — верхний); 4 — Оногский грабен; 5 — Шутхулайская глыба; 6—9 — Сангиленский выступ (районы: 6 — Нарын, 7 — Улор, 8 — Ара-Булак-Качик, 9 — Балыктыг-Хем); 10 — Дербинский антиклинорий; 11 — Хамар-Дабанский массив; 12, 13 — Томский массив (12 — метapelиты, 13 — metabазиты); 14 — Тонгулакский выступ; 15 — Телецкий выступ, 16 — Катунско-Чуйский выступ; 17 — Чаустинское месторождение диатена; 18 — «гранатовые амфиболиты» Чаган-Узуна.

2.	FeO	MnO
	MgO	CaO

3. Различия незначимы (—); различия значимы (+); окислы, распределение концентраций которых не подчиняется нормальному закону (×).

4. t-критерий:

MnO += 76
CaO += 65
FeO += 54
MgO += 40

F-критерий:

MnO += 50
CaO += 55
FeO += 21
MgO += 23

Тонгулакский выступ охарактеризован 28 рентгено-спектральными и обычными химическими анализами. Образцы отобраны из различных парагенезисов зон Б, В и Г. По железистости кордиериты обнаруживают большой разброс, хотя чаще встречаются пробы с $F = 25-30\%$ (см. табл. 72, 73, 76, рис. 22). Содержание воды в них также изменчиво и в целом увеличивается при переходе от низко- к высокотемпературным зонам (Лепезин и др., 1975).

Телецкий выступ представлен 6 пробами. Последние по всем компонентам полностью сопоставимы с кордиеритами описанного выше комплекса.

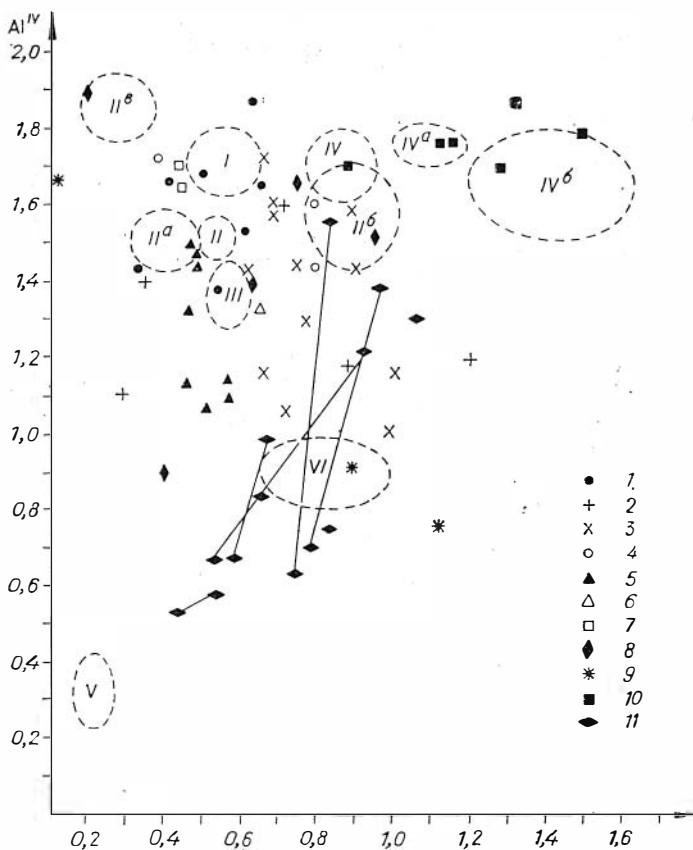


Рис. 20. Положение метаморфических амфиболов Алтае-Саянской складчатой области по $Al^{IV}-Al^{VI}$ относительно средних составов и их доверительных зон разных фаций регионального метаморфизма.

Фаши: I — двупироксеновая, II — амфиболитовая, III — эпидот-амфиболитовая, V — зеленых сланцев, VI — глаукофановых сланцев; роговые обманки: IV^a — в ассоциации с дистеном, IV^b — из дистен-содержащих комплексов.

Выступы: 1 — Шарьжалгайский, 3 — Томский, 4 — Джебашский, 5 — Тонгулакский, 6 — Телецкий, 7 — Чулышманский, 8 — Катунско-Чуйский, 11 — Сангиленский; 2 — Канская и Бирюсинская глыбы; 9 — «гранатовые амфиболиты» Чаган-Узуна; 10 — Чаустиновское месторождение дистена.

Катунско-Чуйский выступ с точки зрения химизма данного минерала изучен также относительно детально. В отличие от Тонгулакского выступа здесь кордиериты имеют меньшую железистость: различия между средними значениями значимы. Существенно они отличаются и по дисперсиям H_2O . Для Катунско-Чуйского выступа характерен меньший разброс содержаний воды. По остальным параметрам анализы полностью сопоставимы.

БИОТИТЫ

Всего в нашем распоряжении имеется 72 химических анализа биотитов (табл. 74, 75, 77), за исключением трехвалентного железа, распределение остальных окислов подчиняется нормальному закону.

Шарьжалгайский выступ в отношении химизма биотитов является наиболее представительным. Пробы обнаруживают повышенное содержа-

Химические анализы метаморфических амфиболов

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11

Шарыжалгайский

1	45,22	2,12	9,50	1,42	9,70	0,11	14,50	12,42	1,49	1,20
2	42,78	1,80	11,88	3,20	11,52	0,03	12,48	11,90	1,67	1,06
3	41,26	1,85	13,57	4,40	13,68	0,23	9,40	11,44	1,69	0,88
4	43,56	1,30	11,70	2,96	13,68	0,21	11,30	11,70	1,30	0,53
5	45,00	1,42	10,41	3,05	11,16	0,23	13,54	11,34	1,64	0,92
6	41,80	1,87	11,03	4,59	17,64	0,28	7,00	11,64	1,51	0,68
7	42,86	1,28	12,54	2,70	14,67	0,32	9,90	11,61	1,25	1,05
8	50,18	0,39	6,48	1,10	5,48	0,23	19,61	12,51	0,74	0,08
9	52,14	0,28	12,18	0,46	9,52	0,52	20,76	0,28	0,82	Не обн.

Бирюсинская и

10	45,16	1,00	11,85	3,19	10,45	0,15	12,80	12,16	1,22	0,53
11	52,22	0,67	15,09	3,68	6,84	0,07	6,11	10,04	2,28	0,50
12	44,38	0,12	10,84	3,49	10,54	0,59	12,80	12,18	1,20	1,56
13	46,32	1,25	13,63	3,72	10,44	0,24	7,96	11,42	1,95	1,30
14	41,64	1,06	12,43	4,60	14,16	0,10	9,24	12,12	1,08	1,80
15	49,52	0,26	7,82	0,09	8,38	0,15	17,30	13,08	1,16	0,19
16	43,66	1,15	8,33	6,40	12,60	0,14	11,02	12,16	1,49	1,30
17	38,30	1,24	19,39	0,19	15,12	0,17	8,01	12,50	2,17	1,22

Томский

18	41,24	2,12	12,70	2,98	16,31	0,45	7,94	11,34	1,45	0,48
19	42,52	1,06	13,32	1,02	16,12	0,40	8,90	11,58	1,52	0,42
20	45,24	0,90	9,66	0,81	17,46	0,40	9,19	11,82	1,19	0,30
21	46,06	2,07	12,55	4,07	10,24	0,34	10,52	11,00	0,74	0,97
22	48,58	0,25	11,12	4,38	4,67	0,22	13,87	13,45	0,68	0,50
23	43,00	1,72	11,63	3,56	15,08	0,26	7,68	10,13	2,13	1,08
24	44,22	1,32	12,72	5,16	13,29	0,36	7,42	10,65	1,55	1,78
25	43,78	1,46	10,92	4,76	12,21	0,19	9,23	10,51	2,28	1,78
26	42,48	0,89	12,36	9,14	12,57	0,27	6,08	12,06	1,66	0,96
27	45,97	1,02	11,81	4,49	11,40	0,07	9,00	11,53	2,22	0,88
28	43,34	1,08	12,38	4,24	11,96	0,25	10,25	11,90	1,65	0,93
29	47,82	1,06	9,81	5,93	8,26	0,24	11,94	9,59	1,48	1,12

Алтае-Саянской складчатой области

H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	П.п.п.	Σ	Место взятия пробы	Литературный источник	Примечание
12	13	14	15	16	17	18

выступ

2,63	—	—	100,31	Р. Урик	Докембрий Во- сточного Са- яна (1964)	
1,86	—	—	100,18	Р. Даялык		
1,93	—	—	100,33	Р. Урик		
2,32	—	—	100,56	Р. Оног		
1,52	—	—	100,23	Р. М. Белая		
2,20	—	—	100,24	Р. Савина	Хлестов, Уша- кова (1965)	
2,19	—	—	100,37	Район Китоя		
2,60	0,16	—	99,56	» »		Cr ₂ O ₃ =0,54
2,18	0,06	—	99,20	» »		Cr ₂ O ₃ =0,51

Канская глыбы

1,78	—	—	100,29	Р. Агул	Докембрий Во- сточного Са- яна (1964)	
2,18	—	—	99,68	Р. Кан		
2,05	—	—	99,75	»		
2,46	—	—	100,69	»		
1,41	—	—	99,64	»		
2,64	—	—	100,59	»		
2,32	—	—	100,57	»		
2,30	—	—	100,61	»		

выступ

—	0,04	2,74	99,79	Р. Томь	Данные автора	P ₂ O ₅ =0,13
—	0,08	2,88	99,82	»		P ₂ O ₅ =0,15
—	0,12	2,67	99,76	»		P ₂ O ₅ =0,17
—	0,32	1,44	100,32	Ташелгино- Майзасская зона	Летувнинкас (1967)	P ₂ O ₅ =0,07; Cl=0,14
—	0,04	2,42	100,18	Там же		P ₂ O ₅ =0,10; F=0,01
—	—	2,20	98,47	»		P ₂ O ₅ =0,23; C=0,28; F=0,21
—	—	1,90	100,37	»		Cr ₂ O ₃ =0,03; V ₂ O ₅ =0,08 P ₂ O ₅ =0,14; Cl=0,08; F=0,14
—	—	2,20	99,32	»		Cr ₂ O ₃ =0,03; V ₂ O ₅ =0,07 P ₂ O ₅ =0,17; Cl=0,35; F=0,18
—	—	1,78	100,25	»		Cr ₂ O ₃ =0,08; V ₂ O ₅ =0,08 P ₂ O ₅ =0,25; Cl=0,32; F=0,06
—	—	1,20	99,59	»		Cr ₂ O ₃ =0,02; V ₂ O ₅ =0,08; NiO=0,03
—	0,24	2,05	100,27	»		P ₂ O ₅ =0,24; F=0,05 P ₂ O ₅ =0,18; Cl=0,20; NiO=0,10
—	—	2,60	99,85	»		Cr ₂ O ₃ =0,09; V ₂ O ₅ =0,06 P ₂ O ₅ =0,12; Cl=0,04; F=0,09
						Cr ₂ O ₃ =0,13; V ₂ O ₅ =0,06; NiO=0,19

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Джебаишский</i>										
30	41,80	2,12	11,32	6,47	12,28	0,40	9,60	11,89	1,11	0,48
31	42,84	0,68	12,99	3,38	12,86	0,45	10,21	11,70	1,68	0,32
32	44,60	0,66	12,24	2,54	13,72	0,40	11,79	9,34	2,24	0,18
<i>Тонгулакский</i>										
33	45,88	0,92	8,27	1,81	12,67	0,40	12,03	11,47	1,12	0,23
34	46,78	0,84	8,62	3,82	11,45	0,15	12,40	11,68	1,21	0,55
35	46,88	1,06	8,96	2,38	12,00	0,34	11,77	12,19	1,12	0,70
36	46,24	0,92	9,16	2,69	13,43	0,45	10,95	11,77	1,11	0,80
37	45,20	1,41	9,64	5,34	11,85	0,15	11,20	10,84	1,12	0,96
38	44,78	1,78	10,62	5,26	9,25	0,15	12,00	12,10	1,12	0,55
39	44,20	1,69	10,40	5,18	11,98	0,19	10,40	12,24	1,48	0,65
40	41,70	1,25	10,13	7,00	17,88	0,73	4,98	10,19	1,17	1,79
41	52,10	0,50	5,00	0,98	17,89	1,62	15,76	2,06	0,48	0,36
<i>Телецкий</i>										
42	42,20	0,77	10,50	0,96	16,20	0,34	10,31	11,64	1,19	0,56
<i>Чульгиманский</i>										
43	41,88	1,58	11,07	4,88	13,63	0,68	9,52	11,77	1,18	0,85
44	41,48	1,16	11,32	6,51	14,39	0,40	8,46	11,82	1,18	1,28
<i>Катунско-Чуйский</i>										
45	49,24	0,58	7,05	2,73	9,12	0,34	15,16	12,25	1,04	0,21
46	44,72	1,06	11,16	2,32	11,67	0,28	12,67	11,52	1,38	0,29
47	40,32	2,56	11,21	8,26	12,77	0,57	10,08	10,43	1,12	0,18
48	42,76	1,32	13,30	4,78	11,71	0,28	10,32	11,04	1,52	0,36
49	43,92	0,60	13,63	4,63	11,61	0,57	9,99	10,73	1,37	0,30
<i>«Гранатовые амфиболиты»</i>										
50	51,92	0,27	10,10		12,99	0,00	11,72	8,45	3,52	—
51	48,60	0,70	9,88	1,54	12,76	0,11	11,15	9,58	2,70	0,16
52	49,08	0,98	10,22	1,13	13,43	0,17	9,48	8,25	2,62	0,29
<i>Чаустинокое месторождение</i>										
53	41,76	1,06	13,93	3,88	13,91	0,34	8,34	11,46	1,65	0,63
54	41,68	0,68	15,93	2,15	15,16	0,23	8,56	10,43	1,78	0,30
55	42,10	0,74	16,21	2,10	15,83	0,06	7,87	9,95	1,56	0,40

12	13	14	15	16	17	18
<i>выступ</i>						
	0,20	2,41	100,08	Тракт Абакан— Абаза-Кызыл	Данные автора	$P_2O_5=0,04$
	He обн. 0,16	2,95	100,06	Там же		$P_2O_5=0,09$
		2,37	100,24	»		$P_2O_5=0,09$
<i>выступ</i>						
	0,16	2,61	97,57	Р. Куркюрек		$P_2O_5=0,11$
	He обн. 0,24	2,32	99,82	»		
	0,20	2,22	99,86	»		$P_2O_5=0,13$
	He обн. 0,08	2,06	99,78	»		$P_2O_5=0,06$
	0,08	2,22	99,93	»		
	0,08	2,29	99,98	»		
	0,08	2,11	100,60	Перевал Кы- зылташка— Ильдугем		
	0,08	2,63	99,53	Верховья р. Ниж. Ильдугем		
	0,25	2,33	99,33	Р. Тераджик		$P_2O_5=0,19$
<i>выступ</i>						
		3,26	97,93	Телецкое озеро		$P_2O_5=0,09$
<i>выступ</i>						
	He обн. 0,12	2,84	99,88	Хр. Чихачева		$P_2O_5=0,06$
		2,04	100,16	»		$P_2O_5=0,13$
<i>выступ</i>						
	He обн. 0,36	2,58	100,30	Южно-Чуйский хребет		$P_2O_5=0,04$
	0,12	2,46	99,89	Там же		$P_2O_5=0,09$
	0,08	2,38	100,00	Катунский хре- бет		$P_2O_5=0,06$
	He обн. 0,08	2,46	99,93	Южно-Чуйский		$P_2O_5=0,04$
		2,53	99,88	Катунский »		$P_2O_5=0,15$
<i>Чаган-Узун</i>						
	—	—	98,97	Пос. Чаган-Узун		
	0,12	2,74	100,04	» »		$P_2O_5=0,04$
	0,12	4,50	100,27	» »		$P_2O_5=0,06$
<i>Истена</i>						
	0,12	2,79	99,87	600 м от устья кв. Чауста		$P_2O_5=0,15$
	0,20	2,65	99,75	вверх по те- чению р. Ка- тунь (левый берег)		$P_2O_5=0,04$
	0,20	2,81	99,83			$P_2O_5=0,19$

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
56	41,80	0,58	16,32	2,61	15,64	0,11	8,22	9,95	1,65	0,20
57	41,04	0,86	17,43	1,85	15,74	0,06	8,00	9,95	1,72	0,33
58	41,76	0,78	18,07	2,06	14,62	0,23	7,67	9,43	1,71	0,30
<i>Сангиленский</i>										
59	45,18	0,35	12,90		15,70	0,56	10,39	10,66	0,87	0,09
60	51,85	0,31	7,50		12,57	0,32	14,52	10,55	0,55	0,02
	44,64	0,95	13,44		14,77	0,30	13,00	11,14	0,80	0,06
61	51,10	0,31	6,43		12,13	0,32	15,47	11,65	0,46	0,04
	46,82	0,60	11,83		13,46	0,32	12,13	11,60	1,07	0,09
62	51,57	0,14	6,81		11,51	0,19	16,01	11,54	0,59	0,04
	48,78	0,23	9,11		12,95	0,19	14,58	11,60	0,74	0,06
63	50,06	0,25	8,11		11,32	0,31	14,14	11,14	0,53	0,04
	44,60	0,49	12,69		13,92	0,26	12,56	10,04	1,04	0,28
64	49,47	0,39	8,16		13,04	0,44	14,28	11,39	0,23	0,03
65	50,98	0,41	5,01		8,06	0,28	17,12	12,04	0,40	0,02
	51,76	0,22	5,91		9,86	0,22	16,49	11,33	0,84	0,09
66	49,59	0,15	8,68		13,49	0,36	13,30	10,24	0,37	0,07

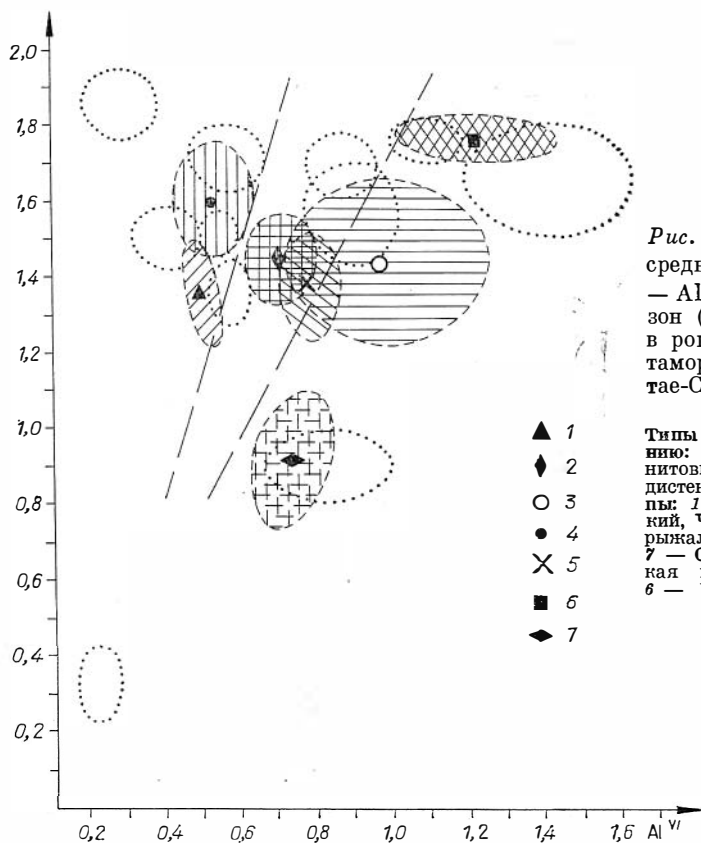


Рис. 21. Распределение средних значений Al^{IV} — Al^{VI} и их доверительных зон (с вероятностью 95%) в роговых обманках из метаморфических пород Алтае-Саянской складчатой области.

Типы метаморфизма по давлению: 1 — андалузит-силлиманитовый, 2 — переходный, 3 — дистен-силлиманитовый. Выступы: 1 — Тонгулакский, Телецкий, Чульшманский, 4 — Шарыжалгайский, 5 — Томский, 7 — Сангиленский; 3 — Канская и Бирюсинская глыбы; 6 — Чаустинское месторождение дистена.

12	13	14	15	16	17	18
	He обн.	2,78	99,86	Там же		P ₂ O ₅ =0,10
	0,12	2,99	100,09	»		P ₂ O ₅ =0,13
	He обн.	3,19	99,73	»		P ₂ O ₅ =0,07

выступ

		96,70	Р. Чахыргой, нагорье	Ушакова, Лав- рентьев, Усо- ва (1975)	Анализы 59—66 полу- чены на микрозонде
		98,19	Сангилен		
		99,10	»		
		97,91	»		
		97,92	»		
		98,40	»		
		98,24	»		
		95,90	»		
		95,88	»		
		97,43	»		
		94,32	»		
		96,72	»		
		96,25	»		

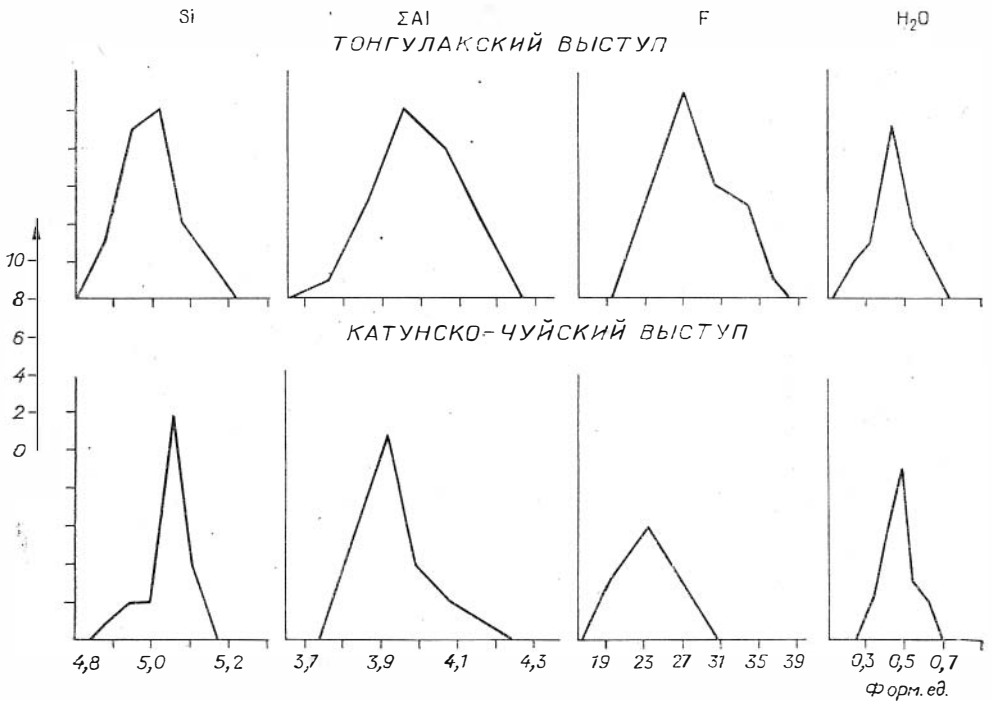


Рис. 22. Гистограммы распределения Si, ΣAl, F, H₂O в кордиеритах метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области.

Кристаллохимические формулы метаморфических амфиболов Алтае-Саянской складчатой области

№ п/п	Si	Ti	Σ Al	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Mn	Mg	Ca	Na	K	OH	№г	№р	f	F	Парагенезис
1	6,57	0,23	1,66	1,43	0,23	0,16	1,18	0,01	3,05	1,92	0,21	0,11	2,00	—	—	28,1	30,7	Друшироксен-биотит-рогово-обманковый гнейс
2	6,32	0,40	2,08	1,68	0,40	0,34	1,42	0,00	2,64	1,88	0,48	0,24	2,00	1,688	—	34,9	40,0	Друшироксеновый амфиболит
3	6,15	0,53	2,38	1,86	0,53	0,50	1,76	0,02	2,09	1,83	0,48	0,18	2,00	1,691	1,670	46,0	52,0	Амфиболит
4	6,47	0,14	2,04	1,53	0,51	0,32	1,70	0,02	2,49	1,86	0,36	0,08	2,00	1,681	—	40,9	45,0	Роговая обманка из поли-метаморфизованных пород
5	6,63	0,16	1,81	1,37	0,44	0,34	1,37	0,03	2,97	1,79	0,46	0,18	2,00	1,668	1,646	32,0	36,9	То же
6	6,34	0,22	1,97	1,66	0,31	0,53	2,23	0,04	1,58	1,89	0,44	0,13	2,00	1,708	—	59,0	63,9	»
7	6,35	0,14	2,20	1,65	0,55	0,30	1,82	0,02	2,19	1,85	0,36	0,20	2,00	1,686	—	46,5	49,4	Кв+Пл+Мп+Гр+Ро
8	7,10	0,04	0,28	0,86	1,11	0,42	0,65	0,02	4,13	1,90	0,02	0,01	2,00	1,653	—	14,0	16,1	Вторичная роговая обманка
9	7,14	0,03	1,97	0,86	1,11	0,05	1,08	0,06	4,24	0,04	0,21	—	2,00	1,660	—	21,2	21,9	Жедрит из парагенезиса Кв+Корд+Жед+Би
<i>Шаржавайский выступ</i>																		
<i>Бирюсинская и Канская глыбы</i>																		
10	6,60	0,20	1,65	1,40	0,25	0,30	2,65	0,01	1,22	1,86	0,32	0,08	2,00	1,682	1,660	68,6	70,8	Амфиболит
11	7,59	0,07	2,62	0,42	2,21	0,41	0,84	0,01	1,34	1,57	0,66	0,10	2,00	1,687	1,663	38,8	48,5	»
12	6,82	0,01	1,96	1,18	0,78	0,40	1,85	0,07	2,83	2,00	0,15	0,15	2,00	1,682	1,663	39,1	39,4	»
13	6,81	0,30	2,29	1,49	1,10	0,39	1,34	—	1,69	1,76	0,52	0,14	2,00	1,689	1,668	44,2	50,6	»
14	6,40	0,10	2,21	1,60	0,61	0,52	1,79	—	2,09	1,08	0,29	0,35	2,00	—	—	46,1	52,5	»
15	6,90	0,23	1,29	1,40	0,19	0,01	0,97	0,01	3,59	1,96	0,30	0,03	2,00	1,654	1,626	21,4	21,6	»
16	6,50	0,25	1,45	1,45	1,45	0,73	1,57	0,01	2,44	1,96	0,43	0,21	2,00	1,690	—	39,2	48,5	»
17	5,71	0,13	3,43	2,29	1,43	0,04	1,80	0,02	1,78	1,99	0,69	0,26	2,00	1,688	—	50,6	51,0	»
<i>Томский выступ</i>																		
18	6,28	0,24	2,28	1,72	0,56	0,34	2,07	0,05	1,80	1,82	0,42	0,09	2,00	—	—	54,2	57,9	Кв+Пл+Ро
19	6,42	0,12	2,37	1,58	0,79	0,23	2,03	0,05	2,00	1,84	0,52	0,08	2,00	—	—	51,0	52,4	Кв+Пл+Ро
20	6,84	0,10	1,72	1,16	0,56	0,09	2,20	0,05	1,21	1,19	0,35	0,06	2,00	—	—	52,1	53,1	Кв+Пл+Ро

21	6,71	0,23	2,46	1,29	0,67	0,45	1,25	0,04	2,28	1,70	0,21	0,18	2,00	1,683	1,661	36,4	43,2	Амфиболит
22	7,00	0,03	1,89	1,00	0,89	0,49	0,56	0,03	3,00	2,08	0,19	0,09	2,00	1,660	1,640	16,4	26,5	»
23	6,56	0,20	2,09	1,44	0,65	0,41	1,92	0,03	1,75	1,61	0,63	0,21	2,00	1,692	1,669	52,8	57,5	Мигматит
24	6,57	0,15	2,23	1,43	0,80	0,58	1,65	0,05	1,64	1,65	0,45	0,34	2,00	1,692	1,669	50,8	58,0	Мигмагизированный мигма- тит
25	6,59	0,17	1,94	1,41	0,53	0,54	1,53	0,02	2,07	1,66	0,66	0,34	2,00	1,696	1,671	43,0	50,3	»
26	6,40	0,10	2,19	1,60	0,59	1,04	1,58	0,03	1,36	1,89	0,48	0,18	2,00	1,659	1,641	54,3	66,0	»
27	6,84	0,11	2,07	1,16	0,91	0,50	1,42	0,01	2,00	1,79	0,64	0,11	2,00	1,698	1,672	41,7	49,1	Амфиболит
28	6,43	0,12	2,16	1,57	0,59	0,47	1,48	0,03	2,26	1,85	0,47	0,17	2,00	1,680	1,665	40,0	46,7	»
29	6,94	0,12	1,68	1,06	0,62	0,65	1,00	0,03	2,58	1,50	0,42	0,21	2,00	1,685	1,660	28,5	39,4	»

Джебайский выступ

30	6,28	0,23	2,00	1,72	0,28	0,73	1,15	0,05	2,15	1,91	0,32	0,09	2,00			42,6	57,8	Кв+Пл+Ро
31	6,40	0,08	2,29	1,60	0,69	0,38	1,60	0,06	2,27	1,85	0,47	0,06	2,00			42,2	43,8	Кв+Пл+Бл+Ро
32	6,57	0,07	2,12	1,43	0,69	0,28	1,69	0,05	2,59	1,45	0,64	0,03	2,00			40,2	42,6	Кв+Бл+Ро+Пл

Тонгулакский выступ

33	6,94	0,10	1,47	1,06	0,41	0,21	1,60	0,05	2,71	1,83	0,33	0,04	2,00	1,667		37,9	40,7	Пл+Ро+Бл
34	6,87	0,09	1,49	1,13	0,36	0,42	1,40	0,03	2,71	1,84	0,34	0,10	2,00	1,675		34,4	40,4	Кв+Пл+Бл+Ро
35	6,91	0,12	1,56	1,09	0,47	0,26	1,48	0,04	2,38	0,90	0,32	0,13	2,00	1,676	1,654	37,0	40,8	Пл+Ро+Бл
36	6,86	0,10	1,60	1,14	0,46	0,30	1,66	0,06	2,42	1,86	0,32	0,15	2,00	1,673		41,5	45,5	Пл+Ро+Бл
37	6,68	0,16	1,68	1,32	0,36	0,59	1,46	0,02	2,47	1,72	0,32	0,18	2,00	1,681	1,660	37,5	45,7	Кв+Пл+Ро+Бл
38	6,56	0,20	1,83	1,44	0,39	0,58	1,13	0,03	2,62	1,90	0,32	0,10	2,00	1,679	1,658	30,5	42,3	Кв+Пл+Ро+Бл
39	6,53	0,19	1,85	1,47	0,38	0,58	1,49	0,02	2,29	1,94	0,42	0,12	2,00	1,680	1,660	39,6	47,6	Пл+Ро+Сф
40	6,51	0,15	1,86	1,49	0,37	0,82	2,33	0,10	1,17	1,70	0,36	0,30	2,00	1,703	1,678	66,8	73,7	Кв+Пл+Ро+Бл+Клш+ +Эл+Орт
41	7,58	0,05	0,85	0,42	0,43	0,11	2,17	0,20	3,41	0,32	0,12	0,07	2,00	—	—	39,0	42,1	Кумингтонит, Кв+Пл+ +Бл+Ро+Гр+Кум

Телецкий выступ

42	6,68	0,09	1,87	1,32	0,55	0,11	2,03	0,04	2,32	1,87	0,35	0,11	2,00			47,2	48,5	Кв+Пл+Ро+Бл
----	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	--	--	------	------	-------------

Чулымский выступ

43	6,36	0,17	1,98	1,64	0,34	0,56	1,73	0,09	2,15	1,90	0,35	0,16	2,00			45,7	52,4	Кв+Пл+Ро+Бл
44	6,30	0,13	2,03	1,70	0,33	0,74	1,82	0,05	1,91	1,89	0,35	0,25	2,00			49,5	57,8	Кв+Пл+Ро+Бл

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
<i>Капунско-Чуйский выстуг</i>																		
45	7,10	0,06	1,20	0,90	0,30	0,30	1,40	0,02	1,33	1,88	0,29	0,04	2,00			25,9	30,6	Кв+Пл+Ро+Бл
46	6,59	0,12	1,94	1,41	0,53	0,26	1,44	0,03	2,78	1,80	0,39	0,05	2,00			34,6	38,3	Кв+Пл+Ро+Бл
47	6,10	0,29	2,00	1,90	0,40	0,94	1,61	0,07	2,27	1,68	0,33	0,03	2,00			42,6	53,6	Кв+Пл+Ро+Бл
48	6,33	0,15	2,32	1,67	0,65	0,53	1,45	0,04	2,28	1,74	0,44	0,07	2,00			39,4	47,0	Кв+Пл+Ро
49	6,48	0,07	2,37	1,52	0,85	0,51	1,43	0,07	2,20	1,66	0,39	0,06	2,00			40,6	47,9	Кв+Пл+Ро
<i>«Гранатовые амфиболиты» Чаган-Узун</i>																		
50	7,33	0,03	1,68	1,67	0,01	0,00	1,53	0,00	2,47	1,28	0,96	—	2,00			38,3		Кв+Пл+Ро+Гр
51	7,09	0,08	1,70	0,91	0,79	0,17	1,53	0,01	2,42	1,49	0,76	0,03	2,00			39,3	44,8	Кв+Пл+Ро+Бл+Гр
52	7,24	0,09	1,78	0,76	1,02	0,13	1,66	0,02	2,08	1,29	0,75	0,05	2,00			44,6	46,4	Кв+Пл+Ро+Гр
<i>Узунское месторождение дистена</i>																		
53	6,30	0,12	2,48	1,70	0,78	0,44	1,75	0,04	1,87	1,82	0,48	0,12	2,00			48,9	54,4	Кв+Пл+Ро
54	6,24	0,08	2,81	1,76	1,05	0,24	1,90	0,03	1,91	1,66	0,52	0,05	2,00			50,2	53,2	Кв+Пл+Ро+Бл+Гр
55	6,31	0,08	2,86	1,69	1,17	0,24	1,98	0,04	1,76	1,56	0,45	0,08	2,00			53,1	55,9	Кв+Пл+Ро+Бл+Гр
56	6,25	0,06	2,87	1,75	1,12	0,29	1,95	0,01	1,83	1,57	0,48	0,04	2,00			51,8	55,2	Кв+Пл+Ро+Бл+Гр
57	6,14	0,10	3,07	1,86	1,21	0,21	1,97	0,00	1,78	1,57	0,50	0,06	2,00			52,5	55,0	Кв+Пл+Ро+Бл+Гр
58	6,22	0,09	3,17	1,78	1,39	0,23	1,82	0,03	1,70	1,47	0,49	0,06	2,00			52,0	55,0	Кв+Пл+Ро+Бл+Гр
<i>Сангилецкий выстуг</i>																		
59	6,70	0,04	2,26	1,30	0,96	0,07	1,95	0,07	2,30	1,69	0,25	0,02	2,00			46,0		Кв+Пл+Ро+Бл+Ка+Хл
60	7,37	0,03	1,27	0,63	0,64	1,50	1,50	0,03	3,08	1,61	0,15	0,00	2,00			33,2		Кв+Пл+Ро+Бл+Ка+Хл
61	6,45	0,10	2,28	1,55	0,73	1,79	1,79	0,04	2,80	1,72	0,23	0,00	2,00			39,4		Кв+Пл+Ро+Бл+Ка+Хл
62	7,33	0,03	1,09	0,67	0,42	1,45	1,45	0,03	3,30	1,79	0,12	0,00	2,00			30,7		Кв+Пл+Ро+Бл+Ка+Хл
63	6,79	0,07	2,03	1,24	0,82	1,63	1,63	0,04	2,62	1,81	0,30	0,02	2,00			38,6		Кв+Пл+Ро+Бл+Ка
64	7,33	0,01	1,14	0,67	0,47	1,37	1,37	0,03	3,39	1,75	0,17	0,00	2,00			29,0		Кв+Пл+Ро+Бл+Ка
65	7,30	0,03	1,38	0,98	0,56	1,57	1,57	0,04	3,12	1,79	0,19	0,00	2,00			33,4		Кв+Пл+Ро+Бл+Ка
66	6,62	0,05	2,24	1,38	0,86	1,38	1,72	0,04	3,07	1,73	0,14	0,00	2,00			31,3		Кв+Пл+Ро+Бл+Ка
67	7,16	0,04	1,39	0,84	0,55	1,57	1,57	0,05	3,09	1,77	0,05	0,00	2,00			38,4		Кв+Пл+Ро+Бл+Ка
68	7,47	0,04	1,86	0,53	0,33	0,99	0,99	0,04	3,73	1,88	0,41	0,00	2,00			34,5		Кв+Пл+Ро+Бл+Хл+Ка
69	7,42	0,03	1,01	0,58	0,43	1,19	1,19	0,03	3,53	1,74	0,22	0,02	2,00			21,2		Кв+Пл+Ро+Бл+Ка
70	7,24	0,02	1,49	0,76	0,73	1,65	1,65	0,04	2,90	1,60	0,41	0,00	2,00			25,3		Кв+Пл+Ро+Бл
71																36,8		Кв+Пл+Ро+Бл

Средние составы роговых обманок из метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области

Статистич. параметр.	Si	Ti	ΣAl	Al IV	Al VI	F	f	Si	Ti	ΣAl	Al IV	Al VI	F	f
Шарыжмагсайский выступ (n=7)														
\bar{X}	6,40	0,26	2,02	1,60	0,42	44,1	45,4	6,67	0,16	2,11	1,33	0,78	42,79	47,83
$(t_{0,5}) \pm$	0,14	0,12	0,21	0,14	0,10	9,4	9,6	0,43	0,08	0,57	0,43	0,58	11,18	11,26
x_{max}	6,63	0,53	2,38	1,86	0,55	59,00	63,90	7,59	0,30	3,43	2,29	2,21	68,60	70,80
x_{min}	6,15	0,14	1,66	1,37	0,23	28,1	30,7	5,71	0,01	1,29	0,41	0,03	21,40	21,60
S	0,16	0,15	0,24	0,16	0,12	10,6	10,8	0,53	0,10	0,70	0,53	0,71	13,70	13,80
Томский выступ (n=12)														
\bar{X}	6,63	0,14	2,07	1,37	0,68	43,44	50,01	6,83	0,13	1,69	1,17	0,40	40,46	46,53
$(t_{0,5}) \pm$	0,14	0,04	0,13	0,14	0,19	7,34	6,44	0,25	0,04	0,12	0,25	0,03	7,82	7,91
x_{max}	7,00	0,24	2,37	1,72	0,91	54,30	66,00	7,58	0,20	1,86	1,49	0,47	66,80	73,70
x_{min}	6,28	0,03	1,68	1,00	0,53	16,43	26,50	6,51	0,05	1,47	0,42	0,36	30,50	40,40
S	0,23	0,06	0,22	0,23	0,13	11,79	10,34	0,33	0,05	0,16	0,33	0,04	10,37	10,51
Джебайский выступ (n=3)														
\bar{X}	6,42	0,13	2,14	1,58	0,55	41,67	48,07	6,24	0,09	2,88	1,76	1,12	51,42	54,78
$(t_{0,5}) \pm$	0,36	0,22	0,36	0,36	0,59	3,20	21,00	0,07	0,02	0,25	0,07	0,21	1,65	0,96
x_{max}	6,57	0,23	2,29	1,72	0,69	42,60	57,80	6,31	0,12	3,17	1,86	1,39	53,10	55,90
x_{min}	6,28	0,07	2,00	1,43	0,28	40,20	42,60	6,14	0,06	2,48	1,69	0,78	48,90	53,20
S	0,15	0,09	0,15	0,15	0,24	1,29	8,45	0,06	0,02	0,24	0,06	0,20	1,57	0,91
Сангилевский выступ (n=13)														
\bar{X}	7,10	0,40	1,54	0,91	0,63	33,67	33,67	6,33	0,15	2,01	1,67	0,34	47,60	55,10
$(t_{0,5}) \pm$	0,20	0,02	0,30	0,20	0,11	3,88	3,88	0,13	0,09	0,11	0,13	0,02	8,19	11,64
x_{max}	7,47	0,10	2,28	1,55	0,96	46,00	46,00	6,36	0,17	2,03	1,70	0,34	49,50	57,80
x_{min}	6,45	0,10	0,86	0,53	0,33	21,20	21,20	6,30	0,13	1,98	1,64	0,33	45,70	52,40
S	0,34	0,03	0,50	0,34	0,19	6,48	6,48	0,04	0,03	0,04	0,04	0,01	2,69	3,82
«Гранатовые амфиболиты» Чаган-Узун (n=2)														
\bar{X}	7,17	0,09	1,74	0,84	0,91	41,95	44,10	6,52	0,14	1,97	1,48	0,48	36,62	43,48
$(t_{0,5}) \pm$	0,32	0,02	0,17	0,32	0,50	11,43	9,92	0,43	0,11	0,54	0,43	0,34	7,66	10,38
x_{max}	7,24	0,09	1,78	0,91	1,02	44,60	46,40	7,10	0,29	2,37	1,90	0,85	42,60	53,60
x_{min}	7,09	0,08	1,70	0,76	0,79	39,30	41,80	6,10	0,06	1,20	0,90	0,10	25,90	30,60
S	0,11	0,01	0,06	0,11	0,16	3,75	3,25	0,37	0,09	0,47	0,37	0,29	6,68	9,04
Телецкий выступ (n=1)														
\bar{X}	6,68	0,09	1,87	1,32	0,55	47,20	48,50							

Химические анализы кордиеритов из метаморфических пород Алтае-Саянской складчатой области

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O ₃	K ₂ O	Σ	H ₂ O	F	Место взятия пробы
1	48,50	0,00	33,50	6,18	0,24	9,29	0,00	0,20	0,00	97,91	—	28,00	Р. Келесегу	
2	49,12	0,00	33,59	6,39	0,30	9,38	0,00	0,24	0,01	99,03	1,31	28,62	»	
3	49,43	0,00	34,15	5,89	0,39	9,28	0,00	0,21	0,00	99,35	1,31	27,67	»	
4	49,20	0,00	32,60	7,43	0,45	9,03	0,11	0,20	0,00	99,02	—	32,93	»	
5	48,07	0,00	33,51	5,92	0,49	10,13	0,02	0,21	0,00	98,35	1,02	26,47	Восточный склон Тонгулакского хреб- та	
6	49,54	0,02	33,09	6,32	0,27	8,74	0,02	0,17	0,03	98,20	0,56	29,77	Р. Ниж. Ильдугем	
7	48,80	0,00	34,78	5,47	0,48	9,57	0,00	0,12	0,01	99,23	1,42	25,94	»	
8	48,36	0,00	34,59	5,88	0,51	9,42	0,01	0,33	0,02	99,42	1,27	27,63	Перевал Чибит—Усть-Улаган	
9	48,44	0,00	33,20	5,91	0,22	9,51	0,00	0,18	0,00	97,46	1,48	26,48	Восточный склон Тонгулакского хреб- та	
10	48,95	0,00	31,69	0,00	7,12	9,38	0,00	0,30	0,15	97,93	1,84	30,65	Р. Ниж. Ильдугем; P ₂ O ₅ =0,08; H ₂ O= =0,20	
11	50,15	0,00	31,70	0,19	4,37	9,46	0,00	0,32	0,15	97,15	2,49	21,66	Восточный склон Тонгулакского хреб- та; P ₂ O ₅ =0,06	
12	46,74	0,00	34,33	4,85	0,69	9,95	0,00	0,30	0,00	96,86	1,63	24,00	Там же	
13	49,88	0,00	33,09	5,53	0,40	9,60	0,00	0,30	0,00	98,80	1,83	25,86	Тонгулакский хребет	
14	48,77	0,00	34,26	6,49	0,29	9,31	0,00	0,32	0,00	99,44	1,26	28,92	»	
15	49,76	0,00	32,38	4,60	0,65	10,24	0,04	0,28	0,04	97,96	1,36	24,29	Восточный склон Тонгулакского хреб- та	
16	49,50	0,00	32,71	7,05	0,46	8,94	0,00	0,20	0,16	99,02	—	32,11	Там же	
17	49,47	0,00	32,96	7,59	0,24	9,15	0,00	0,33	0,00	99,74	1,48	32,44	Р. Ниж. Ильдугем	
18	49,95	0,00	30,91	0,95	7,07	8,18	0,06	0,27	0,20	97,84	1,72	33,55	»	
19	48,00	0,00	31,89	0,25	6,68	9,49	0,00	0,25	0,15	97,09	2,19	29,55	Тонгулакский хребет; P ₂ O ₅ =0,17; H ₂ O=0,35	
20	48,20	0,00	33,85	6,21	0,30	9,30	0,00	0,25	0,00	98,11	1,22	28,04	Там же	

Тонгулакский выступ

21	49,76	0,00	33,71	6,05	0,32	9,87	0,00	0,24	0,06	100,01	1,65	26,64	»
22	49,95	0,00	33,57	4,63	0,44	10,15	0,00	0,30	0,00	99,04	1,39	21,82	»
23	50,68	0,00	32,02	4,41	0,76	10,22	0,04	0,21	0,04	98,38	1,42	22,09	»
24	49,98	0,00	33,05	6,22	0,36	9,48	0,05	0,29	0,06	99,49	1,28	28,16	»
25	49,61	0,00	32,18	8,93	0,39	8,15	0,00	0,22	0,01	99,49	1,17	39,16	Р. Ник. Ильдугем
26	48,18	0,00	33,06	8,01	0,29	8,40	0,00	0,28	0,00	98,22	0,75	34,32	Тонгулакский хребет
27	48,82	0,00	34,44	5,50	0,56	9,72	0,00	0,29	0,00	99,33	1,06	25,99	»
28	49,07	0,00	32,36	6,14	0,42	9,15	0,00	0,33	0,02	97,49	1,90	28,62	»
<i>Катунско-Чуйский выступ</i>													
29	50,13	0,00	32,50	3,22	0,77	10,27	0,00	0,21	0,00	97,40	—	18,06	Южно-Чуйский
30	49,39	0,05	32,30	4,12	0,04	10,45	0,00	0,26	0,02	96,63	1,20	18,01	»
31	49,84	0,00	32,61	5,14	0,73	10,08	0,00	0,35	0,00	98,75	—	24,54	»
32	48,56	0,00	33,16	4,60	0,44	10,25	0,03	0,29	0,06	97,39	1,41	21,68	»
33	49,69	0,00	32,98	4,48	0,74	10,00	0,06	0,32	0,00	98,27	1,29	22,61	»
34	50,52	0,00	32,00	5,62	0,64	9,44	0,04	0,24	0,04	98,54	1,86	27,10	»
35	48,93	0,00	32,38	6,04	0,40	8,80	0,06	0,62	0,03	97,26	1,58	29,34	»
36	49,59	0,00	32,56	4,72	0,58	10,16	0,07	0,24	0,01	97,93	1,39	22,46	»
37	49,55	0,00	32,26	5,56	0,38	9,50	0,05	0,29	0,04	97,63	1,32	24,84	»
38	49,07	0,05	32,13	4,92	0,53	9,88	0,05	0,34	0,04	97,01	1,37	21,91	»
39	49,35	0,01	32,44	4,79	0,50	10,16	0,03	0,32	0,01	97,61	1,32	22,36	»
40	50,80	0,00	32,94	3,68	0,82	10,38	0,00	0,25	0,00	98,87	1,19	19,31	»
41	48,60	0,00	34,29	6,26	0,34	9,18	0,00	0,37	0,00	99,04	1,26	28,84	»
42	48,47	0,00	32,17	5,04	0,75	10,05	0,00	0,09	0,00	96,57	0,87	24,55	»
43	49,13	0,00	34,57	4,58	0,84	9,71	0,00	0,42	0,00	99,25	1,04	23,97	»
44	48,69	0,00	33,05	4,77	0,32	10,18	0,06	0,47	0,00	97,54	1,39	21,83	»
45	50,26	0,00	32,00	4,91	0,35	10,11	0,05	0,32	0,04	98,04	1,37	22,60	»
46	49,79	0,00	33,07	5,66	0,45	9,59	0,00	0,33	0,00	98,89	1,67	26,74	»
47	49,07	0,00	32,59	4,42	0,63	10,24	0,05	0,25	0,05	97,30	1,16	21,85	»
48	48,23	0,00	35,43	4,91	0,65	9,79	0,02	0,30	0,00	99,33	1,29	22,61	»
49	49,75	Сл.	32,13	0,79 3,90	0,44	10,27	Сл.	0,38	0,13	97,79	1,49	21,60	Там же; Cr ₂ O ₃ =0,03; H ₂ O=0,25
50	50,26	»	31,51	1,65 3,79	0,38	9,98	»	0,35	0,18	98,10	1,65	26,71	Там же; Cr ₂ O ₃ =0,03

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	<i>Телецкий выступ</i>													
51	48,61	0,00	34,20	5,22	0,43	0,43	9,53	0,03	0,45	0,01	98,48	—	24,76	Восточный берег Телецкого озера
52	47,78	0,00	35,66	4,49	0,74	0,74	10,44	0,00	0,16	0,02	99,29	—	21,98	»
53	48,76	0,03	33,32	5,23	0,49	0,49	9,18	0,00	0,53	0,00	97,54	—	25,97	»
54	47,15	0,00	36,27	5,93	0,49	0,49	8,92	0,02	0,27	0,02	99,07	—	28,93	»
55	47,47	0,00	34,73	10,69	0,16	0,16	6,56	0,01	0,18	0,00	99,80	—	48,08	»
56	49,41	0,00	33,19	5,61	0,14	0,14	9,47	0,02	0,44	0,00	98,28	—	25,39	»
	<i>Дзсебашский выступ</i>													
57	46,70	0,07	35,26	5,55	0,27	0,27	10,05	0,01	0,32	0,02	98,25	—	24,77	Тракт Абакан—Абаза-Кивзыл
58	48,63	0,00	34,22	6,08	0,34	0,34	9,34	0,01	0,23	0,03	98,88	—	27,72	»
	<i>Теранзский массив (кордириты из роговиков)</i>													
59	47,71	0,00	34,88	6,22	0,27	0,27	9,64	0,02	0,21	0,06	99,01	1,40	27,37	Правый берег р. Кубадру
60	49,76	—	32,38	4,60	—	—	10,21	—	—	—	96,95	—	20,48	»
61	49,43	—	32,05	5,73	—	—	10,16	—	—	—	97,37	—	24,09	»
	<i>Харловский массив (кордириты из роговиков)</i>													
62	48,94	—	30,97	9,71	—	—	7,89	—	—	—	97,51	—	48,65	Кордирит из контакта
63	47,17	—	32,91	8,94	—	—	7,97	—	—	—	96,99	—	38,69	»
	<i>Массив Коч-Бел (кордириты из роговиков)</i>													
64	48,98	—	32,26	7,08	—	—	8,57	—	—	—	96,89	—	32,00	»
65	48,93	—	33,16	6,95	—	—	8,80	—	—	—	97,84	—	30,77	»
66	48,32	—	32,48	7,21	—	—	8,98	—	—	—	96,99	—	38,46	»

Примечание. Образцы 49 и 50—по данным С. В. Мельгунова (устное сообщение); 60—66—из работы В. В. Ревердатто с соавторами (Reverdatto e. a., 1974) все остальные—по материалам автора. Для образцов 10, 11, 18 и 19 в графе 13 приведено п.п.н., для других—Н₂O (определялась методом Пенфильда).

Кристаллохимические формулы кордьеритов из метаморфических пород Алтае-Саянской складчатой области

№	Si	Ti	Al	Al ^{IV}	Al ⁶	Fe ⁺³	Fe ⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	H ₂ O	Парагенезис
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
1	4,97	0,00	4,05	1,03	3,02	0,53	0,02	1,41	0,00	0,04	0,00	0,00	—	Кв+Пл+Хл+Му+Би+Корд
2	4,98	0,00	4,02	1,02	3,00	0,54	0,02	1,42	0,00	0,02	0,02	0,00	0,44	Кв+Пл+Хл+Му+Би+Корд
3	4,98	0,00	4,06	1,02	3,04	0,50	0,04	1,39	0,00	0,02	0,02	0,00	—	Кв+Пл+Хл+Му+Би+Корд
4	5,02	0,00	3,93	0,98	2,95	0,63	0,04	1,36	0,01	0,02	0,02	0,00	—	Кв+Пл+Хл+Му+Би+Корд
5	4,91	0,00	4,04	1,09	2,95	0,50	0,04	1,54	0,00	0,02	0,02	0,00	0,35	Кв+Пл+Му+Анд+Корд+Би
6	5,05	0,00	3,99	0,95	3,04	0,54	0,02	1,33	0,00	0,02	0,02	0,01	0,19	Кв+Пл+Хл+Му+Би+Гр+Корд
7	4,92	0,00	4,13	1,08	3,05	0,46	0,04	1,44	0,00	0,02	0,02	0,00	0,37	Кв+Пл+Хл+Му+Би+Гр+Корд
8	4,91	0,00	4,13	1,09	3,04	0,50	0,04	1,42	0,00	0,03	0,03	0,00	0,43	Кв+Пл+Хл+Му+Би+Гр+Корд
9	4,98	0,00	4,02	1,02	3,00	0,51	0,02	1,46	0,00	0,04	0,04	0,00	0,51	Кв+Пл+Му+Би+Гр+Корд
10	5,05	0,00	3,86	0,91	2,91	0,00	0,61	1,44	0,00	0,06	0,06	0,02	0,64	Кв+Пл+Му+Би+Корд+Анд+Сил
11	5,15	0,00	3,83	0,85	2,98	0,01	0,38	1,45	0,00	0,06	0,06	0,02	0,86	Кв+Пл+Му+Би+Сил+Корд
12	4,84	0,00	4,19	1,16	3,03	0,42	0,06	1,53	0,00	0,06	0,06	0,00	0,57	Кв+Пл+Му+Би+Ст+Сил+Корд
13	5,05	0,00	3,95	0,95	3,00	0,47	0,04	1,45	0,00	0,02	0,02	0,00	0,62	Кв+Пл+Му+Би+Сил+Корд
14	4,93	0,00	4,08	1,07	3,01	0,55	0,02	1,40	0,00	0,06	0,06	0,00	0,43	Кв+Пл+Му+Би+Анд+Сил+Корд
15	5,07	0,00	3,89	0,93	2,96	0,39	0,06	1,55	0,01	0,03	0,03	0,00	0,46	Кв+Пл+Му+Би+Сил+Корд
16	5,04	0,00	3,93	0,96	2,97	0,60	0,04	1,36	0,00	0,04	0,04	0,02	—	Кв+Пл+Му+Ст+Би+Сил+Корд
17	5,01	0,00	3,93	0,99	2,94	0,64	0,02	1,38	0,00	0,06	0,06	0,00	0,49	Кв+Пл+Му+Би+Корд
18	5,19	0,00	3,71	0,81	2,90	0,10	0,58	1,26	0,01	0,05	0,05	0,02	0,59	Кв+Би+Пл+Гр+Сил+Корд
19	4,99	0,00	3,91	1,01	2,90	0,03	0,58	1,47	0,00	0,04	0,04	0,02	0,76	Кв+Пл+Би+Гр+Сил+Корд
20	4,94	0,00	4,08	1,06	3,02	0,53	0,03	1,42	0,00	0,05	0,05	0,00	0,42	Кв+Пл+Би+Сил+Корд
21	4,99	0,00	3,98	1,01	2,97	0,51	0,03	1,48	0,00	0,05	0,05	0,01	0,55	Кв+Пл+Би+Сил+Корд

Тонгульский выступ

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
22	5,02	0,00	3,99	0,98	3,01	0,39	0,04	1,52	0,00	0,03	0,03	0,00	0,47	Кв+Пл+Му+Би+Сил+Корд
23	5,13	0,00	3,82	0,87	2,95	0,37	0,07	1,54	0,01	0,02	0,02	0,00	0,48	Кв+Пл+Му+Би+Сил+Корд
24	5,04	0,00	3,94	0,96	2,98	0,52	0,02	1,43	0,01	0,03	0,03	0,01	0,42	Кв+Пл+Би+Сил+Гр+Корд
25	5,07	0,00	3,87	0,93	2,94	0,76	0,03	1,24	0,00	0,04	0,04	0,00	0,41	Кв+Пл+Би+Сил+Корд+Гр
26	4,97	0,00	4,02	1,03	2,99	0,69	0,02	1,29	0,00	0,03	0,03	0,00	0,26	Кв+Пл+Му+Би+Сил+Корд
27	4,93	0,00	4,10	1,07	3,03	0,46	0,05	1,46	0,00	0,06	0,06	0,00	0,36	Кв+Пл+Му+Би+Сил+Корд
28	5,07	0,00	3,95	0,93	3,02	0,53	0,04	1,40	0,00	0,03	0,03	0,00	0,66	Кв+Пл+Му+Би+Сил+Корд
<i>Катунско-Чуйский выступ</i>														
29	5,11	0,00	3,91	0,89	3,02	0,28	0,07	1,56	0,00	0,02	0,02	0,00	—	Кв+Пл+Му+Би+Корд+Хл
30	5,07	0,01	3,91	0,93	2,98	0,35	0,00	1,60	0,00	0,02	0,02	0,00	0,41	Кв+Пл+Му+Би+Корд+Хл+Би
31	5,05	0,00	3,89	0,95	2,94	0,44	0,06	1,52	0,00	0,07	0,07	0,00	—	Кв+Пл+Му+Би+Корд+Гр
32	4,97	0,00	4,01	1,03	2,98	0,39	0,04	1,56	0,01	0,03	0,03	0,01	0,49	Кв+Пл+Му+Би+Корд
33	5,04	0,00	3,95	0,96	2,99	0,38	0,06	1,51	0,01	0,03	0,03	0,00	0,43	Кв+Пл+Му+Би+Корд+Гр
34	5,13	0,00	3,84	0,87	2,97	0,48	0,05	1,43	0,00	0,01	0,01	0,00	0,64	Кв+Пл+Му+Би+Корд
35	5,05	0,00	3,95	0,95	3,00	0,52	0,04	1,35	0,01	0,06	0,06	0,00	0,51	Кв+Пл+Му+Би+Сг+Корд
36	5,05	0,00	3,92	0,95	2,97	0,40	0,05	1,54	0,01	0,02	0,02	0,00	0,48	Кв+Пл+Му+Би+Корд
37	5,07	0,00	3,90	0,93	2,97	0,48	0,04	1,45	0,01	0,03	0,03	0,01	0,45	Кв+Пл+Му+Корд
38	5,06	0,01	3,90	0,94	2,96	0,42	0,04	1,52	0,01	0,03	0,03	0,00	0,47	Кв+Пл+Му+Би+Корд
39	5,06	0,00	3,92	0,94	2,98	0,41	0,04	1,53	0,00	0,06	0,06	0,00	0,45	Кв+Пл+Гр+Корд
40	5,10	0,00	3,90	0,90	3,00	0,31	0,07	1,56	0,00	0,02	0,02	0,00	0,40	Кв+Пл+Му+Би+Корд
41	4,93	0,00	4,10	1,07	3,03	0,53	0,03	1,39	0,00	0,07	0,07	0,00	0,43	Кв+Пл+Му+Корд
42	5,02	0,00	3,93	0,98	2,95	0,66	0,04	1,55	0,00	0,02	0,02	0,00	0,30	Кв+Пл+Му+Би+Корд+Гр
43	4,95	0,00	4,10	1,05	3,05	0,39	0,07	1,46	0,00	0,08	0,08	0,00	0,35	Кв+Пл+Му+Корд+Би
44	4,98	0,00	3,86	1,02	2,84	0,41	0,02	1,56	0,01	0,04	0,04	0,00	0,47	Кв+Пл+Му+Би+Корд

45	5,11	0,00	3,84	0,89	2,95	0,42	0,03	1,53	0,01	0,03	0,00	0,46	Кв+Пл+Му+Би+Корд
46	5,04	0,00	3,95	0,96	2,99	0,48	0,04	1,45	0,00	0,03	0,00	0,60	Кв+Пл+Му+Би+Корд
47	5,03	0,00	3,94	0,97	2,97	0,38	0,05	1,56	0,01	0,02	0,01	0,40	Кв+Пл+Му+Би+Корд
48	4,86	0,00	4,21	1,16	3,05	0,41	0,06	1,47	0,00	0,06	0,00	0,43	Кв+Пл+Му+Би+Корд+Гр
49	5,07	0,00	3,86	0,93	2,93	0,06	0,33	1,56	0,00	0,04	0,01	0,51	Кв+Пл+Му+Би+Корд
50	5,11	0,00	3,78	0,89	2,88	0,13	0,32	1,51	0,00	0,04	0,01	0,56	Кв+Пл+Му+Би+Корд
<i>Телецкий выстуг</i>													
51	4,94	0,00	4,09	1,06	3,03	0,44	0,04	1,45	0,00	0,04	0,00	—	Кв+Пл+Му+Би+Анд+Сил+Корд
52	4,81	0,00	4,23	1,19	3,04	0,38	0,06	1,57	0,00	0,03	0,00	—	Кв+Пл+Хл+Му+Би+Корд
53	5,00	0,00	4,03	1,00	3,03	0,45	0,04	1,40	0,00	0,11	0,00	—	Кв+Пл+Би+Корд
54	4,78	0,00	4,34	1,22	3,12	0,50	0,04	1,35	0,00	0,05	0,00	—	Кв+Пл+Му+Би+Анд+Сил+Корд
55	4,87	0,00	4,20	1,13	3,07	0,92	0,01	1,01	0,00	0,04	0,00	—	Кв+Пл+Му+Би+Сил+Корд
56	5,03	0,00	3,99	0,97	3,02	0,48	0,01	1,44	0,00	0,04	0,00	—	Кв+Пл+Му+Би+Корд+Гр
<i>Давсбаицкий выстуг</i>													
57	4,78	0,01	4,25	1,22	3,03	0,48	0,02	1,53	0,00	0,03	0,00	—	Кв+Пл+Му+Би+Анд+Корд
58	4,94	0,00	4,09	1,06	3,03	0,52	0,03	1,42	0,00	0,02	0,00	—	Кв+Пл+Му+Би+Анд+Корд
<i>Терагайский массив (кордиериты из роговиков)</i>													
59	4,85	0,00	4,18	1,15	3,03	0,53	0,02	1,47	0,00	0,02	0,01	0,37	Кв+Пл+Кпп+Сил+Шп+Корд
60	5,12	—	3,91	0,88	3,03	0,40	—	1,56	—	—	—	—	Пл+Кпп+Би+Шп+Корд
61	5,08	—	3,85	0,92	2,93	0,49	—	1,55	—	—	—	—	Пл+Шп+Сил+Корд
<i>Хорловский массив (кордиериты из роговиков)</i>													
62	5,11	—	3,80	0,89	2,91	0,85	—	1,23	—	—	—	—	Кв+Пл+Му+Би+Корд
63	5,05	—	3,97	0,95	3,02	0,77	—	1,22	—	—	—	—	Би+Пл+Сил+Корд+Шп+Корд
<i>Массив Кош-Бел (кордиериты из роговиков)</i>													
64	5,07	—	4,02	0,93	2,99	0,62	—	1,32	—	—	—	—	Кв+Пл+Му+Би+Корд
65	5,02	—	4,00	0,98	3,02	0,60	—	1,35	—	—	—	—	Кв+Пл+Му+Би+Корд
66	5,02	—	3,99	0,98	3,01	0,62	—	1,39	—	—	—	—	Кв+Пл+Би+Корд

Химические анализы биотитов из метаморфических

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11

Шарьжалгай

1	36,08	3,17	15,89	1,99	18,72	0,09	11,06	0,36	0,36	8,83
2	36,04	3,27	16,63	3,50	17,28	0,24	9,86	0,48	0,30	9,23
3	35,30	5,25	14,63	2,25	21,96	0,10	8,68	0,62	He обн.	7,77
4	36,22	4,52	15,00	1,37	14,76	0,01	14,69	0,86	»	9,23
5	35,54	2,56	18,84	1,10	17,28	0,03	11,58	0,18	0,24	8,90
6	36,28	4,62	14,16	2,84	16,90	0,14	12,00	0,30	0,07	9,13
7	36,50	4,00	13,04	2,55	19,44	0,11	11,30	0,50	0,08	9,41
8	36,40	2,90	14,45	—	20,50	0,03	12,10	0,59	0,08	9,30
9	35,00	3,27	14,75	3,92	21,16	0,14	8,60	0,40	0,07	9,10
10	35,00	3,70	17,26	—	20,53	Сл.	10,46	0,33	0,16	8,95
11	36,74	2,37	15,33	3,20	16,92	0,11	10,02	0,46	0,22	8,82
12	36,20	2,56	15,08	2,46	19,44	0,26	10,56	0,78	0,19	8,57
13	36,82	3,50	14,32	2,05	18,72	0,12	11,14	0,26	0,45	9,43
14	35,36	1,81	18,16	6,55	13,32	0,06	11,58	0,12	0,56	8,60
15	34,94	2,56	18,48	1,19	20,52	0,11	9,12	0,26	0,20	8,90
16	37,04	1,68	17,28	1,40	10,84	He обн.	17,51	He обн.	0,25	7,70
17	36,42	3,87	16,38	3,67	17,96	0,07	9,07	0,04	0,10	9,26
18	34,40	3,64	14,93	3,13	18,02	0,30	10,93	0,39	0,03	9,75
19	35,44	3,46	17,85	2,79	17,24	0,05	8,97	0,06	0,10	9,50
20	35,14	5,35	14,62	4,68	16,92	0,54	10,80	0,30	0,12	8,07
21	36,01	5,00	15,04	0,45	11,75	0,34	18,24	2,18	1,32	6,73

Хамар-Дабан

22	39,88	3,87	18,94	3,59	9,70	0,04	12,43	0,07	0,18	8,10
23	36,80	2,20	18,10	3,50	15,55	0,07	10,84	0,40	0,30	8,60
24	37,44	4,26	17,55	2,24	10,63	0,07	14,69	—	0,10	9,74
25	37,58	4,17	16,24	4,80	10,63	0,04	14,15	—	0,10	9,88
26	37,12	5,75	14,94	4,73	11,13	—	13,06	0,71	0,16	8,72
27	37,62	3,94	16,80	3,51	13,51	0,05	12,67	0,10	0,18	9,20
28	35,61	5,02	16,12	2,89	16,68	0,16	9,55	0,56	0,15	9,75
29	36,03	2,70	16,41	2,52	15,78	0,08	11,72	0,20	0,44	8,23
30	35,98	2,47	20,01	4,30	15,52	0,27	8,89	0,07	0,15	8,00
31	35,25	2,20	19,62	3,59	16,52	0,25	9,49	—	0,25	8,75
32	36,65	1,32	18,13	3,04	14,51	0,14	13,39	0,14	0,32	8,00

Томский

33	36,62	1,84	19,21	1,89	13,58	1,27	11,50	0,15	0,85	8,73
34	36,13	2,31	17,41	4,65	18,03	0,37	9,37	0,52	0,61	6,96
35	35,70	1,84	17,10	5,54	19,01	0,13	9,79	0,76	0,38	7,23
36	36,71	2,12	18,58	5,57	13,93	0,40	10,52	0,91	0,95	6,72
37	37,48	3,47	16,51	4,15	15,27	0,56	9,96	2,20	0,68	5,46

пород Алтае-Саянской складчатой области

H_2O^+	H_2O^-	П.п.п.	Σ	Место взятия пробы	Литературный источник
12	13	14	15	16	17

ский выступ

3,84	—	—	100,39	Бассейн р. Олот	Докембрий Восточного Саяна (1964)
3,36	—	—	100,19	» р. Китой	
3,30	—	—	99,86	Р. Урик	
3,46	—	—	100,12	»	
4,14	—	—	100,39	Р. Иркут	
3,24	—	—	99,68	Бассейн р. Даялык	
3,60	—	—	100,53	» р. Китой	
3,15	—	—	99,50	» »	
3,60	—	—	100,01	» »	
2,80	—	—	99,19	» »	
6,18	—	—	100,37	Р. Олот	
3,90	—	—	100,00	Р. М. Белая	
3,34	—	—	100,15	Бассейн р. Китой	
4,48	—	—	100,60	» р. М. Белая	
3,82	—	—	100,10	» р. Иркут	
4,65	0,46	—	98,81	Китойское месторождение	Хлестов, Ушакова (1965)
2,80	—	—	99,64	Шарыжалгайский выступ	Шафеев (1973)
3,85	—	—	99,37	» »	
3,57	—	—	99,03	» »	
3,75	—	—	100,29	» »	
2,55	—	—	99,61	» »	

ский массив

2,51	—	—	99,31	Хамар-Дабанский массив
3,00	—	—	99,36	» »
2,68	—	—	99,40	» »
2,36	—	—	99,95	» »
4,14	—	—	100,46	» »
2,20	—	—	99,78	» »
4,18	—	—	100,67	» »
5,34	—	—	99,45	» »
4,38	—	—	100,04	» »
3,98	—	—	99,90	» »
4,03	—	—	99,67	» »

выступ

3,12	0,27	—	99,03	Верховья р. Ташелга; F=0,12; P ₂ O ₅ =0,10	Летувиновичас (1967)
3,54	0,11	—	100,01	Участок Мраморный; Cl=0,23; F=0,18; P ₂ O ₅ =0,15	
2,84	0,29	—	100,61	Там же; F=0,10; P ₂ O ₅ =0,09	
2,95	0,63	—	99,99	Верховья р. Ташелга; Cl=0,21; F=0,21; P ₂ O ₅ =0,18	
3,42	0,62	—	99,78	Р. Ташелга; Cl=0,80; F=0,01; P ₂ O ₅ =0,06	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Тонгулак</i>										
38	37,90	4,10	19,17	He обн.	14,69	0,14	10,22	He обн.	0,45	7,85
39	39,95	2,87	17,44	0,89	13,81	0,14	10,88	1,03	0,75	6,85
40	38,75	3,12	17,00	1,87	13,51	0,20	12,36	0,36	0,27	7,88
41	37,60	1,41	18,87	3,30	12,51	0,20	13,20	He обн.	0,49	7,48
42	38,30	1,67	17,29	5,51	11,33	0,22	12,45	1,16	0,40	7,40
43	39,10	3,32	17,90	1,72	13,81	0,16	10,55	0,48	0,36	7,65
44	38,01	1,50	16,11	3,54	21,12	0,43	8,30	0,60	0,30	7,58
45	38,68	1,64	17,35	2,76	14,24	0,04	12,30	0,76	0,65	7,20
<i>Телец</i>										
46	37,40	1,80	19,30	2,91	13,86	0,24	12,30	0,26	0,67	7,00
<i>Чульшман</i>										
47	36,32	1,62	21,86	3,87	13,32	0,19	10,00	He обн.	0,40	7,05
48	35,48	1,73	20,83	2,51	17,18	0,16	10,52	»	0,30	5,47
49	34,60	1,78	19,44	2,71	16,08	0,14	11,40	1,40	0,52	7,01
<i>Катунско-Чуй</i>										
50	36,50	1,75	18,64	0,96	14,08	0,23	13,33	He обн.	0,34	8,56
51	37,15	1,75	18,26	0,57	14,69	0,12	14,00	»	0,56	8,32
52	38,40	1,30	19,11	0,52	11,81	0,12	14,53	»	0,54	8,34
53	36,80	1,50	19,75	0,32	14,39	0,23	13,03	»	0,48	8,32
54	35,90	1,60	18,35	0,94	17,56	0,31	11,98	»	0,34	7,56
55	36,65	1,40	18,86	1,00	13,25	0,31	14,08	»	0,48	8,62
56	36,80	1,40	18,48	0,95	13,02	0,27	14,97	»	0,48	8,22
57	36,35	1,40	18,29	1,22	14,91	0,23	13,93	»	0,34	8,00
58	37,00	1,35	18,13	1,24	12,49	0,12	15,13	»	0,34	8,52
59	38,25	1,75	19,21	0,62	13,85	0,39	12,21	»	0,74	7,52
60	36,30	1,75	15,59	0,36	14,73	0,30	12,88	0,41	0,30	8,78
61	37,85	1,55	18,19	0,40	13,25	0,46	13,85	He обн.	0,48	8,60
62	36,90	1,75	17,88	1,57	12,19	0,27	14,97	»	0,48	8,72
63	37,30	1,67	18,50	1,22	14,38	0,35	12,73	0,42	0,72	8,00
64	38,60	1,25	19,14	He обн.	12,68	0,23	14,23	He обн.	0,52	8,22
<i>Сангилен</i>										
65	34,76	1,84	19,56	3,67	16,79	He опр.	10,54	He опр.	0,33	7,41
66	35,74	1,95	19,69	3,37	14,92	0,05	11,28	0,20	0,33	8,39
67	36,40	1,23	22,83	He опр.	11,55	0,12	13,78	0,30	0,43	8,53
68	38,80	2,17	16,74	14,63		0,03	15,05	—	0,27	8,97
69	37,43	2,21	16,67	16,46		0,07	11,55	—	0,13	8,66
70	36,73	3,50	15,64	17,67		0,07	10,23	—	0,08	9,11
71	38,65	2,34	17,34	14,80		0,01	14,77	—	0,30	9,00
72	38,53	2,61	17,43	15,73		0,07	13,22	—	0,10	8,67

12	13	14	15	16	17	
<i>ский выступ</i>						
—	Не обн.	5,14	99,66	Среднее течение р. Ниж. Ильдугем; $P_2O_5=0,32$	Данные автора	
—	0,10	5,04	99,75	Среднее течение р. Теран-жик; $P_2O_5=0,17$		
—	0,15	4,21	99,68	Там же; $P_2O_5=0,25$		
—	0,06	4,45	99,57	Верховья р. Куркурек		
—	0,06	3,80	99,59	» »		
—	0,10	4,44	99,59	Тонгулакский хребет; $P_2O_5=0,06$		
—	Не обн.	3,49	100,98	Верховья р. Ниж. Ильдугем		
—	»	4,73	100,35	Перевал Кызылташка—Ниж. Ильдугем		
<i>кий выступ</i>						
3,37	0,30		99,41	Телецкое озеро		
<i>ский выступ</i>						
—	0,10	4,74	99,47	Р. Бугузун, хр. Чихачева		
—	0,02	6,55	100,75	» »		
—	0,04	4,37	99,49	» »		
<i>ский выступ</i>						
3,89	0,20	—	98,48	Южно-Чуйский хребет; $F=0,24$	Кежежинская, Зоркина, Пункинская (1972)	
2,80	0,20	—	98,42	» $F=0,20$		
3,44	0,50	—	98,61	» $F=0,20$		
3,26	0,10	—	98,18	» $F=0,25$		
3,25	0,20	—	97,99	» $F=0,42$		
3,56	0,20	—	98,41	» $F=0,24$		
3,54	0,20	—	98,33	» $F=0,23$		
4,24	Не обн.	—	98,91	» $F=0,25$		
3,65	0,20	—	98,17	» $F=0,32$		
4,83	0,15	—	99,52	» $F=0,23$		
4,58	0,20	—	96,18	» $F=0,43$		
3,34	0,10	—	98,07	» $F=0,28$		
3,59	0,20	—	98,52	» $F=0,30$		
3,76	0,20	—	99,25	» $F=0,22$		
3,12	0,15	—	98,14	» $F=0,30$		
<i>ский выступ</i>						
4,79	—	—	99,69	Северо-Западный Сангилен, Тува		Федькин (1975)
4,17	—	—	100,09	» $F=0,38$		
3,96	0,40	—	99,53	» $F=0,26$		
—	—	—	96,66	Нагорье Сангилен, р. Чакхырой	Лаврентьев, Усова, Ушакова (1975)	
—	—	—	93,18	» »		
—	—	—	93,03	» »		
—	—	—	97,21	» »		
—	—	—	96,36	» »		

Кристаллохимические формулы биотитов из метаморфических пород Алтае-Саянской складчатой области

№ п/п	Si	Ti	ΣAl	Al ^{IV}		Al ^{VI}	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Mn	Mg	Ca	Na	K	OH	Nm	F	Парагенезис
				Al ^{IV}	Al ^{VI}												
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
<i>Шаржайсайский выступ</i>																	
1	2,73	0,18	1,42	1,27	0,15	0,11	1,18	0,01	1,25	0,03	0,05	0,85	2,00	1,648	51,4		Гранат-биотитовый гнейс
2	2,75	0,19	1,50	1,25	0,25	0,20	1,40	0,02	1,12	0,04	0,04	0,90	2,00	1,658	54,0		»
3	2,73	0,31	1,34	1,13	0,21	0,13	1,43	0,00	1,01	0,05	0,00	0,77	2,00	1,674	60,7		Гранат-роговообманково-биотитовый гнейс
4	2,72	0,26	1,33	1,28	0,05	0,08	0,93	0,00	1,64	0,07	—	0,88	2,00	1,647	37,9		Гранат-биотит-роговообманково-гиперстеновый гнейс
5	2,65	0,14	1,65	1,35	0,30	0,06	1,08	0,00	1,29	0,01	0,04	0,85	2,00	1,643	47,0		Биотитовый гнейс
6	2,78	0,27	1,28	1,22	0,06	0,16	1,08	0,01	1,37	0,03	0,01	0,89	2,00	1,662	47,3		»
7	3,02	0,25	1,28	0,98	0,30	0,16	1,35	0,00	1,40	0,04	0,00	1,00	2,00	—	51,9		Биотит-роговообманковый гнейс
8	2,82	0,17	1,32	1,18	0,14	—	1,33	0,00	1,40	0,05	0,01	0,92	2,00	1,664	48,7		Биотитовый гнейс
9	2,72	0,19	1,35	1,28	0,07	0,23	1,37	0,01	1,00	0,03	0,01	0,90	2,00	1,677	61,8		»
10	2,78	0,22	1,62	1,22	0,40	0,00	1,37	0,00	1,24	0,03	0,02	0,91	2,00	—	52,5		Гранат-биотитовый гнейс
11	2,69	0,13	1,32	1,31	0,01	0,18	1,04	0,01	1,09	0,04	0,03	0,82	2,00	1,646	52,7		Биотитовый сланец
12	2,76	0,15	1,36	1,24	0,12	0,14	1,24	0,02	1,20	0,06	0,00	0,83	2,00	1,652	53,8		» гнейс
13	2,82	0,20	1,29	1,18	0,11	0,12	1,20	0,01	1,27	0,02	0,07	0,92	2,00	1,646	51,0		Гранат-биотитовый гнейс
14	2,61	0,10	1,58	1,39	0,19	0,36	0,82	0,00	1,27	0,01	0,08	0,81	2,00	1,639	48,3		»
15	2,66	0,15	1,66	1,34	0,32	0,07	1,31	0,01	1,04	0,02	0,03	0,87	2,00	1,653	57,2		»
16	2,70	0,09	1,49	1,30	0,19	0,08	0,66	0,00	1,90	0,00	0,02	0,72	2,00	1,618	28,0		Гр+Жед+Корд+Ги
17	2,80	0,23	1,49	1,20	0,29	0,21	1,16	0,01	1,05	0,01	0,02	0,92	2,00	—	56,3		Гнейс
18	2,65	0,21	1,35	1,35	0,00	0,18	1,16	0,02	1,25	0,03	0,01	0,96	2,00	—	52,1		»
19	2,71	0,20	1,62	1,29	0,33	0,17	1,10	0,00	1,22	0,01	0,02	0,93	2,00	—	55,5		»
20	2,67	0,31	1,30	1,30	—	0,26	1,07	0,03	1,22	0,02	0,02	0,78	2,00	—	52,7		»
21	2,69	0,28	1,30	1,30	—	0,03	0,74	0,02	2,03	0,17	0,20	0,64	2,00	—	28,0		»
<i>Хамар-Дабанский массив</i>																	
22	2,93	0,21	1,63	1,03	0,60	0,20	0,59	0,00	1,36	0,01	0,03	0,76	2,00	—	36,7		Гнейс
23	2,78	0,13	1,62	1,22	0,40	0,20	0,99	0,00	1,22	0,03	0,03	0,83	2,00	—	49,4		»
24	2,79	0,24	1,55	1,21	0,34	0,13	0,66	0,01	1,63	0,00	0,02	0,92	2,00	—	32,9		»
25	2,82	0,23	1,44	1,18	0,26	0,27	0,67	0,00	1,58	—	0,02	0,95	2,00	—	37,3		»

26	2,72	0,32	1,28	0,01	0,26	0,68	0,00	1,43	0,05	0,03	0,81	2,00	—	39,7	»
27	2,85	0,23	1,15	0,35	0,20	0,85	0,01	1,41	0,01	0,03	0,89	2,00	—	42,9	»
28	2,67	0,28	1,33	0,10	0,16	1,05	0,01	1,07	0,05	0,03	0,94	2,00	—	53,3	»
29	2,66	0,15	1,30	—	0,14	0,98	0,01	1,29	0,02	0,06	0,77	2,00	—	46,7	»
30	2,66	0,14	1,72	0,38	0,26	0,96	0,02	0,98	0,01	0,03	0,75	2,00	—	55,9	»
31	2,65	0,13	1,35	0,38	0,21	1,04	0,02	1,06	—	0,04	0,84	2,00	—	54,5	»
32	2,62	0,07	1,53	0,15	0,16	0,87	0,01	1,42	0,01	0,04	0,73	2,00	—	42,3	»
<i>Томский выступ</i>															
33	2,77	0,11	1,71	0,48	0,11	0,86	0,08	1,30	0,01	0,12	0,84	2,00	—	44,7	Гранат-биотитовый гнейс
34	2,74	0,13	1,56	0,30	0,26	1,14	0,02	1,06	0,04	0,09	0,67	2,00	—	57,3	»
35	2,74	0,11	1,55	0,29	0,31	1,22	0,01	1,12	0,06	0,06	0,71	2,00	—	57,9	»
36	2,76	0,12	1,68	0,44	0,31	0,88	0,03	1,18	0,07	0,14	0,64	2,00	—	51,2	»
37	2,81	0,20	1,46	0,27	0,23	0,96	0,04	1,11	0,18	0,10	0,52	2,00	—	52,6	Мигматизированный амфиболит
<i>Тонзюлянский выступ</i>															
38	2,74	0,22	1,26	0,38	—	0,89	0,01	1,10	—	0,06	0,74	2,00	1,640	45,0	Кв+Пл ₄₂ +Би+КорД _{30,4} +Анд+Сил+Му
39	2,87	0,16	1,48	0,35	0,05	0,83	0,01	1,17	0,08	0,10	0,64	2,00	1,640	43,2	Кв+Пл ₂₈ +Би+Сил
40	2,81	0,17	1,46	0,27	0,11	0,82	0,01	1,44	0,03	0,03	0,73	2,00	1,635	39,5	Кв+Пл ₄₆ +Би+Ро ₄₆ +КуМ _{43,1} +ГР _{33,3}
41	2,74	0,08	1,26	0,36	0,18	0,76	0,01	1,43	—	0,07	0,69	2,00	1,635	39,9	Кв+Пл ₃₀ +Би+КорД ₃₀ +Ст+ГР _{32,2} +Сил
42	2,82	0,09	1,50	0,32	0,30	0,70	0,01	1,36	0,09	0,06	0,69	2,00	1,634	42,3	Кв+Пл ₄₀ +Би+Ро _{42,3}
43	2,85	0,18	1,54	0,39	0,10	0,84	0,01	1,15	0,04	0,05	0,72	2,00	1,640	45,2	Кв+Пл ₃₅ +Би+КорД _{30,7} +ГР _{32,1} +Сил
44	2,88	0,09	1,43	0,31	0,20	1,33	0,03	0,94	0,05	0,05	0,73	2,00	1,660	62,4	Кв+Пл ₂₅ +Би+Ро _{23,7} +Клп+Эп+Орг
45	2,80	0,09	1,48	0,28	0,15	0,86	0,01	1,33	0,06	0,09	0,66	2,00	1,640	43,10	Кв+Пл ₅₈ +Би+КуМ ₄₀ +Ро ₄₉ +ГР _{32,3}
<i>Телецкий выступ</i>															
46	2,78	0,10	1,69	0,47	0,16	0,86	0,01	1,36	0,02	0,10	0,66	2,00	—	42,9	Кв+Пл+Би+Гр
<i>Чулымский выступ</i>															
47	2,64	0,09	1,87	0,51	0,21	0,81	0,01	1,08	—	0,06	0,65	2,00	—	50,8	Кв+Пл+Би+Сил
48	2,57	0,09	1,75	0,30	0,17	1,04	0,01	1,14	—	0,03	0,51	2,00	—	53,0	Кв+Пл+Би
49	2,59	0,07	1,72	0,31	0,15	1,01	0,01	1,27	0,11	0,08	0,67	2,00	—	50,0	Кв+Пл+Би+Корд

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
<i>Катунско-Уйский выступ</i>																
50	2,73	0,40	1,64	1,27	0,37	0,05	0,88	0,01	1,50	0,00	0,05	0,82	2,00	1,627	38,5	Кв+Пл+Бн+Гр+Сил
51	2,82	0,40	1,63	1,18	0,45	0,03	0,93	0,00	1,58	0,00	0,04	0,80	2,00	1,626	39,4	Кв+Пл ₂₄ +Бн+Гр+Сил+Ст
52	2,78	0,07	1,70	1,22	0,58	0,03	0,75	0,00	1,64	0,00	0,04	0,80	2,00	1,621	32,2	Кв+Пл ₂₀ +Бн+Му+Гр+Сил
53	2,73	0,09	1,77	1,23	0,54	0,02	0,92	0,01	1,48	0,00	0,08	0,81	2,00	1,627	44,2	Кв+Пл ₃₀ +Бн+Му+Гр+Сил
54	2,75	0,09	1,65	1,25	0,40	0,06	1,30	0,02	1,37	0,00	0,05	0,75	2,00	1,634	50,2	Кв+Пл ₃₀ +Му+Бн+Гр+Хл
55	2,75	0,08	1,67	1,25	0,42	0,05	0,83	0,02	1,56	0,00	0,07	0,82	2,00	1,625	36,6	Кв+Пл ₂₂ +Му+Бн+Гр+Ст
56	2,75	0,08	1,63	1,25	0,38	0,05	0,81	0,01	1,67	0,00	0,08	0,78	2,00	1,623	34,3	Кв+Пл+Бн+Ст+Дис+Хл
57	2,70	0,08	1,60	1,30	0,30	0,07	0,92	0,01	1,55	0,00	0,04	0,76	2,00	1,627	39,2	Кв+Пл+Бн+Ст+Хл
58	2,77	0,08	1,60	1,23	0,37	0,07	0,78	0,00	1,69	0,00	0,04	0,81	2,00	1,622	32,4	Кв+Пл+Бн+Гр
59	2,77	0,09	1,64	1,23	0,41	0,03	0,84	0,03	1,32	0,00	0,10	0,70	2,00	1,628	40,5	Кв+Пл ₃₇ +Му+Бн+Гр+Сил
60	2,78	0,40	1,41	1,22	0,19	0,02	0,94	0,02	1,47	0,03	0,05	0,86	2,00	1,628	40,0	Кв+Пл+Му+Бн+Гр+Сил
61	2,84	0,09	1,61	1,16	0,45	0,03	0,83	0,03	1,55	0,00	0,07	0,82	2,00	1,625	36,5	Кв+Пл+Му+Бн+Сил
62	2,76	0,40	1,58	1,24	0,34	0,09	0,76	0,01	1,67	0,00	0,07	0,83	2,00	1,623	34,0	Кв+Пл+Бн+Гр
63	2,78	0,09	1,62	1,22	0,40	0,07	0,89	0,02	1,41	0,03	0,10	0,76	2,00	1,628	44,0	Кв+Пл+Бн+Гр+Корд
64	2,87	0,07	1,67	1,13	0,54	0,00	0,79	0,01	1,58	0,00	0,08	0,78	2,00	1,622	34,3	Кв+Пл+Му+Бн+Хл+Корд
<i>Сангиленский выступ</i>																
65	2,71	0,41	1,76	1,29	0,47	0,19	1,07	—	1,20	—	0,05	0,72	2,00	—	50,1	Кв+Му+Хл+Дис+Бн+Гр+Ст
66	2,70	0,07	2,00	1,30	0,70	—	0,95	0,01	1,28	0,02	0,05	0,81	2,00	—	42,8	Кв+Пл+Му+Хл+Бн+Ст
67	2,73	0,06	1,49	1,27	0,22	0,15	0,72	0,01	1,52	0,02	0,06	0,81	2,00	—	36,7	Кв+Дис+Хл+Бн+Ст

Средние составы кордиеритов из метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области

Статистич. параметр	Si	ΣAl	Mn	F	Na	H ₂ O	Si	ΣAl	Mn	F	Na	H ₂ O
<i>Тонгулакский выступ (n=28)</i>						<i>Катунско-Чуйский выступ (n=22)</i>						
\bar{X}	5,01	3,98	0,04	28,15	0,04	0,49	5,04	3,94	0,04	23,34	0,04	0,46
$(t_{0,5}) \pm$	0,03	0,04	0,01	1,61	0,01	0,05	0,03	0,04	0,01	1,36	0,01	0,04
x_{\max}	5,19	4,19	0,07	39,16	0,06	0,86	5,13	4,21	0,07	28,84	0,08	0,64
x_{\min}	4,84	3,71	0,02	21,29	0,02	0,19	4,86	3,78	0,00	18,01	0,01	0,30
S	0,08	0,11	0,01	4,19	0,02	0,14	1,07	0,10	0,02	3,06	0,02	0,08
<i>Телецкий выступ (n=6)</i>												
\bar{X}	4,91	4,15	0,03	29,19	0,05							
$(t_{0,5}) \pm$	0,08	0,11	0,02	10,40	0,02							
x_{\max}	5,03	4,34	0,06	48,08	0,11							
x_{\min}	4,78	3,99	0,01	21,98	0,03							
S	0,10	0,13	0,02	9,51	0,03							

ние TiO₂ и пониженное Al₂O₃ и по этим параметрам тяготеют к фации дву-пироксеновых гнейсов (Ушакова, 1971).

Сангиленский выступ охарактеризован всего лишь 8 образцами, при этом 3 из них относятся к западной части (точнее, к участку Улор), остальные — к Балыктыг-Хему. Между собой выборки отличаются по Al₂O₃, по остальным компонентам различия незначимы.

Хамар-Дабанский массив по средним концентрациям SiO₂, TiO₂ и MgO в биотитах сопоставим с биотитами Шарыжалгайского выступа, но количество Al₂O₃ и MgO в них разное. Напротив, слюды Балыктыг-Хема характеризуются равными содержаниями всех элементов, кроме SiO₂.

Томский выступ по составу биотитов обнаруживает полную аналогию с Хамар-Дабанским массивом и частично с Сангиленским выступом.

Тонгулакский выступ по химизму интересующего нас минерала близок к Хамар-Дабанскому массиву и Томскому выступу.

Чулышманский выступ, если судить по четырем пробам, отличается от всех названных выше комплексов главным образом по TiO₂ и Al₂O₃.

Катунско-Чуйский выступ с точки зрения химии биотитов обнаруживает полное сходство с Чулышманским, Тонгулакским и Томским выступлениями и по всем компонентам, кроме титана,— с Хамар-Дабанским массивом.

Таким образом, различия в составах биотитов от комплекса к комплексу хотя и наблюдаются, но они в целом не показательны. Иными словами, этот минерал оказывается менее информативным, чем, например, гранаты и роговые обманки.

ДРУГИЕ МИНЕРАЛЫ

Пироксены. К сожалению, в нашем распоряжении слишком мало химических анализов пироксенов (семь гиперстенов и один моноклинный пироксен, табл. 78), чтобы делать какие-либо обобщения. Отметим только, что гиперстены Сангилены по сравнению с таковыми из двупироксеновых

Средние составы биотитов из метаморфических

Статистич. параметр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	K ₂ O	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
<i>Шарыжалгайский выступ (n=21)</i>								<i>С а н г и л е н Северо-Западный</i>		
\bar{X}	35,85	3,48	15,82	2,44	17,63	11,35	8,82	35,63	1,67	20,69
$(t_{0,5}) \pm$	0,31	0,45	0,69	0,70	1,26	1,11	0,31	2,05	1,89	1,90
x_{\max}	37,04	5,35	18,84	6,55	21,96	18,24	9,75	36,40	1,95	22,83
x_{\min}	34,40	1,68	13,04	0,10	10,84	8,60	6,73	34,76	1,23	19,59
S	0,72	1,05	1,62	1,56	2,96	2,59	0,72	0,83	0,76	0,77
<i>Хамар-Дабанский массив (n=11)</i>								<i>Томский</i>		
\bar{X}	35,91	3,45	17,53	3,52	13,65	11,90	8,82	36,53	2,32	17,76
$(t_{0,5}) \pm$	0,84	0,90	1,05	0,55	1,75	1,31	0,48	0,81	0,78	1,28
x_{\max}	39,88	5,75	20,01	4,80	16,67	14,69	9,88	37,48	3,47	19,21
x_{\min}	35,25	1,32	14,94	2,24	9,70	8,89	8,00	35,70	1,84	16,51
S	1,28	1,36	1,59	0,83	2,65	1,97	0,73	0,70	0,68	1,11
<i>Чулыманский выступ (n=4)</i>								<i>Катунско-Чуйский</i>		
\bar{X}	35,95	1,73	20,36	3,00	15,11	11,06	6,63	37,12	1,54	18,43
$(t_{0,5}) \pm$	1,65	0,11	1,73	0,83	2,54	1,40	1,06	0,44	0,10	0,51
x_{\max}	37,40	1,80	21,86	3,87	17,18	12,30	7,10	38,60	1,75	19,75
x_{\min}	34,60	1,62	19,30	2,51	13,32	10,00	5,47	35,90	1,25	15,59
S	1,19	0,08	1,22	0,60	1,83	1,01	0,78	0,81	0,18	0,93

гнейсов других районов (Добрецов и др., 1971) характеризуются относительно низким содержанием Al_2O_3 ($\bar{X} = 1,87$ вес.%, $n = 5$) и повышенным FeO.

Ставролиты. Данные по ставролитам также немногочисленны (табл. 79). Их железистость колеблется от 72 до 84%, причем промежуточное и высокое содержание FeO обнаруживают образцы в парагенезисе с кордиеритом.

Минералы глаукофансодержащих пород. Минералы глаукофановых сланцев настолько специфичны, что сами по себе определяют необычность содержащих их пород. Химические анализы некоторых образцов, представляющих аккольскую и уймонскую свиты, даны в табл. 80, 81. Остановливаясь на них мы не будем, так как последние детально описаны в работах Н. Л. Добрецова (Добрецов, Лепезин, Пукинская, 1972; Добрецов, 1974; Добрецов, Понамарева, 1976).

В табл. 82 приводятся химические анализы трех **турмалинов**, двух **шпинелей** и одного **корунда** соответственно из метаморфических пород Телецкого выступа и роговиков Харловского и Теранжикского гранитных массивов. К нашим задачам эти минералы отношения практически не имеют и приведены с единственной целью — наиболее полного обобщения.

Таким образом, применение микронзонда позволило установить, что более 90% исследованных монокристаллов гранатов неоднородны по

комплексов Алтае-Саянской складчатой области

Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	K ₂ O	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	K ₂ O
<i>с к и й в ы с т у п</i> <i>Сангилен (n=3)</i>				<i>Верховья р. Балыктыг-Хем (n=5)</i>						
3,52	14,42	11,87	8,11	38,03	2,57	16,76	15,86	12,96	8,88	
0,52	1,79	—	2,49	0,97	1,15	0,80	0,89	0,92	0,98	
3,67	16,79	13,78	8,53	38,80	3,50	17,43	17,67	15,05	9,11	
3,37	11,55	10,54	7,41	36,73	2,17	15,64	14,63	10,23	8,66	
0,21	0,72	—	0,77	0,84	0,72	0,69	0,77	0,80	0,85	
<i>выступ (n=5)</i>				<i>Тонгулакский выступ (n=8)</i>						
4,36	15,96	10,23	7,02	38,54	2,45	17,64	2,46	14,38	11,28	7,49
1,74	2,81	0,72	1,35	0,62	0,83	0,81	3,18	2,38	1,31	0,28
5,57	19,01	11,50	8,73	39,95	4,10	19,17	5,51	21,12	13,20	7,88
1,89	13,58	9,37	5,46	37,60	1,41	16,11	0,10	11,33	8,30	6,85
1,51	2,44	0,82	1,17	0,76	1,02	0,99	1,70	2,92	1,60	0,34
<i>выступ (n=15)</i>										
0,88	13,82	13,72	8,29							
0,32	0,72	0,55	0,21							
2,40	17,56	15,13	8,78							
0,10	11,81	11,98	7,52							
0,58	1,43	1,00	0,38							

составу. С одной стороны, это создает трудности в использовании анализов, полученных разными методами, при различного рода сопоставлениях, с другой — позволяет проследивать эволюцию химизма данного минерала во времени от его зародышеобразования до нарастания самой внешней каймы. Практически каждый метаморфический комплекс имеет свой путь кристаллизации и роста гранатов. Свообразно ведут себя Шарыжалгайский, Сангиленский, Катунско-Чуйский выступы и Харальское поднятие, все остальные (Тонгулакский, Телецкий, Томский) занимают промежуточное положение.

Интересную информацию дают и роговые обманки, главным образом, по глинозему в четверной и шестерной координациях. Здесь значимые различия устанавливаются между Шарыжалгайским, Тонгулакским, Томским, Сангиленским выступами и Чаустиным месторождением дистена.

К сожалению, кордиериты встречаются в ограниченном числе комплексов и поэтому не могут быть использованы так полно, как гранаты и роговые обманки. Тонгулакский и Катунско-Чуйский выступы, которые в отношении анализов наиболее представительны, отличаются друг от друга железистостью кордиеритов и дисперсиями H₂O.

Биотиты, как оказалось, менее показательны, хотя и по ним между комплексами намечаются некоторые различия.

Химические анализы пироксенов из гранулитов Алтае-Саянской складчатой области

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П. п. п.	Σ
	Si	Ti	Al	Fe ⁺³	Cr	Fe ⁺²	Mn	Mg	Ca	Na	K			
<i>Шарыжагайский выступ</i>														
143-32	52,40	0,10	3,19	2,39	0,51	13,46	0,11	27,70	Не обн.	0,02	0,05	0,08	0,26	99,97
	1,89	0,00	0,41	0,06	0,01	0,41	0,00	1,50	—	—	—	—	—	—
554	52,56	0,10	0,66	0,74	Не опр.	21,60	0,23	22,80	0,94	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,63
	1,98	0,00	0,02	0,02	—	0,66	0,01	1,28	0,04	—	—	»	»	99,96
554	52,90	0,25	0,80	1,28	Не опр.	7,38	0,15	14,70	22,50	Не опр.	Не опр.	»	»	99,96
	1,98	0,01	0,04	0,03	—	0,23	0,00	0,81	0,90	—	—	»	»	99,96
<i>Сангилейский выступ</i>														
240-2	49,12	1,08	2,11	1,34	Не опр.	29,35	0,22	15,93	0,44	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,59
	1,91	0,03	0,10	0,04	—	0,96	0,01	0,93	0,02	—	—	»	»	99,69
347	50,04	0,20	1,51	0,84	Не опр.	29,80	0,70	15,80	0,80	Не опр.	Не опр.	»	»	99,69
	1,95	0,01	0,07	0,03	—	0,97	0,02	0,92	0,03	—	—	»	»	99,69
347-1	48,56	0,10	1,50	2,30	Не опр.	30,37	1,42	14,15	0,80	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,40	99,60
	1,93	0,00	0,07	0,07	—	1,01	0,05	0,84	0,03	—	—	»	»	99,60
348a	48,08	0,13	2,30	1,68	Не опр.	27,51	0,61	16,66	0,41	Не опр.	Не опр.	»	0,32	97,40
	1,86	0,00	0,22	0,05	—	0,89	0,02	0,96	0,01	—	—	»	»	97,40
1437	50,52	0,64	1,95	1,68	Не опр.	23,55	0,54	18,81	1,36	Не опр.	Не опр.	»	0,46	99,51
	1,93	0,02	0,09	0,05	—	0,75	0,02	1,07	0,06	—	—	»	»	99,51
<i>Битросинская глыба</i>														
1322/5	48,87	0,20	1,97	4,22	Не опр.	2,50	0,40	17,07	0,68	0,09	0,05	Не опр.	1,0	99,55
	1,87	0,01	0,09	0,12	—	0,80	0,01	0,97	0,03	0,01	—	»	»	99,55

Примечание. 143-32 — Кв+Гип+Жел+Ви+Рут (Хлесов, Ушакова, 1965); 554 — Кв+Пл+Ви+Ро+Гип+Мп (Докембрий Восточного Саяна, 1964); 240-2 — Кв+Пл+Гип; 347 — Кв+Пл+Мп+Гип; 347-1 — Кв+Пл+Гип+Мп; 348a — Кв+Пл+Гип; 1437 — Кв+Пл+Гип+Мп (Казаков, Митрофанов, 1976); 1322/5 — Кв+Пл+Гип+Гр+Ви (Соколов, 1970).

Химические анализы ставролитов из метаморфических пород Алтае-Саянской складчатой области

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺		Σ	F	Парагенезис
	Si	Ti	Al	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Mn	Mg	Ca	Na	K	ОН	ОН			
<i>Хамар-Дабанский массив</i>															
1	31,86	0,51	49,63	1,44	11,57	0,09	1,61	2,02	0,10	0,17	1,00	1,00	100,00	84,90	Кв+Пл+Би+Ст+Гр
	4,54	0,05	8,33	0,15	1,38	0,01	0,34	0,31	0,03	0,03	0,96	0,96			
<i>Катуинско-Чуйский выступ</i>															
2	28,58	0,35	54,14	12,56	1,39	0,30	2,30	0,00	0,03	0,00	Не опр.	Не опр.	98,26	75,93	Кв+Пл+Би+Ст+Корд
	3,77	0,04	9,19	1,39	1,39	0,03	0,45	0,00	0,00	0,00	—	—			
<i>Саянский выступ</i>															
3	30,12	0,81	49,48	—	15,11	Не опр.	1,98	0,28	0,18	0,02	1,63	1,63	99,61	84,00	Кв+Му+Би+Хл+Гр+ +Ст+Дис
	4,24	0,08	8,21	—	1,78	—	0,42	0,04	0,05	0,00	1,55	1,55			
4	28,80	1,05	51,04	—	14,17	0,17	2,41	0,72	0,17	0,04	1,59	1,59	100,46	77,47	Кв+Пл+Му+Хл+Гр+ +Ст
	4,02	0,13	8,40	—	1,66	0,06	0,50	0,10	0,05	0,01	1,51	1,51			
5	28,56	1,17	51,16	—	13,52	0,64	3,04	0,08	0,07	0,04	1,94	1,94	100,22	72,36	Кв+Хл+Би+Дис+Ст
	3,97	0,13	8,40	—	1,57	0,08	0,63	0,02	0,02	0,01	1,81	1,81			
6	27,37	—	54,13	14,16	1,46	0,29	1,46	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	97,41	84,68	Кв+Пл+Му+Би+Ст+ +Гр+Корд
	3,99	—	9,30	1,73	0,32	0,04	0,32	—	—	—	—	—			
7	28,79	—	52,71	16,22	1,55	0,32	1,55	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,59	83,12	Кв+Пл+Му+Би+Ст+ Гр+Корд
	4,14	—	8,94	1,94	0,34	0,03	0,34	—	—	—	—	—			

Примечание. Данные заимствованы из работ: 1 — А. А. Шафеева (1973); 3—5 — В. В. Фелькина (1975); 2, 6, 7 — авторские.

Химические анализы минералов из глаукофановых сланцев Западного Саяна — Тувы (агзольская свита) Т а б л и ц а 80

Окисл.	614				614г				560а				561в		568д		104-9		104-12		Ч-1
	глаукофан	хлорит	стильпномелан	лавсонит	глаукофан	хлорит	пумиллит	глаукофан	винчит	хлорит	кроссит	хлорит	глаукофан	кроссит	кроссит	глаукофан	кроссит	кроссит	хлорит	актинолит	
SiO ₂	56,7	27,2	45,0	41,8	56,6	27,3	39,1	56,9	53,5	28,8	54,5	28,7	57,0	51,6	53,4	51,6	53,4	34,8	34,8	56,3	
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0,21	—	—	0,48	—	0,11	0,08	0,05	0,11	0,08	—	—	—	
Al ₂ O ₃	8,57	18,1	6,80	32,2	9,53	18,0	24,4	8,42	0,94	17,9	4,15	18,3	8,99	2,29	2,80	8,99	2,29	18,6	18,6	1,66	
Fe ₂ O ₃	5,30	—	—	—	2,40	—	5,50	5,40	1,60	—	14,6	—	3,65	8,30	11,1	3,65	8,30	—	—	—	
FeO	12,1	26,0	27,7	—	13,3	27,2	—	13,4	14,1	27,6	6,60	—	14,2	11,3	6,65	14,2	11,3	18,8	18,8	13,4	
MnO	0,07	0,74	1,36	—	0,10	0,44	0,36	0,23	—	—	0,27	0,44	0,13	0,13	0,20	0,13	0,13	0,36	0,36	0,26	
MgO	7,13	13,9	7,8	0,02	6,58	13,1	2,57	7,47	15,5	15,2	5,04	13,9	7,17	11,9	9,02	7,17	11,9	19,0	19,0	16,7	
CaO	0,92	—	0,01	17,9	4,06	—	23,2	0,75	14,3	0,12	3,63	0,06	0,67	6,07	4,02	0,67	6,07	0,04	0,04	12,0	
Na ₂ O	7,18	—	—	—	6,70	—	0,21	7,20	1,17	0,10	8,19	0,06	6,87	4,67	6,15	6,87	4,67	—	—	0,50	
K ₂ O	—	—	—	—	0,03	—	—	0,07	—	—	—	—	0,05	0,07	—	0,05	0,07	—	—	0,06	
H ₂ O ⁺	(2,0)	(13,0)	(11,0)	(8,0)	(2,0)	(13,0)	(5,0)	(2,0)	(2,0)	(11,0)	(2,0)	(11,0)	(2,0)	(2,0)	(2,0)	(2,0)	(2,0)	(11,0)	(11,0)	(2,0)	
Σ	99,97	98,94	99,67	99,92	98,30	99,04	100,34	102,05	100,11	100,72	99,16	100,16	100,84	98,41	95,39	100,84	98,41	99,60	99,60	102,88	
T, мол. %	57,1	51,9	67,7	—	56,9	53,5	54,0	57,8	36,1	50,4	69,2	53,0	57,9	47,83	51,6	57,9	47,83	36,3	36,3	31,5	
Si	8,00	2,86	8,15	2,09	8,07	2,96	6,01	7,90	7,76	2,98	7,95	3,00	7,97	7,63	7,99	7,97	7,63	3,16	3,16	7,83	
Ti	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—	—	0,02	—	0,01	0,01	—	0,01	0,01	—	—	—	
Al	4,41	2,25	1,46	1,90	1,59	2,31	4,42	1,37	0,16	2,19	0,70	2,25	1,48	0,41	0,49	1,48	0,41	2,17	2,17	0,27	
Fe ⁺³	0,56	—	—	—	0,26	—	0,63	0,57	0,17	—	1,59	—	0,39	0,94	1,27	0,39	0,94	—	—	—	
Fe ⁺²	4,43	2,29	4,20	—	1,59	2,41	—	4,51	1,72	2,39	0,81	2,41	1,66	1,44	0,84	1,66	1,44	1,57	1,57	1,56	
Mn	0,01	0,07	0,12	—	0,01	0,03	0,05	0,03	—	—	0,03	0,04	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	
Mg	1,50	2,18	—	—	1,40	2,12	0,59	1,54	3,34	2,35	1,08	2,17	1,50	2,61	2,01	1,50	2,61	2,81	2,81	3,46	
Ca	0,14	—	—	0,96	0,16	—	3,82	0,11	1,76	0,01	0,57	0,01	0,10	0,96	0,65	0,10	0,96	0,01	0,01	1,80	
Na	4,97	—	—	—	1,85	—	0,06	1,93	0,33	0,02	2,30	0,01	1,86	1,33	1,76	1,86	1,33	—	—	0,13	
K	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—	—	—	—	0,01	0,02	—	0,01	0,02	—	—	0,01	

Химические анализы минералов из глаукофановых сланцев Горного Алтая

Окисел	308			322			
	глаукофан	винчит	эпидот	кроссит-1	кроссит-2	хлорит	эпидот
SiO ₂	54,6	54,6	38,0	53,4	53,1	25,7	37,3
TiO ₂	—	—	—	0,16	0,16	—	—
Al ₂ O ₃	7,2	5,9	22,0	6,23	4,9	19,2	22,2
Fe ₂ O ₃	3,8	2,5	15,7	7,7	8,9	—	14,6
FeO	13,3	16,1	—	12,2	13,1	26,5	—
MnO	0,67	1,15	1,4	0,77	0,81	2,56	1,95
MgO	8,22	8,9	—	7,1	7,3	15,1	—
CaO	1,30	4,3	22,7	1,0	2,6	0,03	22,7
Na ₂ O	5,81	4,6	—	6,8	6,4	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	(2,0)	(2,0)	(1,5)	(2,0)	(2,0)	(11,0)	(1,5)
Σ	96,90	100,05	101,3	97,36	99,27	100,09	100,25
F, мол. %	54,1	55,4	—	61,0	61,9	51,9	—
Si	8,00	7,88	3,04	7,88	7,80	2,72	2,98
Ti	—	—	—	0,03	0,02	—	—
Al	1,25	1,01	2,02	1,08	0,84	2,38	2,09
Fe ⁺³	0,40	0,28	0,91	0,85	0,87	—	0,78
Fe ⁺²	1,63	1,94	—	1,50	1,61	2,34	—
Mn	0,08	0,15	0,09	0,09	0,10	0,22	0,13
Mg	1,79	1,91	—	1,56	1,59	2,37	—
Ca	0,21	0,67	1,85	0,15	0,41	0,003	1,94
Na	1,67	1,28	—	1,95	1,81	—	—
K	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 82

Рентгеноспектральные анализы минералов из метаморфических пород Алтае-Саянской складчатой области

Окисел	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	36,40	35,68	36,44	0,00	Не опр.	0,03
TiO ₂	0,06	0,61	0,59	Не опр.	»	Не опр.
Al ₂ O ₃	30,07	34,26	35,17	56,06	97,38	53,87
FeO	6,90	4,16	4,86	38,12	1,49	38,29
MnO	0,00	0,00	0,00	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MgO	7,41	7,39	7,42	3,79	0,00	5,37
CaO	0,62	1,16	0,71	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Na ₂ O	2,18	2,33	1,85	»	»	»
K ₂ O	0,05	0,06	0,05	»	»	»
Σ	83,69	85,65	87,09	97,98	98,87	97,56

Примечание. 1—3 — турмалины из метаморфических пород Телецкого выступа (данные автора) (1 — Кв+Пл+Му+Би+Анд+Сил+Ст+Корд, 2, 3 — Кв+Пл+Му+Би+Корд); 4 — ишпнель; 5 — корунд из роговиков Харловского гранитного массива; 6 — ишпнель из роговиков Теравжикского гранодиоритового массива (Reverdatto e. a., 1974).

К ВОПРОСУ ВЫДЕЛЕНИЯ ЭТАПОВ МЕТАМОРФИЗМА

В настоящее время проведен значительный объем работ обобщающего характера по метаморфитам отдельных регионов (Карта метаморфических фаций Восточной части Средней Азии, 1971; Карта метаморфических фаций Алтае-Саянской складчатой области, 1976), стран (Карта метаморфических фаций СССР, 1966; а также карты Японии, Румынии, Чехословакии, Болгарии, Югославии) и континентов в целом (Metamorphic Map of Europe, 1973; Карта метаморфизма Азии, 1978). В основу составления всех этих карт положен принцип расчленения метаморфических пород на фации, субфации и фациальные серии, и только на некоторых из них показан возраст метаморфизма. Несмотря на разнообразный комплекс полезной информации, вытекающей из проведенных обобщений, выполненные исследования не отражают этапности метаморфических событий, а только пространственные особенности распределения термодинамических параметров прошлого в современном эрозионном срезе.

Разработка критериев выделения полиметаморфизма представляет важную задачу, ибо это есть ключ к расшифровке термальной истории отдельных комплексов или регионов, а по ним и земной коры в целом. Рассматриваемая проблема включает следующий круг вопросов: количество тепловых воздействий на эту или иную толщу, время проявления каждого из них, т. е. их возраст, длительность и последовательность, к решению которых соответственно могут быть привлечены радиологические, минералогические и геологические методы. На возможностях последних мы и остановимся в первую очередь. Что же касается этапов метаморфизма Алтае-Саянской складчатой области, то они будут охарактеризованы в заключительной части данной главы.

ВОЗМОЖНОСТИ РАДИОЛОГИЧЕСКОГО ДАТИРОВАНИЯ

Каждый метаморфический комплекс в своем развитии обязательно проходит осадконакопление, метаморфизм и постметаморфическую историю. Эти стадии характеризуются конкретной длительностью, возрастом, а третья к тому же включает еще и охлаждение и все последующие термальные воздействия.

Возраст осадконакопления в настоящее время определяется по органическим остаткам, возраст метаморфизма — радиологически, длительность пока что не поддается оценке. Поскольку ископаемая органика в определенных формах начинает встречаться, по существу, с позднего докембрия и сохраняется преимущественно в слабо метаморфизованных и неперекристаллизованных отложениях, то древние толщи и породы высокотемпературных фаций с точки зрения времени их накопления часто остаются немymi. В таких случаях важное значение приобретают методы ядерной геохронологии. Определяя возраст минералообразо-

вания, они одновременно ограничивают сверху и возраст осадконакопления. Однако и здесь есть свои трудности.

Абсолютный возраст минералов, а по ним и метаморфизма в целом находится из уравнения

$$t = 1/\lambda [\ln (1 + A/B)],$$

где λ — константа распада; A и B — соответственно количество дочерних и материнских продуктов радиоактивного распада. Метод требует, чтобы отношение A к B в датированном объекте на постметаморфическом отрезке его термальной истории менялось только за счет радиоактивного превращения, иными словами, исследуемый минерал или порода должны представлять собой закрытую систему. Выполняется ли данное ограничение в природных условиях? Далеко нет, и в этом легко убедиться, обратившись к радиологическим датам практически любого метаморфического комплекса. Очень часто разброс получаемых дат превышает методическую ошибку в несколько раз. Причем несовпадающими оказываются показания не только разных методов, но и одного и того же метода. В таких случаях обычно говорят, что абсолютный возраст является искаженным. Естественно возникает вопрос, заниженным или завышенным он становится. Ответить на него зачастую трудно, так как кинетика привноса — выноса продуктов радиоактивного распада (за исключением поведения Ag , Rb и Sr в слюдах и калиевых полевых шпатах при их отжиге) в настоящее время практически не изучена. В зависимости от того, будут ли компоненты A и B выноситься (привноситься) порознь или вместе, радиологические даты теоретически могут оказаться и древнее, и моложе истинного времени кристаллизации минерала.

В применении к метаморфическим комплексам разброс значений абсолютного возраста часто объясняют многоэтапным характером их метаморфизма. Однако заметим, что под метаморфизмом обычно подразумеваются процессы преобразования горных пород, протекающие при определенных $P - T$ условиях и приводящие к распаду старых минералов и минеральных ассоциаций с образованием новых парагенезисов. Таким образом, речь идет о химических реакциях и фазовых переходах. Ни тем ни другим не отвечает частичная потеря продуктов радиоактивного распада (например, вынос Ag , Rb , Sr из слюд и т. д.), если она происходит вследствие диффузии, а не за счет перекристаллизации. С учетом приведенного выше определения здесь и далее нарушение отношения A к B , а следовательно, и расхождение радиологических дат мы будем связывать не с этапами метаморфизма, как это было принято, а с этапами постметаморфического отжига или прогрева.

Поскольку разброс значений абсолютного возраста в метаморфитах — явление распространенное, возникают трудности в его интерпретации. Пока ясно одно: если в той или иной выборке различие хотя бы между двумя датами превышает ошибку метода, то исследуемый комплекс подвергался в постметаморфический период каким-то термальным воздействиям. Но сколько их было, какова их длительность и возраст каждого из них, и вообще можно ли решать эти вопросы на основе радиологических данных? Некоторые исследователи рекомендуют в таких случаях применять методы математической статистики, которые, например, широко использовались при обработке материалов по метаморфитам Урала, Средней Азии и других районов СССР. Суть метода сводится к следующему. Для геохронологических определений того или иного комплекса (нескольких комплексов, региона в целом и т. д.) строится гистограмма, по числу максимумов на которой судят о количестве метаморфических этапов, по положению пиков на ней — об их возрасте. Рекомендуется при этом величину классового интервала определять по формуле Стерджесса

$$i = (X_{\max} - X_{\min}) / (1 + 3,3 \lg n),$$

где $X_{\max} - X_{\min}$ — размах вариаций; n — число проб.

Несмотря на кажущуюся простоту, этот метод имеет серьезные недостатки. Прежде всего он игнорирует другие возможные причины многовершинного распределения радиологических дат, в частности влияние размеров монокристаллов, коэффициентов диффузии, характера теплового воздействия и т. д. Именно этому мы и посвятим остальную часть данного раздела.

Рассмотрим термальную историю метаморфического комплекса, предварительно введя следующие ограничения: 1) для датирования выбираем такой метод, который после отжига минерала обязательно занижает возраст, т. е. при прогреве идет преимущественный вынос дочерних продуктов радиактивного распада; 2) допустим также, что размер монокристаллов, химический состав, степень дефектности (а следовательно, и коэффициенты диффузии) и другие свойства выбранного нами минерала от зерна к зерну и от пробы к пробе не меняются; 3) продолжительность охлаждения комплекса условно примем не превышающей величину методической погрешности датирования, хотя она в действительности может быть и больше. Если эти условия выполняются и метаморфические породы тепловому воздействию не подвергались (одностадийная модель), то распределение эмпирических данных по выборке в целом будет одновершинным и нормальным. При этом средняя величина \bar{X} даст нам возраст метаморфизма, а стандартное отклонение S — ошибку его определения.

Подвергнем далее метаморфический комплекс отжигу. В первую очередь рассмотрим случай отбора проб на равном расстоянии от произвольно выбранной изотермической поверхности (рис. 23, T_1) — назовем его **равномерным прогревом**. В начальный момент времени измеренный абсолютный возраст (X и \bar{X}) должен соответствовать возрасту метаморфизма. С по-

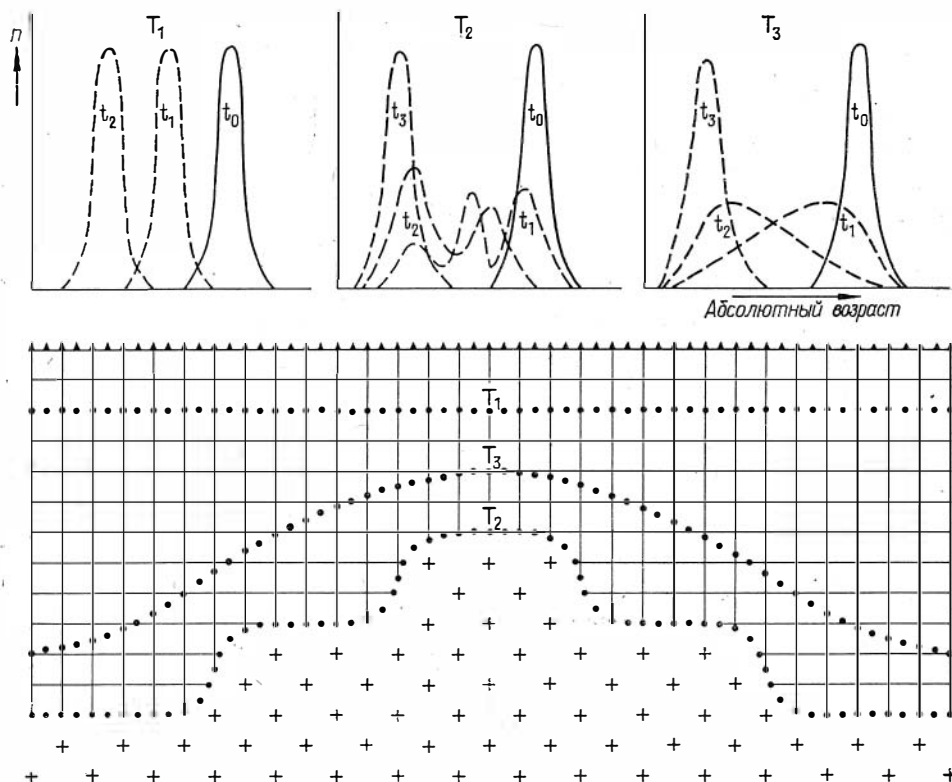


Рис. 23. Три варианта распределения изотерм при отжиге метаморфических пород. T_1 — однородный прогрев, или случай отбора проб на одинаковом расстоянии от поверхности теплового источника; T_2, T_3 — неоднородный прогрев (отбор проб на разном расстоянии от поверхности теплового источника); t_0, t_1, t_2, t_3 — длительность отжига.

вышением продолжительности отжига, а соответственно и с потерей продукта распада максимум на кривой сместится из положения t_0 в $t_1, t_2, t_3, \dots, t_n$. При этом выборки от t_0 до t_n будут всегда одновершинными, иметь нормальное распределение, равные дисперсии, но разные средние. И все это сохранится независимо от того, сколько термальных циклов испытает тот или иной комплекс за свою постметаморфическую историю. Главное, чтобы после каждого прогрева пробы отбирались на одинаковом удалении от поверхности теплового источника.

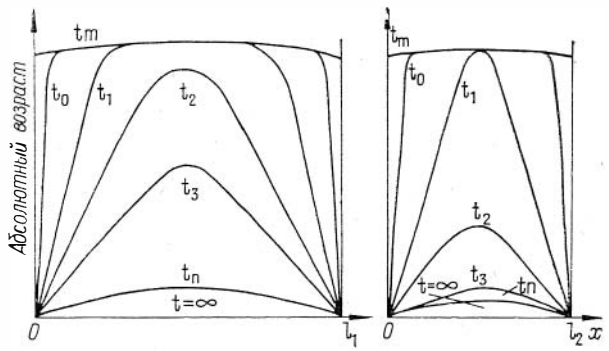


Рис. 24. Пример диффузии из тела конечных размеров со связывающими границами — иллюстрация к тому, почему после отжига получают разные радиологические даты для крупных и мелких кристаллов.

Неотожженный монокристалл в отношении продуктов радиоактивного распада в первом приближении можно рассматривать как тело, предварительно равномерно насыщенное диффундирующим веществом (продуктом распада) и затем покидающее его при отжиге за счет диффузии (случай диффузии из тела конечных размеров со связывающими границами, рис. 24*). Поскольку по принятым условиям коэффициенты диффузии и размер зерен от образца к образцу не меняются, количество вынесенного продукта распада за время отжига t_x при температуре T_x во всех монокристаллах окажется одинаковым, а поэтому одинаковым будет и их измеренный абсолютный возраст. Каждый последующий прогрев и увеличение его длительности изменят только концентрационный профиль, причем в равной степени для всех зерен. Также очевидно, что любая радиологическая дата, будет ли она получена для отдельной точки в кристалле или для породы в целом, окажется промежуточной между временем метаморфизма и началом действия теплового источника. Таким образом, при равномерном прогреве и закрепленных других параметрах распределение геохронологических данных, независимо от числа тепловых воздействий (или этапов) и их продолжительности, должно быть одновершинным и нормальным. Отсюда вытекает и обратный вывод: одновершинность распределения нельзя считать показателем одноэтапности метаморфизма.

Теперь попытаемся оценить те следствия, к которым должно привести отступление от принятых ограничений. Прежде всего обратимся к к и н е т и к е. Особенности поведения продуктов радиоактивного распада в разных условиях в настоящее время практически не изучены, а значит, заранее невозможно предсказать, какой из элементов будет диффундировать при отжиге с большей скоростью. Исключение, пожалуй, составляет К — Аг метод. Он, как правило, применяется к минералам, в которых калий выступает в качестве обязательного компонента (флогопит, мусковит, биотит, калиевые полевые шпаты и т. д.), в то время как аргон является «примесью-дефектом». Естественно, образец-накопитель постарается избавиться от него, и любое повышение температуры только ускорит этот процесс. В связи с этим можно полагать постоянное омоложение К — Аг дат для метаморфитов. Что же касается других методов, то определения по ним в принципе могут быть завышенными и заниженными.

* На этом рисунке по вертикали вместо содержания дочернего продукта дан сразу возраст, а концентрационный профиль показан неоднородным — учтена длительность охлаждения кристалла после его образования.

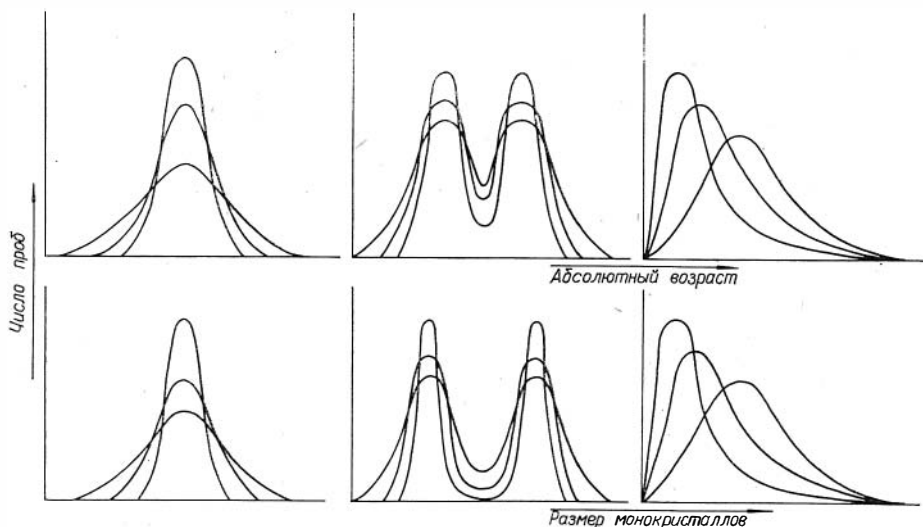


Рис. 25. Зависимость распределения радиологических дат метаморфического жига от крупности

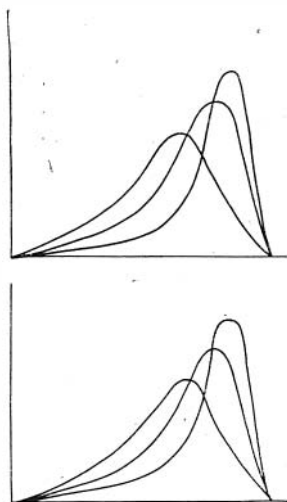
Не менее важное значение имеют и коэффициенты диффузии и. Скорость переноса того или иного элемента в пределах отдельно взятого зерна описывается уравнением

$$D = D_0 \exp(-E/RT),$$

где D и E — константы монокристалла; R — газовая постоянная; T — температура отжига. D зависит также от градиента концентраций, а точнее, от химического потенциала мигрирующего компонента, от химизма и дефектности исследуемого минерала. Подтверждением этого является обычный разброс значений энергий активаций аргона в биотитах и роговых обманках (Морозова, Ашкинадзе, 1971) или коэффициентов диффузии в калиевых полевых шпатах (Foland, 1973): для конкретного минерала различия в значениях D достигают одного порядка и более. Минералы метаморфических пород, включая и биотиты, обычно по химизму и дефектности невоспроизводимы. Следовательно, они должны иметь и разные величины коэффициентов диффузии для составляющих их элементов, в том числе и аргона. В свою очередь, это скажется на разбросе и распределении радиологических дат. Последнее может быть и одно-, и многовершинным, если даже метаморфиты испытали лишь один прогрев (двустадийная модель).

Предположим, что размер монокристаллов не выдерживается и по каждому из них мы определяем возраст. Поскольку по принятым условиям коэффициенты диффузии от зерна к зерну не меняются, то при отжиге мелкие кристаллы потеряют продукт распада раньше крупных и окажутся более молодыми (см. рис. 24). Естественно, если в той или иной выборке монокристаллы в отношении своих размеров обнаружат многовершинное распределение, то качественно таким же должно быть (при длительности отжига от t_0 до t_n) и распределение радиологических дат (рис. 25*). Следовательно, количество максимумов на кривых не мо-

* Все гистограммы справедливы лишь в том случае, если крупные зерна еще не начали терять дочерний продукт, а мелкие потеряли его частично. При увеличении длительности прогрева распределение дат будет стремиться к одновершинному с правой асимметрией.



комплекса после его от-
монокристаллов.

жет служить показателем числа термальных воздействий на тот или иной комплекс в его постметаморфическую стадию.

С учетом кинетических параметров интересно также сравнивать радиологические датировки сосуществующих минералов. В настоящее время известно много примеров, когда $K - Ar$ определения по роговым обманкам оказываются намного древнее, чем по биотитам (см., например, Щербак и др., 1973). Эти расхождения обычно относятся за счет способности кристаллической решетки амфиболов лучше удерживать радиогенный аргон при отжиге. В общем случае такая трактовка, очевидно, справедлива. Она, в частности, находит подтверждение и в определениях энергий активаций. Вместе с тем следует отметить, что практически во всех касающихся этой темы работах не учитываются размеры монокристаллов. Прогреем, например, бездефектные и не искаженные в

возрастном отношении кристаллы биотита величиной в 1 м и роговой обманки величиной в 1 мм. Если температура и длительность отжига будут одинаковыми, то измеренный возраст по слюде, по-видимому, окажется более древним. Конечно, приведенный пример слишком нереален, но, с другой стороны, нам не известны оптимальные размеры зерен, при которых радиологические датировки по амфиболом и биотитам после их отжига могли бы оказаться равными. Вряд ли их вообще можно определить, так как в зависимости от температуры и длительности отжига они будут разными. Этим, очевидно, и объясняются те исключения, когда роговые обманки в метаморфических комплексах показывают меньший возраст, чем сосуществующие с ними биотиты.

Попытаемся далее оценить, как длительность охлаждения метаморфитов отражается на расхождении радиологических дат. Каким, например, будет измеренный возраст минерала, если он образовался в двупироксеновой фации, затем, охладившись до амфиболитовой фации, некоторое время пребывал в условиях повышенных значений P и T и только после этого оказался на поверхности. С этих позиций рассмотрим $K - Ar$ определения по биотитам из некоторых гранулитовых комплексов. Известно, что высокотемпературные породы приурочены исключительно к щитам и выступам древних платформ и редко встречаются в пределах складчатых областей, особенно фанерозойских. В тех случаях, когда они перекрываются неметаморфизованными и достоверно датированными осадками чехла, представляется возможным не только ограничить верхний предел возраста метаморфизма, но и время выхода гранулитов на поверхность.

Хороший пример в этом отношении представляет Анабарский щит, где измеренный возраст по глауконитам из платформенных отложений составляет 1550 млн. лет, в то время как биотиты из гранулитов показывают 1800—2000 млн. лет. Сохранность глауконита и отсутствие следов метаморфизма в породах чехла свидетельствуют о том, что в поздне- и посткембрийский период регион существенно не прогревался. Сходные результаты получаются и для Балтийского щита. Здесь биотиты из карелид и беломорид в целом обнаруживают разброс радиологических дат в пределах 1600—2600 млн. лет, однако большая их часть укладывается в интервал 1700—1900 млн. лет (Герлинг и др., 1965), при этом платформенные образования датированы в 1500—1650 млн. лет. Таким образом, в рассмотренных случаях $K - Ar$ определения для пород фундамента приближаются к определениям для пород чехла, но не сравниваются с

ними, а остаются промежуточными между возрастом метаморфизма, с одной стороны (он оценивается разными методами в 3—3,5 млрд. лет), и началом осадконакопления платформенных отложений — с другой.

Примеры эти относятся к метаморфическим комплексам с четко установленным предрифейским временем их выхода на поверхность. А если обратиться к метаморфитам, находящимся в области активного удаления аргона вплоть до альпийского времени и только затем обнаженными, — каким будет их радиологический возраст? Очевидно, и здесь значения должны быть промежуточными, правда, еще более смещенными в сторону молодых дат. Наш выбор примеров пал на гранулиты главным образом потому, что время их метаморфизма общепризнанное — архейское, следовательно, факт занижения возраста по биотитам не вызывает сомнений. Труднее разобраться с низкотемпературными комплексами, однако и они охлаждались с определенной скоростью и длительностью, а поэтому и по ним радиологические датировки даже без последующего отжига следует считать заниженными.

Рассмотрев особенности распределения эмпирических данных в условиях однородного прогрева и все те следствия, которые получаются при отступлении от принятых ограничений, попробуем далее оценить **эффект отбора проб на разном расстоянии от поверхности теплового источника (неоднородный отжиг)**. Разберем два случая. В первом форму и зотермических поверхностей примем ступенчатой, во втором — плавной (см. рис. 23, T_2 , T_3). В начальный момент времени измеренные значения абсолютных возрастов в том и другом случае распределяются одновершинно и по нормальному закону. При этом \bar{X} будет соответствовать времени метаморфизма. С увеличением длительности термального воздействия кривая T_2 из одновершинной при t_0 превратится в двuverшинную, затем в трехвершинную, а при t_3 опять станет одновершинной. Напротив, кривая для T_3 на всем отрезке от t_0 до t_3 останется одновершинной, но в зависимости от длительности термального воздействия будет меняться ее форма. Приведенные примеры показывают, что общий вид гистограмм и число максимумов на них зависят и от того, где отбирались образцы, от их положения по отношению к поверхности теплового источника.

При обсуждении факторов, обуславливающих расхождение радиологических дат, мы исходили из двустадийной модели, рассматривая ее в последовательности метаморфизм — отжиг. Что касается первого этапа, то этот вопрос предельно ясен, ибо определяется именно возраст образования минералов, а по ним — и метаморфизма в целом.

А как относиться к последующим термальным воздействиям? Известны ли природные объекты, где достоверно можно оценить влияние поздних тепловых источников?

Классический случай зависимости измеренных значений радиологических дат от температуры прогрева описан С. Р. Хартом (Hart, 1964) в районе Передового хребта. Здесь докембрийские метаморфические образования формации Айдахо-Спрингс прорваны интрузией монцонитов, гранодиоритов и сиенито-диоритов (шток Эльдора). Возраст массива, определенный К — Аг методом, составляет 55 млн. лет. Близкие значения получаются и по минералам вмещающих пород у контакта (рис. 26). Вне зоны теплового воздействия штока метаморфиты дают разброс дат от 1200 до 1600 млн. лет, причем наиболее древними оказываются определения по цирконам (до 1600 млн. лет), а затем по роговым обманкам (1400 млн. лет) и слюдам (1150—1350 млн. лет). Такие расхождения свидетельствуют прежде всего о сложной термальной истории района в претретитичное время.

Пробы, отобранные между интрузией и областью, не затронутой термальным влиянием, показывают промежуточные значения абсолютного возраста. При этом каждый минерал (и в каждом методе) обнаруживает свою зависимость от температуры отжига. Нетрудно представить и ги-

стограммы: почти все они будут одновыпуклыми и с левой асимметрией (рис. 27)—случай неоднородного прогрева с фиксированной длительностью (см. рис. 23, T_3). Из этих же данных выводятся и другие следствия. Например, если ограничить отбор проб расстоянием 1000 м от контакта, то каждая кривая даст свой максимум. Другой тип гистограмм получится, если строить не для всей площади, а включать в выборку только образцы, отобранные на одинаковом удалении от массива, иными словами, в изометрической плоскости. И здесь все кривые окажутся одновыпуклыми, но симметричными (рис. 28)

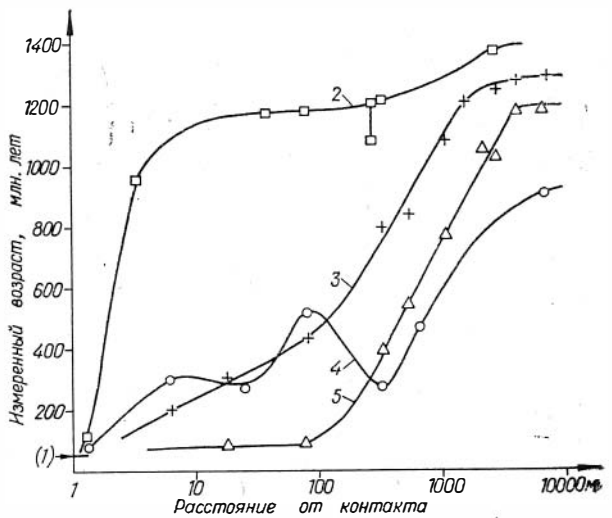


Рис. 26. Зависимость измеренного возраста минералов от расстояния до контакта с интрузией (Харт и др., 1973).

1 — возраст интрузии; 2 — K—Ar даты по роговым обманкам; 3 — Rb—Sr возраст по крупнозернистым биотитам; 4 — K—Ar по полевым шпатам; 5 — K—Ar даты по крупнозернистым биотитам.

— случай равномерного прогрева с фиксированной длительностью (см. рис. 23, T_1), при этом в зависимости от температуры максимумы на них будут перемещаться из положения, отвечающего возрасту метаморфизма (вдали от контакта, 2—3 км), до положения, близкого к возрасту интрузии (рядом с контактом, 1 м).

Интересные результаты получены С. Р. Хартон и при изучении распределения продуктов радиоактивного распада в отдельных монокристаллах. Оказалось, что содержание калия и рубидия от центра к краям пластин биотита не меняется, в то время как концентрация стронция в том же направлении закономерно убывает, соответственно уменьшаются и вычисленные значения абсолютного возраста (рис. 29).

Похожий случай описан на Балтийском щите, где так называемая интрузия Озерная Варака, прорывая вмещающие породы, также существенно понижает их возраст (Морозова, Шуркина, Спрингсон, 1974). С другой стороны, известны районы, в пределах которых тепловой источник не поддается непосредственному наблюдению, но следы его действия в прошлом не вызывают сомнений. Заслуживают внимания в этом отношении материалы по флогопитовым месторождениям Юго-Западного Памира (Шанин и др., 1972). Здесь разброс радиологических дат охватывает интервал от неогена (по мелким кристаллам) до протерозоя (по крупным кристаллам) включительно. Неоднородным получается и измеренный возраст отдельных пластин флогопита. В центре некоторых из них значения достигают 1850 млн. лет, по краям и вдоль трещин—20—100 млн. лет. Эти данные убедительно показывают, как важно обращать внимание при датировании на размеры монокристаллов, особенно в регионах со сложной термальной историей.

Несколько по-иному удалось оценить эффект отжига для Тонгулакского выступа в Горном Алтае. Он сложен породами зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций андалузит-силлиманитового типа (Лепезин, 1972). Возраст метаморфитов определялся по роговым обманкам (270—440 млн. лет, $n = 8$), биотитам (200—500 млн. лет, $n = 8$), метабазитам (270—440 млн. лет, $n = 7$) и метапелитам (280—440 млн. лет, $n = 11$).

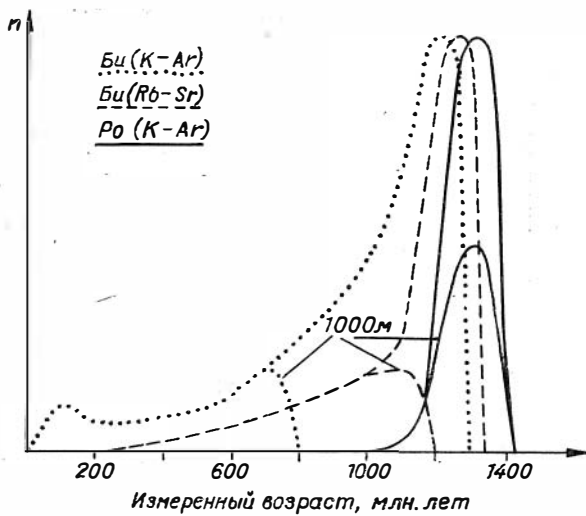


Рис. 27. Предполагаемая картина распределения радиологических дат при разных вариантах отбора проб.

Разброс дат говорит прежде всего о том, что регион испытал, как минимум, один прогрев.

Приведем также некоторые данные исследования монокристаллов гранатов на микросонде. Из 12 образцов 11 оказались по концентрации MnO с прямой зональностью и только 1 — с обратной. Его профиль приведен на рис. 30. Понижение содержания марганца в этом минерале обычно рассматривается как показатель увеличения степени метаморфизма. Если это так, то по отношению ко всем зернам, исключая последнее, можно сделать вывод, что они росли в условиях

повышающейся температуры. Термальная история граната с обратной зональностью отчетливо двухэтапная: во время первого возникла центральная часть зерна, во время второго — тонкая, обогащенная MnO кайма.

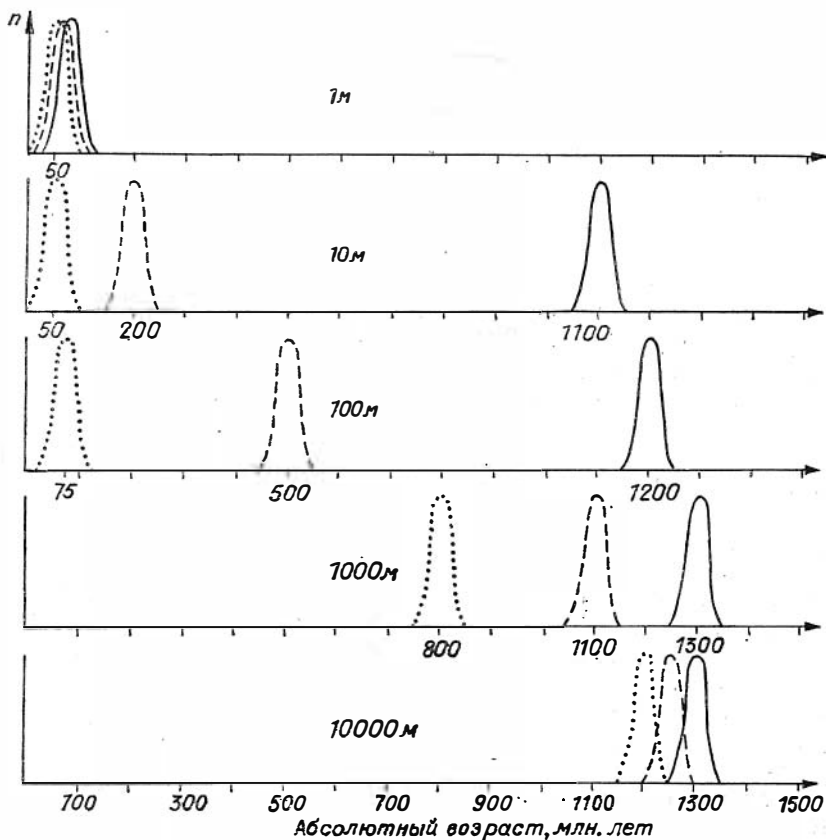


Рис. 28. Ожидаемое распределение радиологических дат для случая, когда пробы отбираются в изотермических плоскостях.

Температура при этом была не ниже 400°C — граница устойчивости спессартина. Высокий градиент концентраций марганца свидетельствует также об относительной кратковременности второго этапа.

Из той же пробы был отобран биотит (размеры чешуек 1—1,5 мм) и определен его возраст. Он оказался равным 390 млн. лет (см. рис. 30). Возникает предположение: если эта дата соответствует времени образования марганцевистой оторочки, тогда другие более низкие значения (см. выше) получились под влиянием еще одного или нескольких последующих прогревов. Если же аргон не полностью удален и дата является промежуточной, то важно знать, насколько занижен первоначальный возраст и т. д.

Примерно такой получилась картина и для Телецкого выступа, во всех других отношениях сопоставимого с только что рассмотренным Тонгулакским. Здесь из 11 изученных на микрозонде монокристаллов граната 1 оказался с обратной зональностью (см. рис. 30). Двустадийная термальная история данного зерна не менее ясна, чем предыдущего. К — Ar возраст биотита из этого образца определен в 410 млн. лет. Из имеющихся многочисленных радиологических данных для пород одна из дат составляет 620 млн. лет. Можно предположить, что истинный возраст метаморфизма еще более древний.

Таким образом, выявляется и предполагается большое разнообразие причин, прямо или косвенно обуславливающих расхождение значений абсолютного возраста. Главной из них является отжиг. Не было бы термального воздействия в постметаморфический период, очевидно, не было бы и разброса дат. Приведены также примеры, когда по тем или иным при-

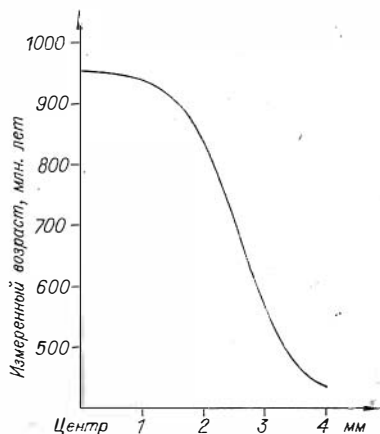


Рис. 29. Распределение измеренных Rb — Sr значений возраста поперек пластинок биотита (Харт и др., 1973).

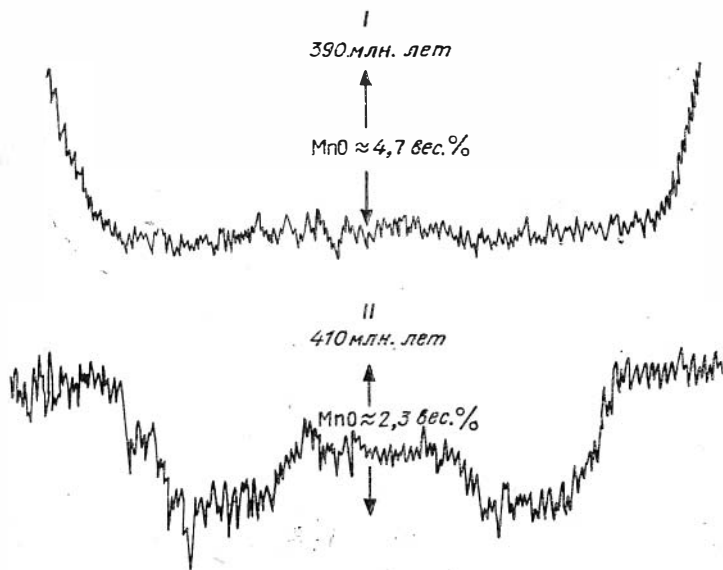


Рис. 30. Особенности распределения марганца в монокристаллах гранатов Тонгулакского (I) и Телецкого (II) выступов Горного Алтая.

знакам удастся выявить следы прогресса. В общем конечный результат датирования метаморфитов зависит не только от метода получения возраста (который в каждом конкретном случае, разумеется, всегда бывает известным), но и от: 1) дефектности и химизма исследуемого кристалла или, в общем случае, от коэффициентов диффузии продуктов радиоактивного распада; 2) размеров монокристаллов; 3) скорости, длительности, характера охлаждения комплекса; 4) положения отбираемого образца по отношению к поверхности теплового источника или от температуры отжига; 5) длительности теплового воздействия; 6) количества циклов прогресса и продолжительности каждого из них и т. д. Никакой из перечисленных факторов нельзя считать решающим. Влияние каждого из них в настоящее время не может быть определено с достаточной точностью (особенно пункты 3—6), хотя и в этом направлении намечаются некоторые возможности. Например, зная температуру прогресса и коэффициенты диффузии Mn в гранатах (см. профили на рис. 30), можно приблизительно рассчитать предельную длительность их отжига, что, в свою очередь, позволяет с учетом кинетических характеристик аргона и размеров монокристаллов биотитов выяснить, полностью ли удален из них продукт распада и отвечает ли вычисленный возраст времени возникновения обратной зональности или он удален частично, а дата является промежуточной и т. д.

Особо подчеркнем роль третьего фактора. Размер кристаллов необходимо строго учитывать, поскольку в диффузионной модели утечки продуктов распада величина минерального зерна представляет собой один из решающих параметров.

Степень разброса радиологических дат зависит от многих причин — многопричинны и особенности распределения эмпирических данных, поэтому число максимумов на гистограммах не может служить показателем ни этапности метаморфизма, ни тем более возраста и длительности каждого из них. Не гистограммы имеют смысл, а любое отдельное значение заслуживает пристального внимания и специальной интерпретации, ибо каждое зерно — это система, по-своему реагирующая на прогресс.

ВОЗМОЖНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

В предыдущем разделе было показано, что возможности радиологического датирования при выделении этапов метаморфизма более чем ограничены. Попытаемся далее оценить в том же плане перспективы геологических и минералогических методов исследования. Рассмотрим несколько теоретически возможных вариантов термальной истории метаморфитов (рис. 31).

Случай I — исходный. Метаморфический комплекс зональный и представлен парагенезисами зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Его перекрывают несогласно (с конгломератами в основании) терригенные осадки. Развитие района в целом шло по обычной схеме становления платформ и срединных массивов: осадконакопление → → метаморфизм → складчатость (или то и другое одновременно) → → размыв → повторное осадконакопление. Поскольку чехол здесь неметаморфизован, есть основание считать, что после его формирования метаморфизма не происходило, однако прогревы могли быть, но максимальные значения температуры при этом не должны превышать минимальных ее параметров ранней стадии. Подобного рода отжиг может привести к возникновению обратной зональности в минералах, к нарушению отношений каких-либо элементов в них (например, продуктов радиоактивного распада), к упорядочению — разупорядочению, т. е. структурным изменениям и т. д.

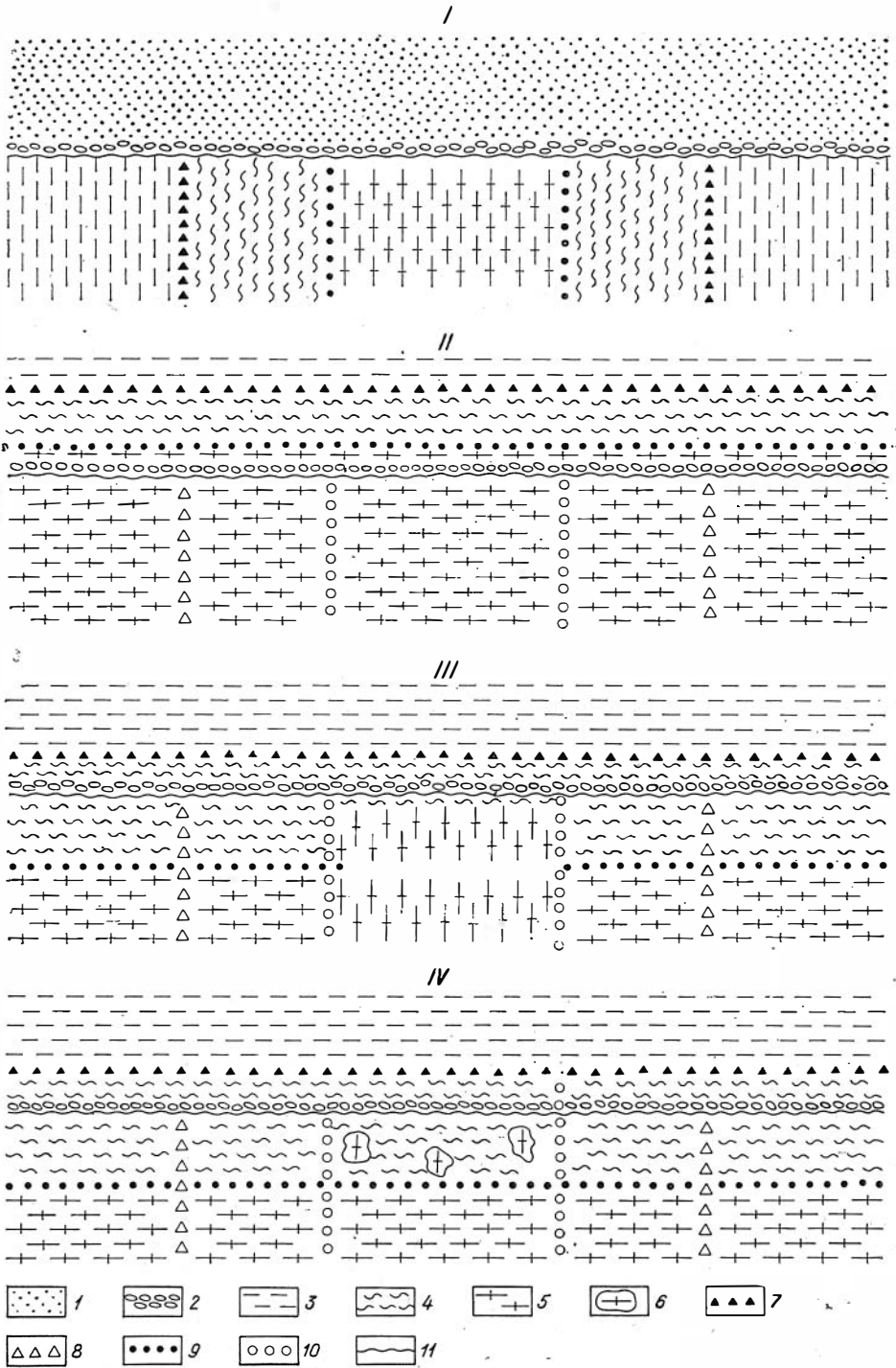


Рис. 31. Гипотетические варианты термальной истории метаморфических комплексов. I—IV — случаи повторного прогрева с участием и без участия воды (пояснение в тексте); 1 — неметаморфизованные терригенные осадки; 2 — конгломераты. Фации метаморфизма: 3 —зеленосланцевая, 4 — эпидот-амфиболитовая, 5 — амфиболитовая, 6 — то же, в реликтах; 7 — граница зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, 8 — то же, в реликтах; 9 — граница эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций; 10 — то же, в реликтах; 11 — линия несогласия между двумя комплексами.

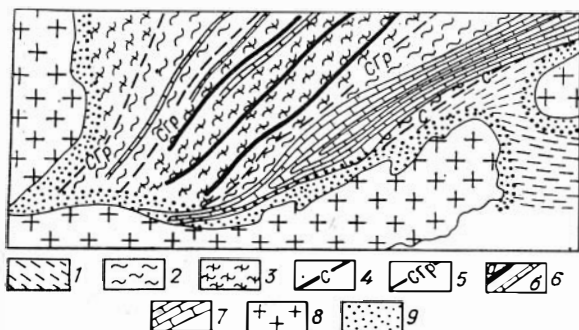


Рис. 32. Пример наложения контактового метаморфизма на ранее метаморфизованные породы (фрагмент рис. 6).

Зоны раннего этапа метаморфизма: 1 — андалузит-ставролитовая, 2 — ставролит-силлиманитовая, 3 — силлиманит-гранатовая; изограды: 4 — силлиманита, 5 — силлиманита + граната (или исчезновения ставролита); 6 — маркирующие горизонты (а — амфиболиты, б — мраморы); 7 — метакarbonate балыктыгхемской? (возможно, нарынской) свиты; 8 — граниты; 9 — зоны роговиков.

нижнего. Причем протекать он будет с выделением воды, так что привнос ее извне не обязателен. При этом секущий характер изоград относительно литологических границ является показателем более чем одного этапа метаморфизма. В качестве примера сошлемся на ранее описанные роговики по правобережью р. Эрзин (Сангиленский выступ), которые повторяют контуры гранитоидных массивов, накладываются на маркирующие горизонты тесхемской и мугурской свит и срезают их раннюю метаморфическую зональность (рис. 32).

Если вопрос с геологическими критериями выделения этапов в данном случае более или менее ясен, то сложнее обстоит дело с минералогическими данными. Реликты низкотемпературных ассоциаций среди высокотемпературных, как правило, не сохраняются, а поэтому об исходных $P - T$ параметрах судить трудно. Однако и в этом плане намечаются некоторые возможности. Обнаружено, что многие гранаты из тех же роговиков зональные. Концентрационные профили одного из изученных на микрозонде монокристаллов приведены на рис. 33. Опираясь на характер распределения CaO , в термальной истории данного зерна можно выделить две или даже три стадии. В раннюю кристаллизовалась центральная часть, затем через какой-то промежуток времени выросла первая оторочка, а позднее — вторая, более тонкая. Понижение содержания рассматриваемого элемента от центра к периферии свидетельствует об увеличении температуры с каждым последующим процессом, резкий переход между зонами — об относительной их кратковременности, ступенчатость — о перерывах в росте и т. д.

Несколько по-иному ведут себя MnO и FeO , профили которых плавные. Возможно, это свидетельствует о том, что коэффициенты диффузии марганца и железа выше, чем у кальция, и длительности отжига оказалось достаточно для частичного выравнивания градиентов концентраций.

Случай III. За основу берем те же изотермы, но смещаем их в глубинную область. Считаю, что нагрев идет без привноса воды. Породы зеленосланцевой фации нижнего структурного этажа метаморфизуются полностью, эпидот-амфиболитовой — частично, амфиболитовой — остаются без изменения. Они-то для нас и представляют наибольший интерес.

Как ранее отмечалось на Сангилене в районе Ара-Булак — Марат — Качик, между рифейскими отложениями нарынской свиты и породами подстилающей ее чинчилигской серии закартировано несогласие (рис. 34). Нижний структурный этаж метаморфизован от низкотемпературной суб-

Фиксировать этапность (количество и последовательность) данного типа — задача чрезвычайно сложная, хотя следы термального воздействия ощущаются повсеместно. Особенно это наглядно проявляется в постоянном разбросе радиологических дат.

Случай II. Предположим далее, что тот же метаморфический комплекс подвергся прогреву с таким распределением изотерм-изоград, каким оно показано на рисунке. Прогрессивный метаморфизм испытывают здесь породы не только верхнего структурного этажа, но и

фашии эпидот-амфиболитовой фашии до амфиболитовой, верхний — преимущественно в условиях фашии зеленых сланцев. При этом изограды фундамента не прослеживаются в перекрывающих его метаосадках, а упираются в подошву нарынской свиты, т. е. несогласие получается не только стратиграфическим, но и метаморфическим.

Метаморфизм рифейских образований низкотемпературный. Следуя позднее, он в то же время минералогически никак не выражен в подстилающих породах. Естественно, возникает вопрос: почему при двух этапах только ранний фиксируется в нижнем структурном этаже? По нашему мнению, объясняется это тем, что длительности «нарынского метаморфизма» оказалось недостаточно для того, чтобы флюид из вышележащих и относительно богатых H_2O осадков сколько-нибудь существенно проник в нижележащие метаморфиты.

Можно уверенно сделать и другой важный вывод: в течение поздней стадии (и предшествующие эпохи) в чинчилигской серии не происходило насыщения водой и за счет глубинных источников. В противном случае диафторез был бы неизбежным.

Еще более наглядный в этом отношении пример представляет Туманшетский грабен. Выполняющие его отложения метаморфизованы неоднородно (рис. 35) и на гнейсах и сланцах эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой, гранулитовой фашии залегают несогласно (Сезько, 1975; Сизых, Шафеев, 1976). Изограды биотита, граната и ставролита, которые закартированы в туманшетской серии, протягиваются в юго-восточном направлении до Би-

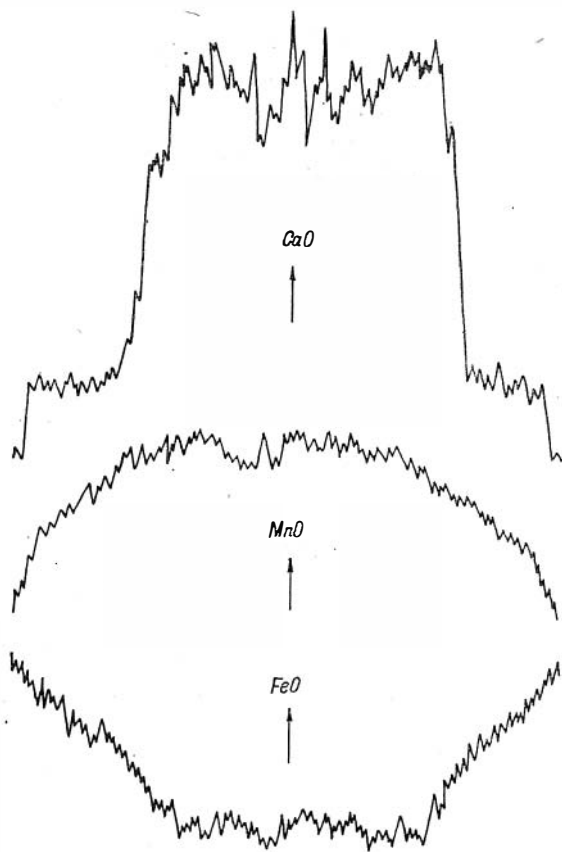


Рис. 33. Пример монокристалла граната из роговиков с неравномерным распределением окислов.

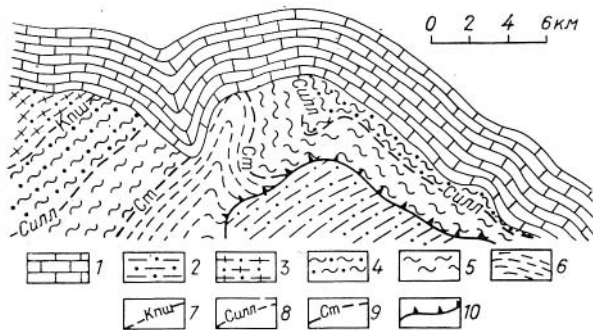


Рис. 34. Прогрев ранее метаморфизованных пород без минеральных превращений (фрагмент рис. 8). 1 — метакarbonate отложения нарынской свиты (рифей); 2 — метатерригенные образования лучужской свиты (нижний кембрий). Зоны метаморфизма: 3 — силлиманит-калишпатовая, 4 — силлиманитовая, 5 — ставролитовая, 6 — гранулитовая. Изограды: 7 — силлиманит-калишпатовая, 8 — силлиманитовая, 9 — ставролитовая; 10 — разлом.

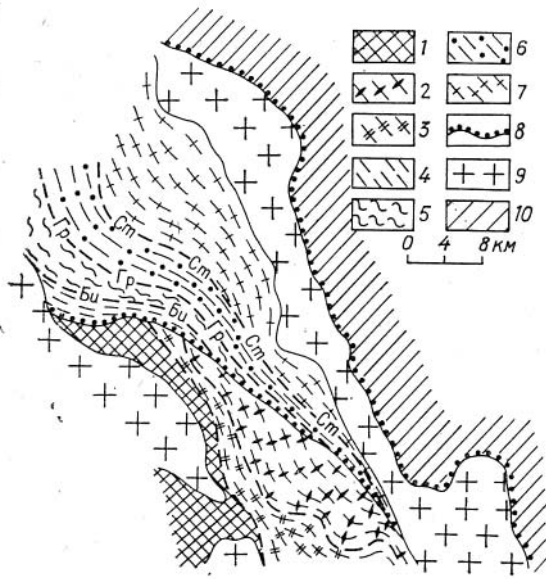


Рис. 35. Схематическая карта метаморфизма Би-рюсинской глыбы и Туманшетского грабена (фрагмент рис. 5).

1 — гранулитовая + амфиболитовая фации; 2, 3 — разные субфации эпидот-амфиболитовой фации. Зоны метаморфизма: 4 — хлоритовая, 5 — биотитовая, 6 — гранатовая, 7 — ставролитовая; 8 — границы несогласных контактов; 9 — граниты; 10 — чехол Сибирской платформы.

В природных условиях данный случай наиболее полно реализуется при зеленосланцевом диафторезе вдоль тектонических нарушений. Минералогически он обычно фиксируется по замещению одних минералов другими, обратной зональности, псевдо- и параморфозам и т. д.

Мы проанализировали предельные варианты термальной истории метаморфитов. Из них наиболее важным, но дискуссионным, является третий случай. Именно он вызвал возражение на симпозиуме по метаморфизму, который состоялся в 1974 г. в Ленинграде (см. предисловие и заключение к сборнику «Термодинамический режим метаморфизма», 1976, а также доклад В. В. Хлестова, Г. Г. Лепезина). То, что прогрев без глубинного привноса воды — явление распространенное, а не ограничивается Сацгиленом и Туманшетским грабеном, вытекает и из других наблюдений.

Основные гранулиты в первом приближении можно считать температурными аналогами эффузивов. И те и другие безводны и во многом сопоставимы минералогически. Казалось бы, что диафторез в гранулитах должен быть подобен регрессивному метаморфизму в эффузивах (по отношению к первичным магматическим минералам это тот же диафторез).

Возраст гранулитов преимущественно архейский. Естественно предположить, что в течение длительной истории своего существования они неоднократно подвергались прогреву. Постоянное присутствие в шлифах малых количеств хлорита, мусковита и других низкотемпературных минералов и разброс радиологических дат подтверждают сказанное. Вместе с тем, независимо от степени проявления диафтореза, эти породы мы узнаем прежде всего по их минералогическому составу и в меньшей мере — по текстурно-структурным признакам.

В отличие от гранулитов эффузивы имеют разнообразный возраст, но классифицировать их как таковые нам удается с рифея или даже с

рюсинской глыбы, но не прослеживаются в ее пределах. Как нам кажется, и здесь наиболее приемлемым может быть предположение, что при метаморфизме осадков Туманшетского грабена потоки воды снизу не поступали, а поэтому прогрев фундамента не сопровождался соответствующими минеральными превращениями.

Случай IV. Распределение изотерм-изоград принимаем таким, каким оно дано в предыдущем варианте, но в отличие допускаем свободный приток воды. В таких условиях породы нижнего структурного этажа в одних частях испытывают прогрессивный, в других — регрессивный метаморфизм. Естественно, степень сохранности высокотемпературных парагенезисов среди низкотемпературных будет зависеть от продолжительности прогрева и от того, насколько свободно поступает флюид.

нижнего палеозоя. Причем первоначальная природа вулканидов определяется во многих случаях не по минералогическому составу (первичные минералы часто не сохраняются), а по текстурно-структурным признакам, например, по реликтам габбровой или офитовой структур и т. д. Возникает явное противоречие. Казалось бы, время должно «работать» на гранулиты. Однако факт остается фактом — степень их измененности несравненно ниже степени измененности эффузивов. В чем дело? Обращаемся опять к эффузивам. Бросается в глаза неоднородность переработки их, но в этой неоднородности улавливаются некоторые закономерности. Так, пироксен чаще сохраняется в крупнокристаллических разностях (в дайках, субвулканических образованиях и т. д.). Его частота встречаемости также высока в толщах однородного вулканогенного состава, но он сравнительно редок в эффузивах, переслаивающихся с терригенными образованиями. Например, в Туве известна так называемая хамсаринская свита, состоящая на 80—90 % из эффузивов. Сохранность пироксена здесь довольно высока (в 15—20 % шлифов). Напротив, в близкой по возрасту чингинской свите Борусского синклиория и Куртушибинского антиклиория, литологический состав которой терригенно-вулканогенный, процент встречаемости пироксена в аналогичных эффузивах крайне мал (не более 3—5 % шлифов).

Может показаться, что в проведенном выше сопоставлении объекты не равнозначны, так как эффузивы и гранулиты принадлежат разным структурным элементам земной коры. Вулканиды слагают подвижные зоны типа геосинклиналей, высокотемпературные породы — стабильные области (щиты, массивы и выступы). Естественно предположить, что геотермический градиент и глубина проницаемости для первых из сравниваемых структур будет большей, а следовательно, и степень измененности их должна быть выше. Однако такому объяснению противоречат следующие данные. В пределах эвгеосинклинальных зон наряду с эффузивами широким развитием пользуются и их комагматы — габброиды. Оказывается, что измененность последних во многих случаях значительно ниже, чем вмещающих и однообразных с ними эффузивов. При этом «степень диафтореза» зависит от размеров и форм интрузивов. Мелкие и дайкообразные тела более изменены, чем крупные и изометричные. Особенно в этом отношении показательны ультраосновные породы, серпентинизация которых, как правило, повышается к апикальным и приконтактовым частям массивов. Степень преобразования часто определяется и тем, среди каких толщ они залегают. Например, гипербазиты Южно-Тувинского пояса, локализованные в метаморфитах эпидот-амфиболитовой фации Сангиленского выступа, серпентинизированы намного меньше, чем сопоставимые с ними во всех других отношениях тела, находящиеся в зоне Агардагского разлома (Пинус, 1961). Здесь вмещающими являются кембрийские отложения с высоким процентом первично терригенных, т. е. богатых водой, осадков. Они метаморфизованы не выше зеленосланцевой фации.

Из проведенного анализа напрашивается следующий вывод. Диафторез высокотемпературных образований зависит от общего литологического состава окружающих пород, от их насыщенности водой, формы и размеров тел и т. д. Простейший подсчет показывает, что для полного регрессивного замещения, например базальтов, необходимо, чтобы в общем разрезе толщи доля рыхлых терригенных образований (богатых водой пород типа алевролитов, глинистых сланцев) составляла примерно 35—40 %. В этом случае свободной поровой воды и воды, выделившейся при прогрессивном метаморфизме осадков, вполне хватит для «переведения» базальтов в хлоритовые сланцы. Отсюда следует, что привнос воды извне в целом для толщи не обязателен; достаточно ее перераспределения между отдельными членами. Упомянутые выше закономерности в распределении эффузивов с разной измененностью говорят в пользу как раз такого механизма. Для их трактовки нет надобности привлекать мантийные потоки.

Иначе обстоит дело с гранулитами. Их площадной низкотемпературный диафторез мог бы свидетельствовать о глубинных источниках флюида. Фактически же регрессивные образования не образуют сплошного поля, а представляют серию более или менее выраженных полос, повторяющих сеть разломов разного масштаба. В этом случае вода, обеспечившая гидратацию, могла быть отделенной от магматических очагов, кристаллизовавшихся в приразломных участках, или атмосферного происхождения, проникающей по зонам трещиноватости (Хлестов, Лепезин, 1976).

Таким образом, четыре описанных варианта термальной истории метаморфических толщ — а они являются предельными, все остальные получаются наложением одного на другой — среди природных объектов находят себе аналогов, и речь может идти только о том, какой из них встречается чаще. Примечательно здесь то, что эти случаи обоснованы на примерах Алтае-Саянской складчатой области.

Из геологических критериев выделения этапов главным, пожалуй, следует считать взаимоотношение маркирующих горизонтов и изоград. Если закартирован секущий характер последних, метаморфизм, как минимум, двухэтапный. Иначе трудно себе представить, чтобы складчатость не сопровождалась какими-либо минеральными превращениями, исключая, конечно, изначально обезвоженные толщи и пачки однородного химического состава (кварциты, известняки и др.). Они испытывают прогресс, следы которого фиксируются прежде всего по разбросу радиологических дат, а в некоторых случаях — по зональности минералов и различного рода структурным изменениям в них. На других признаках полиметаморфизма мы остановимся при характеристике конкретных комплексов. Здесь же отметим, что геолого-минералогические критерии при установлении этапности в состоянии дать только относительную последовательность метаморфических событий.

ЭТАПЫ МЕТАМОРФИЗМА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Этапность метаморфизма любого региона складывается из этапов метаморфизма отдельных его комплексов. В первую очередь рассмотрим термальную историю краевого поднятия фундамента Сибирской платформы, затем остановимся на байкалидах, каледонидах и герцинидах, а в заключение попытаемся навести некоторые корреляции.

Шарьжалгайский выступ сложен породами двупироксеновой и амфиболитовой фаций. По мнению Л. П. Никитиной, В. Я. Хильтовой (1971) и А. А. Шафеева (Метаморфические комплексы Азии, 1977), последняя является наложенной. Их выводы базируются на реликтах гиперстена, келифитовых каймах вокруг граната и других признаках. Обращается внимание на то, что регрессивные парагенезисы не дают сплошного поля развития, а приурочены к локальным зонам.

Шарьжалгайский выступ осложнен Урикско-Ийским и Онотским грабенами. И тот и другой выполнен метаморфическими образованиями зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Поскольку зональность здесь идет вкрест простираения стратиграфических контактов, метаморфизм можно считать, как минимум, двухэтапным. Предполагается, что с одним из этапов по времени совпадает диафторез гранулитов шарьжалгайской серии (Никитина, Хильтова, 1971), однако имеющиеся на этот счет материалы не показательны.

Бирюсинская глыба, по новейшим данным (Сезько, 1975; Сизых, Шафеев, 1976), имеет двучленное строение. Нижний структурный этаж представлен парагенезисами гранулитовой и амфиболитовой, верхний — в основном эпидот-амфиболитовой фаций. Метаморфизм считается двух-

этапным (реликты, различного рода замещения и т. д.), что как будто бы находит подтверждение и в особенностях химизма гранатов, но геологические доказательства не убедительны.

На метаморфических породах Бирюсинской глыбы с размывом и несогласием залегают отложения Туманшетского грабена. Метаморфизованы они неоднородно, при этом изограды секут литологические границы. Есть основание предположить, что и в данном случае метаморфизм двухэтапный. Являясь более поздним, он вместе с тем в метаморфитах фундамента минералогически не проявился, хотя отжигу они, несомненно, подвергались.

На основании имеющихся данных намечается следующая последовательность событий в Бирюсинской глыбе и Туманшетском грабене: осадконакопление нижнего структурного этажа → метаморфизм → складчатость (или сначала складчатость, затем метаморфизм) → размыв, осадконакопление верхнего структурного этажа → метаморфизм → складчатость → размыв, осадконакопление Туманшетского грабена → метаморфизм (?) → складчатость → метаморфизм (для подстилающих толщ две стадии отжига) → размыв, осадконакопление чехла Сибирской платформы. Поскольку следы минеральных превращений в его отложениях отсутствуют, следовательно, метаморфизма в послерифейское время не было, но прогрев, как минимум один, определенно был. На это указывают прежде всего низкие значения абсолютных возрастов (см. материалы по Бирюсинской глыбе).

Выведенная схема термальной истории данного района повторяется, за некоторым исключением, в Шарыжалгайском выступе, Онотском и Урикско-Ийском грабенах (если их рассматривать вместе), что, возможно, свидетельствует о более общих закономерностях эволюции метаморфизма фундамента краевого поднятия в целом.

Имеющиеся данные радиологического датирования позволяют также грубо оценить возраст некоторых тепловых воздействий. Время метаморфизма пород Шарыжалгайского выступа 2800—3000 млн. лет (определения Rb методом), во всяком случае не моложе 2400 млн. лет (K — Ar даты по амфиболам), Онотского и Урикско-Ийского грабенов — 1800—1900 млн. лет или древнее, последнего прогрева тех и других — менее 400—500 млн. лет. К сожалению, для Бирюсинской глыбы и Туманшетского грабена материалов в этом отношении недостаточно.

В байкалидах с точки зрения этапности наиболее изученным является Сангиленский выступ. В низах его разреза залегают метаморфические образования амфиболитовой и двупироксеновой фаций (Казаков, Митрофанов, 1976). На них несогласно с конгломератами (?) в основании ложатся неоднородно метаморфизованные от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фаций отложения чинчилигской серии, которые, в свою очередь, также несогласно перекрываются рифейскими метаосадками с преобладанием в них зеленосланцевых парагенезисов. Низкотемпературные минеральные ассоциации широко развиты и в составе нижнекембрийской пучукской свиты. При этом в гальке ее конгломератов встречаются графитсодержащие кварциты, напоминающие таковые из подстилающих пород.

Как видим, исходя из геологических наблюдений, для Сангилены в целом удается выделить четыре этапа регионального метаморфизма, из которых три — докембрийские. На этом отрезке времени рассматриваемый район по последовательности метаморфических событий напоминает Бирюсинскую глыбу и Туманшетский грабен. Кроме того, почти все толщи рвутся и метаморфизуются гранитоидами предположительно Таннуольского комплекса. К сожалению, радиологические данные здесь немногочисленны, а поэтому извлечь из них дополнительную информацию о термальной истории пока не представляется возможным.

По-видимому, двухэтапным следует считать метаморфизм (первый был низкотемпературным) Хамар-Дабанского массива, где, как ранее

отмечалось, выделяемые изограды секут стратиграфические контакты. Аналогичная картина наблюдается и в **Харальском поднятии**.

В **Дербинском антиклинории** предполагаются три этапа метаморфизма. В этом районе намечается следующая последовательность геологических событий: осадконакопление дербинской серии → метаморфизм → складчатость (или наоборот) → размыв, осадконакопление кувайской серии → метаморфизм → складчатость → размыв, осадконакопление тагулдинской серии → метаморфизм → складчатость → размыв и осадконакопление нижнекембрийской колпинской свиты. Между перечисленными толщами зафиксированы несогласия, а в их основании — конгломераты с галькой подстилающих пород (Абрамов, 1974; Сезько, Шафеев, 1976).

В отношении этапности метаморфизма практически не охарактеризованы **Бельско-Китойская, Гарганская, Арзыбейская, Шутхулайская, Хонголдайская, Шумацкая глыбы, Билинский, Китойский антиклинории и Окинский синклиорий**. Два первых комплекса сопоставляются обычно с Шарыжалгайским выступом, остальные, исключая Арзыбейскую глыбу, обнаруживают много общего с разными толщами Сангилена.

На первый взгляд может показаться, что переход к каледонидам должен облегчить решение задачи выделения метаморфических этапов. Во-первых, здесь проще фиксировать несогласия, во-вторых, появляется большая вероятность встретить ископаемую органику и т. д. Вместе с тем степень изученности собственно геосинклинальных отложений, несмотря на их преобладающее развитие (95% от занимаемой метаморфическими породами площади), остается явно неудовлетворительной. Естественно, о «региональных» закономерностях приходится говорить с осторожностью.

Базыбайская глыба в настоящее время исследована очень слабо. Имеющиеся радиологические даты свидетельствуют всего лишь о том, что отжиг происходил. В несколько более выгодном положении находится **Томский выступ**, однако данные по его этапности отсутствуют, хотя разброс значений абсолютных возрастов достигает 1500 млн. лет (от 310 до 1880 млн. лет). Два, по-видимому, докембрийских этапа метаморфизма намечаются для **Джебашского антиклинория**, где в районе хр. Когдар установлен секущий характер изоград. Комплекс подвергся так же, как минимум, одному прогрессу (см. табл. 36).

Несколько сложнее термальная история **Тонгулакского выступа**. Расшифровывается она следующим образом: осадконакопление → метаморфизм → складчатость (или то и другое одновременно) → размыв, осадконакопление артлашской свиты → метаморфизм (для подстилающих пород отжиг) → складчатость, внедрение Курумбы-Айринского гранитного массива и связанный с ним контактовый метаморфизм нижнепалеозойских метасадков и прогрев Тонгулакского комплекса. Эта последовательность вытекает из того, что кембро-ордовикские отложения на подстилающих образованиях Тонгулакского выступа залегают несогласно (Родыгин, 1968), а по ним, в свою очередь, развиваются роговики. Многочисленные тепловые воздействия и привели к общему омоложению и разбросу K — Ar датировок. Заманчиво также с этим связать и образование обратной зональности в гранатах (см. рис. 30).

Признаки полиметаморфизма в пределах **Телецкого, Чулышманского, Катунско-Чуйского и Теректинского выступов** не обнаружены, но следы отжига определенно есть (см. табл. 43, 48 и рис. 30).

Взаимоотношения комплексов фундамента каледонид с перекрывающими их **отложениями геосинклинального этажа**, как правило, тектонические. Однако древние значения абсолютных возрастов, срезание разломами изоград и элементов внутренних структур и т. д. позволяют считать метаморфизм тех и других разорванным во времени. Более того, наличие несогласий между рифейскими, кембрийскими и ордовикскими толщами часто с конгломератами в основании свидетельствует о много-

кратных проявлениях последнего, но максимум термодинамических параметров при этом в редких случаях (Чаустинское месторождение дистена, «гранатовые амфиболиты» Чаган-Узуна, андалузитсодержащие породы Кузнецкого Алатау и др.) превышал фацию зеленых сланцев.

Остановимся на **глаукофан-сланцевых образованиях**. Находки минеральных ассоциаций данного типа достоверно известны в аккольской и уймонской свитах соответственно в Западном Саяне — Туве и в Горном Алтае. По возрасту они более или менее сопоставимы. Есть указания на проявления глаукофана в составе чингинской и арыджанской свит, однако это не дает основания выделять дополнительный этап метаморфизма. Дело в том, что эти толщи относятся к верхнему рифею (по другим данным, к венду или даже нижнему кембрию), но по времени осадконакопления несущественно отличаются от ранее описанных, хотя считаются относительно более молодыми.

Практически нет данных по этапности метаморфизма герцинид. **Метаморфиты Белокурихи** обнаруживают разброс K-Ar дат от 780 до 200 млн. лет, что свидетельствует лишь об их образовании в докембрии и, возможно, о последующих неоднократных прогревах. В этом плане с ними сопоставим **Курчумский выступ**.

Геосинклинальные отложения (с парагенезисами пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фаций) тепловому воздействию подвергались от рифея до девона или даже карбона включительно.

Мы рассмотрели термальную историю метаморфических комплексов краевого поднятия Сибирской платформы, байкалид, каледонид и герцинид. Попытаемся сравнить их между собой.

Шарыжалгайский выступ, Олотский и Урикско-Ийский грабены вместе взятые обнаруживают много общего с Бирюсинской глыбой и Туманшетским грабеном: осадконакопление шарыжалгайской и бирюсинской серий → метаморфизм до гранулитовой фации → складчатость (возможно, одновременно или в обратном порядке) → разрыв, осадконакопление Олотского, Урикско-Ийского и Туманшетского грабенов → метаморфизм? → складчатость → метаморфизм от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой или даже амфиболитовой фации (по времени с этим этапом совпадает диафторез шарыжалгайской серии в амфиболитовой фации? и отягиг бирюсинской) → разрыв, осадконакопление чехла платформы → последующий низкотемпературный отжиг (или отжиги).

С охарактеризованными комплексами на доверхнерифейском, а точнее, донарынском отрезке времени сопоставим Сангиленский выступ. Однако в рифее и после рифея здесь проявились еще три этапа метаморфизма: нарынский, пучукский и таннуольский — контактовый.

Хамар-Дабанский массив в отношении термальной истории ближе всего к Олотскому, Урикско-Ийскому и Туманшетскому грабенам. Слагающие их породы метаморфизованы от зеленосланцевой фации до высокотемпературной субфации эпидот-амфиболитовой фации и в две стадии (изограды несогласные простираниям маркирующих горизонтов). Отличие состоит лишь в том, что для трех последних комплексов зональность обнаруживает генетическую связь с гранитоидами Саянского комплекса.

С другой стороны, метаморфиты Билинского антиклинория, Окинско-го синклинория, а также Шутхулайской, Шумакской и Хонголдской глыб обнаруживают некоторое сходство с породами чинчилигской серии и нарынской свиты Сангилены.

Несколько особняком в байкалидах стоит Дербинский антиклинорий с тремя этапами докембрийского метаморфизма. Специфический литологический состав толщ и отсутствие надежных радиологических датировок не позволяют в настоящее время даже приблизительно сопоставить данный комплекс с каким-либо другим. Ранее многие дербинскую серию считали аналогом балыктыгхемской свиты, однако вопрос существования последней находится под сомнением (см. материалы по Сангилену).

Еще более неопределенным является положение высокотемпературных комплексов каледонид и герцинид (Базыбайская глыба, Томский, Терсинский, Тонгулакский, Телецкий, Чулышманский, Катунско-Чуйский, Курчумский выступы, Джебашский антиклинорий, метаморфиты Белокурухи и др.). По характеру зональности и другим признакам они сопоставимы с Оротским, Урикско-Ийским, Туманшетским грабенами, Хамар-Дабанским массивом и чинчилигской серией Сангилене, особенно района Ара-Булак — Марат — Качик. Вместе с тем обнаружение позднедокембрийских микрофоссилий ограничивает возраст их метаморфизма снизу верхним (средним?) протерозоем. Исключение могут составлять только Томский, Терсинский выступы и, возможно, Базыбайская глыба с К — Аг возрастными датировками до 1880 млн. лет.

С учетом имеющихся данных для докембрия Алтае-Саянской складчатой области в целом намечается следующая последовательность геологических событий (в региональном плане): осадконакопление шарыжалгайской серии Шарыжалгайского выступа, а также толщ Бельско-Китойской, Гарганской, Арзыбейской глыб, нижних структурных этажей Бирюсинской глыбы и Сангиленского выступа → метаморфизм до гранулитовой фации → размыв, осадконакопление отложений Оротского, Урикско-Ийского, Туманшетского грабенов, Шутхулайской, Хонголдойской, Шумакской, Базыбайской глыб, Хамар-Дабанского массива, Дербинского, Билинского, Джебашского антиклинориев, Томского, Терсинского, Тонгулакского, Телецкого, Чулышманского, Катунско-Чуйского, Теректинского, Курчумского выступов → не менее двух этапов метаморфизма от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой или даже двупироксеновой (Дербинский антиклинорий) фаций → размыв, осадконакопление нарынкой, айлыгской, окинской, монгошинской, баратальской, енисейской, кувайской и других серий и свит → метаморфизм от пренит-пумпеллитовой до зеленосланцевой, а местами эпидот-амфиболитовой фаций.

Разрозненные данные и косвенные соображения позволяют предполагать, что образование глаукофансодержащих парагенезисов, а последние приурочены к локальным зонам — офиолитовым поясам, приходится на границу докембрия и палеозоя, во всяком случае, что они не моложе нижнего кембрия. В других структурах в это время имел место пренит-пумпеллитовый и зеленосланцевый метаморфизм, который неоднократно проявлялся и в более поздние периоды.

К намеченным выше этапам следует также добавить своеобразный метаморфизм на контактах гранитоидов Таннуольского комплекса в пределах Харальского поднятия и на Сангилене? (верхний рифей — нижний кембрий), Тургундинского и Курумбы-Айринского массивов соответственно в Теректинском (верхний рифей) и Тонгулакском выступах и др. Заслуживают внимания и диафориты зеленосланцевой фации, которые сопровождают практически каждый более или менее крупный разлом. Количество этапов данного типа не поддается определению.

Таким образом, возможности применения ядерной геохронологии при выделении этапов метаморфизма ограничены. На примере К — Аг метода показано, что любая отдельно взятая дата есть функция многих переменных: возраста минерала, длительности его пребывания в области повышенных температур на стадии охлаждения, количества последующих прогревов и продолжительности каждого из них, размеров исследуемых монокристаллов и их дефектности, коэффициентов диффузии аргона в конкретном образце и т. д. В итоге из имеющейся совокупности несходящихся радиологических определений для одной и той же толщи (комплекса в целом) всего лишь следует: возраст метаморфизма древнее самой древней даты, возраст последнего прогрева моложе самой молодой, остальные являются промежуточными и не имеют геологического смысла.

Если вопрос с $K - Ar$ датированием относительно ясен, то другие методы дают более неопределенные результаты. Непонятно, например, вынос какого продукта радиоактивного распада (материнского или дочернего) преобладает в условиях повторного прогрева. Иными словами, их кинетика экспериментально не изучена.

Из геолого-минералогических критериев определения этапности заслуживают внимания различного рода несогласия, в том числе и метаморфические, характер взаимоотношений изоград с маркирующими горизонтами, зональность в минералах и др. Именно реальные возможности всех доступных в настоящее время методов, включая и радиологическое датирование, позволили выделить в докембрии Алтае-Саянской складчатой области четыре этапа регионального метаморфизма. Однако это не максимальное их количество.

Дело в том, что продолжительность докембрия по современным оценкам составляет не менее 3 млрд. лет. К сожалению, длительность формирования комплексов, включая их осадконакопление, метаморфизм, складчатость и эрозию, нам не известна. Однако некоторые примеры молодых складчатых областей, где встречаются неоднородно метаморфизованные толщи (Япония, Камчатка, Альпийский пояс Европы и др.), во многом сопоставимые с докембрийскими, указывают на относительную кратковременность последних (десятки, первые сотни миллионов лет, но не более). Именно это заставляет быть осторожным при различного рода сопоставлениях комплексов, особенно пространственно разобщенных. Каждый из них, по крайней мере теоретически, может представлять самостоятельный этап метаморфизма.

ПРОБЛЕМА ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ВОЗМОЖНОСТИ ЕЕ РЕШЕНИЯ

Разработка критериев определения продолжительности метаморфизма является всего лишь решением частного вопроса более общей проблемы длительности геологических процессов (прогибания, осадконакопления, складчатости, подъема, эрозии, охлаждения магматических тел и т. д.).

Известно, что более 80% геологического времени Земли, если началом считать момент формирования ее коры, приходится на докембрий. Здесь же развита и преобладающая часть (> 95%) средне-, высокотемпературных парагенезисов. Отсутствие органических остатков и большие неопределенности радиологического датирования, обусловленные сложностью термальной истории метаморфических комплексов, затрудняют или даже вообще делают невозможной корреляцию между ними. В предыдущей главе мы обратили внимание на то, что в докембрии Алтае-Саянской складчатой области проявились четыре этапа метаморфизма. Нам эта цифра кажется неправдоподобно заниженной. Однако геологически удается обосновать только их. В решении данного вопроса существенную помощь могла бы оказать оценка длительности каждого из них.

Вторым моментом рассматриваемой проблемы является определение природы тепловых источников. Ясно, например, чем мельче интрузивное тело, тем быстрее оно охлаждалось и тем маломощнее ареол его роговиков. С другой стороны, некоторые аналогии между продуктами заведомо контактового метаморфизма гранитоидов и метаморфитами некоторых «зональных комплексов», в том числе древних, заставляют предполагать и общность их генетической природы. Таким образом, и в этом случае определение длительности метаморфических процессов следует рассматривать как задачу первостепенной важности.

При оценке продолжительности метаморфизма в настоящее время в принципе могут быть использованы для молодых комплексов геологические методы (палеонтологические, радиологические), расчетные, основанные на теплофизических параметрах (контактный метаморфизм), и минералогические, включающие упорядочение — разупорядочение, химическую неоднородность отдельных монокристаллов и другие критерии (Лепезин и др., 1973; Кебезинская и др., 1974; Кебезинская, Лепезин, Хлестов, 1976).

Упорядочение — разупорядочение установлены и с разной степенью детальности изучены у полевых шпатов, кордиеритов, пироксенов, амфиболов и слюд. Что же касается химической неоднородности, то факт ее существования известен относительно давно. Так, зональные плагиоклазы в метаморфических породах Бекке описал еще в 1913 г. Они же неоднократно отмечались и в последующем (см. например, Лепезин, 1968, 1969, 1972). Однако количество работ по этой теме особенно возросло со времени внедрения в аналитическую практику микронзонда.

Несмотря на сравнительно большое число исследований, посвященных данному вопросу, почти все они имеют узкую минералогическую

направленность. В них мало обращается внимания на другую особенность, а именно: возможность использования вариаций химизма в монокристаллах для определения длительности метаморфических процессов.

В настоящей главе мы остановимся в первую очередь на зональности в гранатах и упорядочении — разупорядочении кордиеритов, т. е. к решению данной проблемы попытаемся подойти с принципиально разных позиций, но на конкретных минералах.

ЗОНАЛЬНОСТЬ В ГРАНАТАХ — ПОКАЗАТЕЛЬ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Зональность в минералах — явление закономерное, хотя и свидетельствует о неравновесности природного минералообразования. Ее возникновение, а главное сохранность, можно понять, исходя из следующих соображений. Метаморфизм в общем случае протекает при меняющихся значениях P , T и химических потенциалах всех компонентов, так что кристаллизующиеся в раннюю стадию «зародыши» в последующем за счет различного рода обменов с другими твердыми фазами, а также флюидом неизбежно должны растворяться или обрастать каймами иного состава. Возникшие таким образом градиенты концентрации в дальнейшем посредством диффузии сглаживаются. При этом длительность выравнивания химической неоднородности зависит от коэффициентов диффузии, которые, в свою очередь, с увеличением температуры растут экспоненциально ($D = D_0 e^{-E/RT}$). Следовательно, чем выше температура, тем при прочих равных условиях однороднее зерна. Напротив, чем больше градиент, тем при сопоставимости остальных параметров (температуры, начальных распределений и т. д.) кратковременнее был прогрев. Этим мы и будем руководствоваться при сравнении гранатов из разных метаморфических фаций и комплексов.

Всего нами снято на микрозонде 17 концентрационных профилей монокристаллов (использовался только MnO), представляющих метаморфиты андалузит-силлиманитового, переходного и дистен-силлиманитового типов. Из них 1 приходится на зеленосланцевую, 2 — на эпидот-амфиболитовую и 5 — на амфиболитовую фации. При этом гранаты двух первых фаций оказались с прямой зональностью (имеется в виду повышение содержания марганца от периферии к центру зерна), последней — с прямой, обратной и однородными. Примерно такие же закономерности намечаются и по литературным данным (рис. 36*, табл. 83). Средний градиент (вес. % / см) концентраций здесь по фациям соответственно составляет: зеленосланцевая — 298 ($n = 9$), гранатовая и ставролитовая зоны вместе взятые — 91

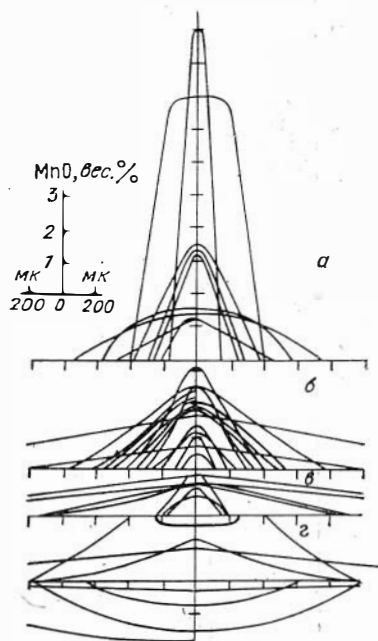


Рис. 36. Зональность гранатов по марганцу.

Фаши метаморфизма: а — зеленосланцевая, б, в — эпидот-амфиболитовая (б — ставролитовая зона, в — дистеновая), г — амфиболитовая.

* На рисунке по вертикальной оси откладывается не абсолютное значение MnO, а его приращение, т. е. за начало отсчета принят состав внешней зоны.

Зональные гранаты из пород разных фаций и зон метаморфизма

Парагенезис	Размер моно-кристалла, см	Градиент концентрации, вес. %/см	Район		Литературный источник
			?	4	
<i>Зеленосланцевая фация</i>					
Кв+Аб+Хл+Му+Бл+Гр	0,015	1133		Новая Зеландия	Brown (1967, 1969)
Кв+Аб+Хл+Эп+Гр+Му+Бл+Акт	0,025	260		»	
Кв+Аб+Хл+Эп+Гр	0,0275	176		»	
Кв+Аб+Хл+Му+Эп+Бл+Стил+Акт+Гр	0,02	153		»	
Кв+Аб+Хл+Эп+Гр	0,0375	216	$\bar{X}=298$	»	
Кв+Аб+Хл+Му+Эп+Бл+Стил+Акт+Гр	0,045	51		»	
Кв+Аб+Хл+Эп+Му+Бл+Гр	0,075	40		»	
Кв+Аб+Хл+Му+Бл+Гр	0,04	400		Британская Колумбия	
Кв+Аб+Хл+Му+Гр	0,0575	14,0		Средняя Азия	
<i>Эпидот-амфиболитовая фация</i>					
Гранатовая + ставролитовая зоны					
Кв+Пл+Хл+Му+Бл+Гр	0,0575	82		Шотландия	Atherton(1968)
Кв+Пл+Хл+Му+Бл+Гр	0,070	71		»	
Кв+Пл+Хл+Му+Бл+Гр	0,08	63		»	
Кв+Пл+Хл+Му+Бл+Гр	0,175	20		»	
Кв+Пл+Хл+Му+Бл+Гр	0,10	15		»	
Кв+Пл+Хл+Му+Бл+Гр	0,035	114		Горный Алтай	Кележинскас и др. (1974)
Кв+Пл+Хл+Му+Бл+Гр	0,02	125		»	
Кв+Пл+Хл+Бл+Гр+Ст	0,03	173		Британская Колумбия	Hollister (1969)
Кв+Пл+Хл+Бл+Гр+Ст	0,04	163	$\bar{X}=91$	»	
Кв+Пл+Хл+Бл+Гр+Ст	0,04	100		»	
Кв+Пл+Хл+Бл+Гр+Ст	0,02	80		»	
Кв+Пл+Хл+Бл+Гр+Ст	0,055	73		»	
Кв+Пл+Бл+Гр	0,01	180		Горный Алтай	Кележинскас и др. (1974)
Кв+Пл+Му+Бл+Корд+Гр	0,0175	100		»	

($n = 17$), дистеновая — 41 ($n = 10$) и амфиболитовая (без учета гранатов с обратной и неправильной зональностью) — 0,9 ($n = 10$). В этом случае, как и в рассмотренном ранее, образцы с прямой зональностью низкотемпературные, а однородные начинают появляться в дистеновой зоне, но наиболее часто они встречаются в амфиболитовой фации.

Таким образом, на природном материале удалось показать, что неоднородность контролируется диффузией и градиент концентраций MnO в целом понижается с повышением степени метаморфизма. Вместе с тем наблюдается и большой его разброс. Особенно в этом отношении показательны образцы Шотландии и Британской Колумбии. Первые из них относятся к гранатовой зоне и имеют градиент концентраций 50 вес. %/см ($n = 5$), вторые — к высокотемпературной ставролитовой — 124 вес. %/см ($n = 5$). Отсюда следует вполне однозначный вывод: метаморфизм в описанном Л. Холлистером случае был более кратковременным. Другим, правда, менее наглядным примером являются Катунско-Чуйский и Теллецкий выступы, в степени неоднородности гранатов которых намечаются также различия.

К сожалению, отсутствие экспериментальных данных по коэффициентам диффузии не позволяет пока что определять абсолютные значения продолжительности метаморфических процессов. Однако и относительные сравнения в ряде случаев в состоянии дать много полезной информации. Интересно было бы в этом плане сопоставить метаморфические комплексы андалузит-силлиманитового, переходного и дистен-силлиманитового типов, докембрийского возраста и фанерозойского и т. д.

Наш выбор на гранаты пал здесь прежде всего потому, что они легко доступны для исследования: кристаллизуясь в кубической сингонии, дают хорошо ограненные монокристаллы, коэффициенты диффузии в которых не зависят от кристаллографического направления.

И все-таки возможности гранатов для этих целей, по-видимому, ограничены, по крайней мере начиная с амфиболитовой фации. Для определения продолжительности высокотемпературного метаморфизма с успехом могут быть использованы плагиоклазы. Зональность в них наблюдается до гранулитовой фации. Заслуживают также внимания турмалины, ортит-эпидоты, цирконы и т. д. Ценным все же следует считать комплексный подход, т. е. оценку длительности метаморфизма по нескольким минералам. Это позволило бы получать своеобразные вилки, а также осуществлять взаимный контроль разных методов.

КОРДИЕРИТ — ПОКАЗАТЕЛЬ ДЛИТЕЛЬНОСТИ МЕТАМОРФИЗМА

Природные кордиериты встречаются в различных структурных состояниях, на что впервые обращено внимание при открытии индиалита (Miyashiro e. a., 1955; Miyashiro, 1957). Между гексагональным индиалитом и его химическим аналогом — ромбическим кордиеритом — существует полный ряд переходных структурных форм, степень различия которых характеризуется величиной показателя искажения $\Delta = 2\theta_{131} - (2\theta_{511} + 2\theta_{421})/2$, где θ — брегговский угол для SiKa-излучения. В индиалите эти пики, соответствующие рефлексам 131, 511 и 421, сливаются в единый 2131 рефлекс ($\Delta = 0$).

Специальными структурными исследованиями ранее было установлено, что показатель искажения является функцией степени упорядочения Si^{+4} , Al^{+3} в кольцах $AlSi_5O_{18}$ и Al^{+3} (Mg^{+2} , F^{+2}) между кольцевыми радикалами и зависит от других факторов. Так, индиалит из Бокаро Индии, по $\Delta = 0$ полностью неупорядоченный, в действительности оказался частично упорядоченным. В другом случае одинаковую степень упорядочения показали кордиериты с $\Delta = 0,12$ и 0,24. В целом проблема взаимоотно-

шений кордиерита с индиалитом напоминает проблему взаимоотношений микроклина с санидином.

При экспериментальных исследованиях кордиерит с низким значением Δ получается как первая, метастабильно кристаллизующаяся его разность, которая в дальнейшем, после длительного теплового воздействия, постепенно переходит в промежуточную, а затем в «низкую», или «глубинную», его фазу ($\Delta = 0,20$). В целом величина показателя искажения определяется температурой, продолжительность выдержки t и менее определено давлением. Зависимость Δ от t при постоянной температуре наглядно видна на рис. 37, а также из табл. 84, где приведены усредненные T , P , Δ и t , выведенные из экспериментальных данных (Schreyer, Schairer, 1964; Schreyer, Yoder, 1964).

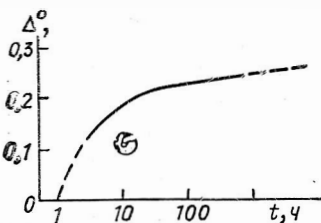


Рис. 37. Зависимость показателя искажения кордиерита от длительности опыта.

Сопоставим кордиериты эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и двупироксеновой фаций. Всего подобрано 76 проб с известными показателями искажения. Предельные колебания Δ , их средние значения по фациям, а также примерные оценки температур принятых подразделений отражены в табл. 85. Здесь же сведены и материалы по кордиеритам Тонгулакского (зоны Б, В и Г, данные автора) и Катунско-Чуйского выступов (условия образования соответствуют зоне В, пробы из коллекции С. В. Мельгунова).

Значимые различия устанавливаются между кордиеритами фаций двупироксеновых гнейсов и эпидот-амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой, амфиболитовой и зон В и Б, а также зон Г и Б, В и Б и незначимые — для кордиеритов фаций двупироксеновой и амфиболитовой, амфиболитовой и зоны Г, а также зон Г и В. Иными словами, различия существенны при сопоставлении кордиеритов через фацию или зону, и они не выявляются для соседних подразделений. Общая же картина распределения средних значений Δ в порядке понижения температуры выглядит следующей: двупироксеновая фация — $\Delta = 0,28$, амфиболитовая — $\Delta = 0,27$, зона Г — $\Delta = 0,25$, зона В — $\Delta = 0,24$, зона Б — $\Delta = 0,19$; и самый низкотемпературный кордиерит, встреченный нами на границе зон А и Б (у изограды кордиерита) — $\Delta = 0,11$.

Т а б л и ц а 84

Результаты экспериментальных исследований по упорядочению кордиеритов

$T_1 - T_n^*$, °C	T_{cp} , °C	$P_1 - P_n$, кбар	P_{cp} , кбар	$t_1 - t_n$, ч	t_{cp} , ч	$\Delta_1 - \Delta_n$, град	Δ_{cp} , град	n
900—950	933	2—5	3,5	1/2—5	1,75	0,04—0,15	0,08	3
1050—1100	1085	2—5	3,5	1/2—5	1,75	0,15—0,20	0,17	7
1200—1250	1225	2—5	3,5	1/2—5	1,75	0,16—0,20	0,18	2
600—650	625	2—5	3	24—168	75	0,04—0,05	0,05	2
700—700	700	2—5	3	24—168	75	0,10—0,18	0,13	5
800—850	825	2—5	3	24—168	75	0,12—0,20	0,16	6
900—950	925	2—5	3	24—168	75	0,17—0,21	0,19	4
	1000	2—5	3	24—168	75		0,20	1
550—600	567	2—5	3,2	520—1704	1163	0,04—0,14	0,10	3
650—650	650	2—5	3,2	520—1704	1163	0,10—0,20	0,15	2
700—800	750	10	10	64	64	0,23—0,25	0,24	2
	900	10	10	24	24		0,26	1
900—950	925	10	10	2	2	0,18—0,20	0,19	4

Показатели искажения природных кордиеритов

Фашия	$T_{\text{ниж}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{верх}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{ср}}, ^\circ\text{C}$	$\Delta_1 - \Delta_n$, град	$\bar{\Delta}$	n	S^2
Двушроксеновая	750	4000	875	0,24—0,31	0,28	28	0,0004
Амфиболитовая	670	750	710	0,24—0,31	0,27	11	0,0006
Эпидот-амфиболитовая	500	670	585	0,11—0,28	0,22	37	0,0014
<i>Тонгулакский выступ</i>							
Зона Г	660	680	670	0,20—0,31	0,25	7	0,0011
» В	600	660	630	0,21—0,28	0,24	10	0,0005
» Б	500	600	550	0,11—0,21	0,19	4	0,0028
<i>Катунско-Чуйский выступ</i>							
Свд+Му	600	660	630	0,14—0,26	0,20	10	0,0014

С учетом приведенных данных, а также табл. 84 и 85 на рис. 38 в координатах $T - \Delta$ построена серия кривых, отражающих зависимость показателей искажения кордиеритов от температуры при постоянных параметрах времени и давления, а в верхней его части нанесены точки значений для $t = 1, 10, 100, 1000$ и $10\,000$ ч, снятые с диаграммы рис. 37 для $T = 1400^\circ\text{C}$. В области низких значений расположена линия зависимости Δ от T при $t = 1,75$ ч и $P = 3,5$ кбар. Далее в направлении оси Δ следуют кривые для $t = 75$ ч, $P = 3,0$ кбар, $t = 1163$ ч, $P = 3,2$ кбар, крайнее положение здесь занимают статистическая кривая для кордиеритов регионально-метаморфических пород и совпадающая с ней линия кордиеритов Тонгулакского выступа ($t = x$). Первые три кривые, интерполированные в область высоких температур, попадают в район 10, 100 и 1000 ч для $T = 1400^\circ\text{C}$, что более или менее совпадает с их собственными значениями. В целом кривые постоянного времени имеют изгиб в области низких температур и, начиная примерно с 700° , становятся прямыми, почти параллельными оси T , т. е. процесс изменения показателей искажения кордиеритов происходит главным образом в интервале эпидот-амфиболитовой фашии.

Таким образом, при переходе от низких значений Δ к высоким (на рис. 38 слева направо) происходит закономерное смещение кривых постоянного времени от минимального для t , приближающегося к 0, до максимального, отвечающего времени образования кордиерита с показателем искажения 0,31 — наивысшее значение, описанное в литературе для регионально-метаморфических пород.

Особое положение здесь занимают кордиериты из метаморфических пород Катунско-Чуйского выступа. По среднему показателю искажения ($\Delta = 0,20$) они попадают на кривую, резко сдвинутую в область низких значений t от статистической кривой регионального метаморфизма. Это говорит за то, что время их экспозиции было не менее чем на порядок меньше длительности отжига кордиеритов Тонгулакского выступа.

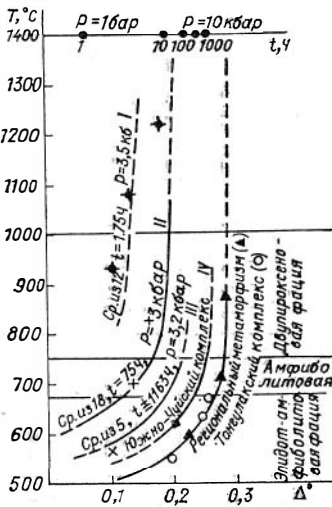


Рис. 38. Примерное положение кривых постоянной длительности метаморфизма на графике $\Delta - T$.

Приведенная диаграмма построена при многих допущениях. Для кривых низких значений времени использованы экспериментальные данные по магниезальным пробам, в статистическую же обработку включены природные кордиериты заведомо разного химического состава, образовавшиеся при различных режимах P , состава флюида и т. д. Насколько эти факторы влияют на показатели искажения, вопрос остается открытым. В связи с этим представленный график является всего лишь приближенным вариантом, демонстрирующим принципиальную сторону вопроса использования Δ при оценке продолжительности процессов природного минералообразования.

Для решения той же задачи, помимо кордиерита, могут быть использованы калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, пироксены, амфиболы и др.

Упорядочение — разупорядочение силикатов — также не единственный зависящий от времени фактор. Заслуживают внимания и другие дефекты. К их установлению и расшифровке следует привлекать современные методы исследования физики твердого тела и прежде всего массбауэровскую и рентгеновскую спектроскопии, электронный парамагнитный и ядерный магнитный резонансы, люминесценцию, термолюминесценцию и т. д.

Ранее в специальной работе (Кеппежинская, Лепезин, Хлестов, 1976) рассмотрен ряд критериев, основанных на оценке собирательной перекристаллизации для пород простого минералогического состава (кварцитов, мраморов и др.), распределении компонентов в диффузионных каймах на контакте химически неравновесных пачек, количественной характеристике частоты и размеров первичных газовой-жидких и расплавленных включений в минералах (как отражение степени дефектности, зависящей от скорости кристаллизации), определении процента отгонки аргона в минералах, не претерпевших перекристаллизации на соответствующем этапе метаморфизма. Все они, хотя и заслуживают внимания, но, по нашему мнению, менее перспективны.

Таким образом, на примере зональности в гранатах и упорядоченности — разупорядоченности кордиеритов показана принципиальная возможность определения продолжительности метаморфических процессов. Отсутствие кинетических констант (энергий активаций, коэффициентов диффузии и т. д.) не позволило оценить абсолютные значения ее, однако относительное сравнение достаточно однозначно свидетельствует о том, что сопоставимые по многим параметрам комплексы отличаются длительностью метаморфизма.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МЕТАМОРФИЗМА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В настоящей главе на основе полученных данных попытаемся осветить следующий круг вопросов: коррелируется ли степень метаморфизма толщ с их возрастом; каковы пространственные закономерности в распределении фаций и фациальных серий; как соотносятся метаморфические образования с разломами; в чем состоят особенности низкотемпературного метаморфизма рифейско-нижнепалеозойских отложений; сопоставляются ли между собой комплексы и можно ли их типизировать; что нового вносят результаты изучения метаморфитов в познание строения земной коры. И в заключение оценим перспективы региона на некоторые полезные ископаемые.

ВРЕМЕННЫЕ И ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФАЦИЙ И ФАЦИАЛЬНЫХ СЕРИЙ

Задолго до появления массовых радиологических дат возраст толщ определялся в основном по «степени их метаморфизма». Так, гранулиты считались архейскими, породы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций — архейскими или протерозойскими, зеленосланцевой — протерозойскими (рифейскими) — палеозойскими и т. д. Полученные таким образом оценки для многих комплексов традиционно сохранились и до наших дней.

Однако в последующем на ряде примеров было показано, что переход от фации к фации часто фиксируется вкрест или даже по простиранию одних и тех же свит. В связи с подобного рода фактами в литературе появились высказывания, что степень метаморфизма толщ не может определять их возраст. Метаморфиты Алтае-Саянской складчатой области в этом отношении — не исключение, и стратиграфическое положение многих из них является предметом длительных дискуссий. Особенно это относится к регионам развития каледонской и герцинской складчатостей, где в категорию то «молодых», то «древних» в разное время попадали Томский, Телецкий, Чулышманский, Тонгулакский, Катунско-Чуйский, Курчумский, Джебашский выступы и Иртышская зона смятия.

Перечисленные комплексы сложены «кристаллическими сланцами и гнейсами» и на этом основании ранее относились к докембрию. С другой стороны, находясь в окружении неметаморфизованных отложений, они обнаруживают с ними постепенные взаимопереходы. Казалось бы, исходя из этих наблюдений, а также учитывая достоверные случаи проявления последокембрийского зонального метаморфизма в других районах, возраст метаморфитов можно было бы считать палеозойским, что в общем-то не противоречит и результатам $K - Ar$ датирования по слюдам и валовым пробам. Однако убедительность доводов в пользу «молодого» метаморфизма для многих комплексов оказалась кажущейся. Сошлемся здесь на

Катунско-Чуйский выступ, который больше известен как «Южно-Чуйская зона смятия» и до последнего времени служил показательным примером наложения прогрессивного метаморфизма на отложения горно-алтайской серии кембро-ордовика. Наши материалы опровергают эти представления. Возраст осадконакопления по микрофоссилиям и возраст метаморфизма по результатам радиологического датирования получаются докембрийскими.

Докембрийскими оказались также Томский выступ и метаморфические образования в обрамлении Белокурихинского гранитного массива. По мнению автора, аргументированы в этом отношении Джебашский и Курчумский выступы. Менее показательны данные по Тонгулакскому, Чулышманскому и Телецкому выступам, но и эти комплексы по совокупности признаков (находки микрофоссилий, отдельные древние даты, сопоставимость между собой, особенности взаимоотношений изоград с разломами и т. д.), вероятнее всего, древние.

Что же касается так называемых «постепенных переходов», они в действительности имеют не прогрессивную, а регрессивную природу. Метаморфические комплексы, контактируя с прилегающими толщами по разломам, повсеместно сопровождаются диафоритами зеленосланцевой фации. При этом в тех же условиях метаморфизуются и палеозойские осадки. Естественно, для них метаморфизм является прогрессивным. В возникающих таким образом «зонах перехода» исходный состав пород установить часто трудно, а если и удается, то только в удалении от разломов. Особенно большие сложности возникают при литологическом сходстве контактирующих толщ. Например, хлоритовые сланцы по силлиманитовым гнейсам, если они не содержат реликтовых минералов, практически невозможно отличить от хлоритовых сланцев по алевролитам и т. д. В таких случаях эффективным оказывается геологическое картирование с последующим анализом взаимоотношений метаморфических зон и изоград с разломами. Именно таким путем расшифрован истинный характер контакта Тонгулакского выступа и других комплексов (см. ниже) с окружающими их отложениями палеозоя.

Требуют критического осмысливания и К — Аг датировки по биотитам и валу. Пожалуй, можно считать доказанным (теоретически и практически), что этот метод в принципе не может давать возраста метаморфизма, он его неизбежно должен занижать (см. раздел «К вопросу выделения этапов метаморфизма по данным радиологического датирования»), а поэтому время образования метаморфитов всегда древнее самых древних дат. Конечно, и здесь встречаются исключения с удревнением, но они редки.

Считая возраст многих средне-высокотемпературных комплексов докембрийским, мы тем не менее так и не отвечаем на интересующий нас вопрос: можно ли по степени метаморфизма толщ судить о времени их осадконакопления. Рассмотрим каждую фацию.

Двупироксеновая фация установлена в составе Шарыжалгайского выступа, Бирюсинской, Онотско-Бельской, Гарганской, Арзыбейской глыб, Сангиленского выступа и Дербинского антиклинория. Гранулиты первых двух комплексов относятся к фундаменту Сибирской платформы, четырех следующих — к фундаменту байкалид, последнего — к их геосинклинальному этажу. По мнению многих исследователей, эти породы являются архейскими. Данное заключение, как нам кажется, убедительно подтверждается (радиологически) только для Шарыжалгайского выступа и Гарганской глыбы. В остальных случаях возраст определяется путем различного рода сопоставлений, в том числе и с учетом степени метаморфизма. В частности, так поступают с гранулитами Бирюсинской глыбы (Сизых, Шафеев, 1975) и Сангиленского выступа (Жазаков, Митрофанов, 1976), для которых установлено, что они тяготеют к нижним частям разрезов структур, однако древними являются лишь относительно.

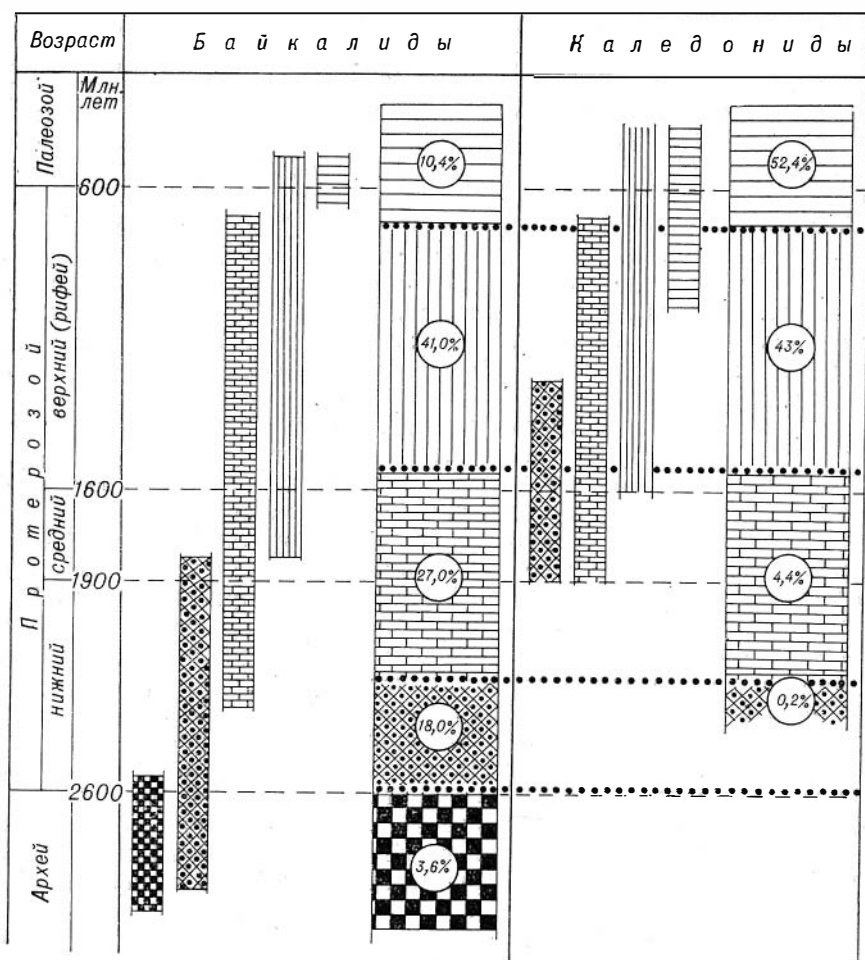
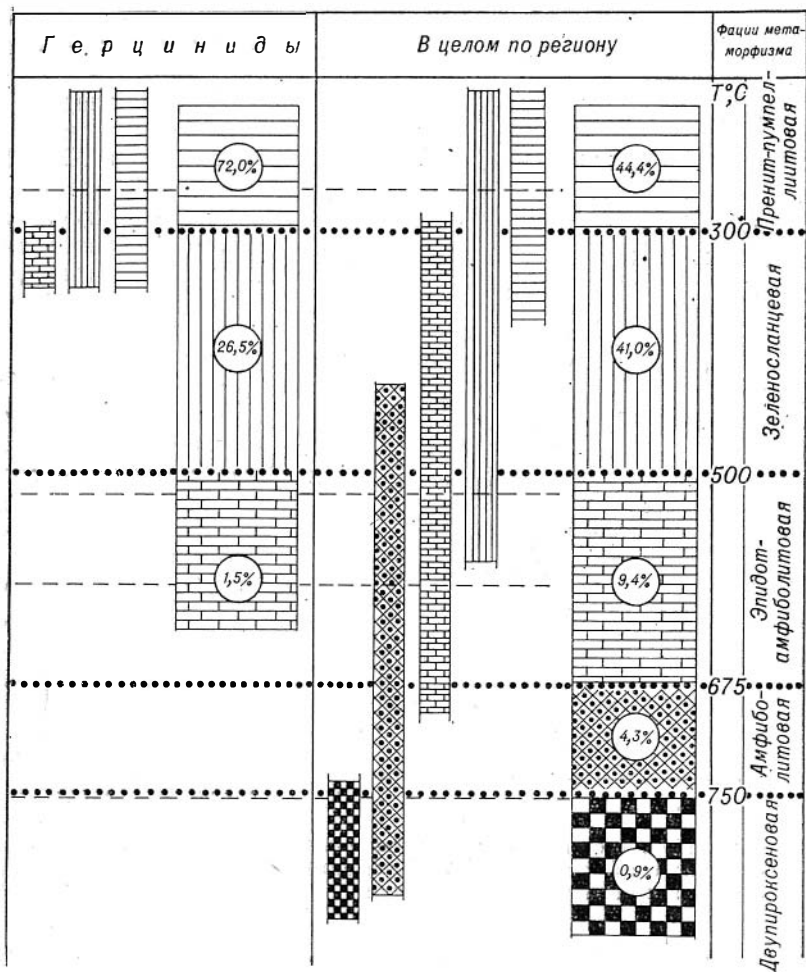


Рис. 39. Метаморфическая колонка

Неожиданными оказались находки дупироксеновых парагенезисов в пределах Дербинского антиклинория. Последние залегают среди мраморов одноименной серии, имеющих ниже- или даже среднепротерозойский возраст. Если это так, то данный рубеж можно считать верхним возрастным пределом рассматриваемой фации для Алтае-Саянской складчатой области в целом.

Амфиболитовая фация ассоциирует с предыдущей (перечисленные выше комплексы), а также с эpidот-амфиболитовой в Сангиленском (район Ара-Булак — Качик), Чулышманском (хр. Чихачева) и Тонгулакском выступах. Ее возрастной интервал охватывает архей (Шарыжалгай) — средний (верхний?) протерозой (Тонгулак, Чулышман).

Эpidот-амфиболитовая фация фиксируется в толщах с максимальными датировками до 1900—2000 млн. лет (Урикско-Ийский и Онотский грабены, Томский выступ), хотя в действительности она может быть и несколько древнее (верхний комплекс Бирюсинской глыбы). Встречаются ее парагенезисы и в толщах с достоверным рифейским возрастом (Чаустинское месторождение, нарынская свита и т. д.). Есть указания на распространение среднетемпературных ассоциаций и в более молодых отложениях, например, в Иртышской зоне смятия. Однако, по мнению автора, этот случай является дискуссионным или, по крайней мере, его следует рассматривать как исключение.



Алтае-Саянской складчатой области.

Зеленосланцевая фация картируется в породах с возрастом от среднего протерозоя до ордовика; пренит-пумпеллитовая — от рифея до девона включительно. И наконец, глаукофансодержащие сланцы имеют рифейский, а возможно, нижнекембрийский возраст (уймонская, аккольская, чингинская? свиты).

Особенности распределения метаморфических фаций по региону заключаются в следующем. На западе Алтае-Саянской складчатой области, включающей Рудный Алтай и Салаир, т. е. герциниды, преобладают породы, метаморфизованные в условиях пренит-пумпеллитовой фации. Площадь их выходов составляет около 72% от площади, занимаемой метаморфитами в целом. Далее в порядке понижения распространенности следуют зеленосланцевая (26,5%) и эпидот-амфиболитовая (1,5%) фации (рис. 39—41). Проявления более высокотемпературных образований здесь не известны.

Каледониды (Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Горный Алтай, Западный Саян и почти вся Тува) качественно во многом сопоставимы с рассмотренными выше герцинидами. В количественном отношении здесь возрастает роль парагенезисов зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций (см. рис. 39—41). Они же впервые фиксируют минеральные ассоциации амфиболитовой (Тонгулакский и Чулышманский выстуги) и

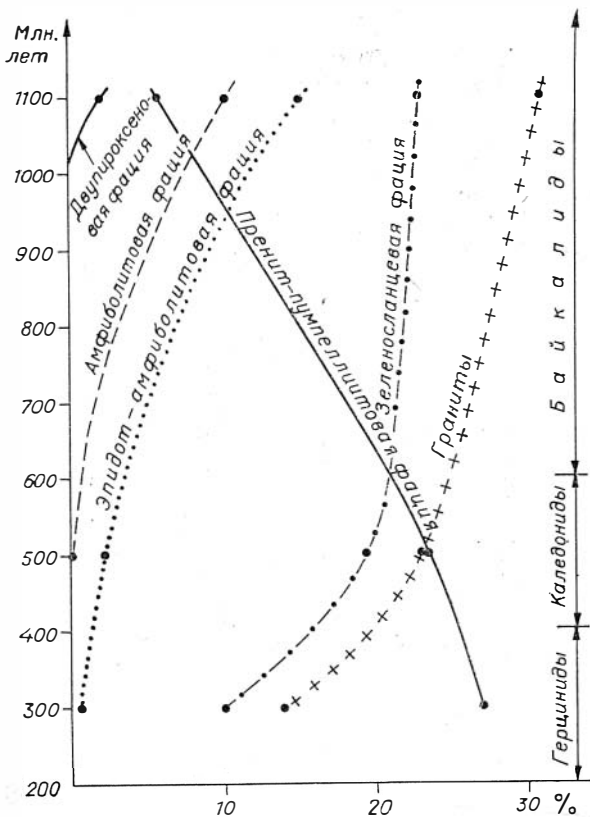


Рис. 40. Зависимость степени распространенности фаций метаморфизма (% от занимаемой площади) от возраста завершающей складчатости.

ходки дистена), в Кузнецком Алатау — Терсинский, в Горном Алтае — Тонгулакский (есть упоминание о дистене), Телецкий и Чулышманский выступы. К фацальной серии переходных давлений принадлежат Бирусинская глыба и Онотский грабен (Восточный Саян), Сангиленский выступ (Тува), Томский выступ (Кузнецкий Алатау), Катунско-Чуйский и Курчумский выступы, метаморфические породы в обрамлении Белокурихского гранитного массива (все в пределах Алтая) и менее определено или предположительно Джебашский выступ (Западный Саян), Базыбайская глыба и другие комплексы в Восточном Саяне. Представителем дистен-силлиманитового типа является Чаустинское месторождение и вмещающие его породы, глаукофан-сланцевого — аккольская, уймонская свиты, а также, по всей вероятности, «гранатовые амфиболиты» Чаган-Узуна.

Таким образом, анализ полученных данных подтверждает известную и ранее закономерность увеличения степени метаморфизма толщ с удревнением их возраста. Эта корреляция тем не менее не может быть положена в основу решения современных задач стратиграфии. Метаморфизм достаточно эффективен при сопоставлениях на уровне серий, отделов или даже систем и не пригоден при детализации более мелких подразделений. Так, закартировав амфиболитовую фацию, можно сделать вывод, что метаморфиты по возрасту не моложе верхнего протерозоя, но они могут быть средне- и нижнепротерозойскими, верхне- и нижнеархейскими. С другой стороны, зеленосланцевые парагенезисы, как правило, не древнее среднего, а пренит-пумпеллитовые — верхнего протерозоя и т. д. Все эти закономерности наглядно представлены на метаморфической колонке (см. рис. 39).

глаукофан-сланцевой (аккольская и уймонская свиты) фаций.

В байкалидах, занимающих Восточный Саян, Восточную и Юго-Восточную Туву, распространены пренит-пумпеллитовая, зеленосланцевая, эпидит-амфиболитовая, амфиболитовая и двупироксеновая фации. За исключением первой из них, все остальные представлены и в пределах краевого поднятия фундамента Сибирской платформы (на рис. 39—41 байкалиды и краевое поднятие не расчленяются).

Характерной чертой Алтае-Саянской складчатой области является преобладание на ее территории метаморфических комплексов низких и переходных (промежуточных) давлений. К андалузит-силлиманитовому типу относятся в Восточном Саяне Урикско-Ийский грабен, Хамар-Дабанский массив (известны единичные на-

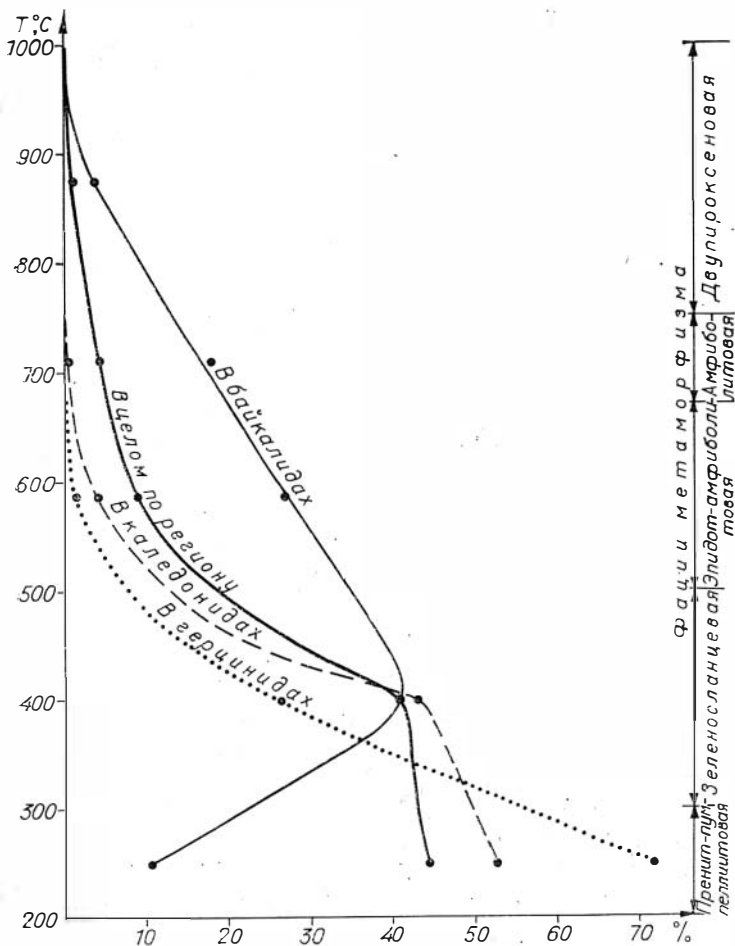


Рис. 41. Степень распространности фаций метаморфизма в байкалидах, каледонидах, герцинидах и по региону в целом.

Что же касается особенностей пространственного распределения фаций, то с запада на восток, т. е. с переходом от герцинид к каледонидам и далее байкалидам, роль высокотемпературных минеральных ассоциаций постепенно возрастает (см. рис. 3, 39—41).

За исключением глаукофансодержащих образований, приуроченных к зонам глубинных разломов, а точнее, к офиолитовым поясам, для остальных фациальных серий какие-либо возрастные и территориальные зависимости не наблюдаются.

ВЗАИМОТНОШЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ С РАЗЛОМАМИ

При составлении Карты метаморфических фаций Алтае-Саянской складчатой области и картировании отдельных комплексов выявлена интересная деталь, касающаяся взаимоотношений изоград и разломов. Установлено, что во многих случаях проявления неоднородного метаморфизма нет пространственной корреляции между максимумом $P - T$ условий и положением разломов и очень часто степень метаморфизма не увеличивается, а уменьшается с приближением к ним. При этом зоны и изограды не повторяют конфигурацию и направление последних, а секут-

ся ими. Подобные закономерности характерны для многих комплексов Горного Алтая, Западного и Восточного Саянов, Тувы, Кузнецкого Алатау и других районов. Несколько таких примеров показано на рис. 42.

Так, при общем северо-западном простирании Тонгулакского выступа его изограды под острым углом срезаются Курайским разломом, который, в свою очередь, сопровождается диафторитами, содержащими реликты ставролита, силлиманита и других относительно высокотемпературных минералов. Примерно также соотносятся они в пределах Телецкого, а особенно наглядно, Чулышманского выступов.

Метаморфические породы Катунско-Чуйского выступа имеют общее субширотное простирание. С севера они ограничены Чарышско-Теректинским, с юга — Джасатерским разломами. Здесь откартированы биотитовая, кордиеритовая и силлиманитовая изограды. При общей линейности полосы метаморфитов, простирающейся согласно направлению Чарышско-Теректинского разлома, ее изограды, как и в рассмотренных выше примерах, не совпадают с его направлением, а секутся им.

В Кузнецком Алатау в верховьях рек Андреевка, Александровка и Пр. Крестовка (Терсинский выступ) в субширотном направлении проходит контакт между терсинской и конжинской свитами. Помимо литологии, они отличаются и степенью метаморфизма. При субширотном контакте, который одновременно отделяет биотитовую зону от гранатовой, ограничивающий с запада эти породы разлом имеет субмеридиональное простирание.

В Западном Саяне в верховьях рек Уртенъ, Юнь-Джебаш, Бирик-Джебаш развиты биотит- и ставролитсодержащие породы, постепенно сменяющиеся на север хлоритовыми сланцами; протягиваясь вдоль Сабинского и Джебашского хребтов, они на востоке срезаются Борусским разломом.

В Восточном Саяне неоднородность метаморфизма намечена для Бирюсинской и Канской глыб, Урикско-Ийского грабена и Окинского синклиория. В этих примерах мы также имеем несогласные взаимоотношения изоград и разломов. Подобные закономерности прослеживаются и в Сангиленском выступе, Харальском поднятии и в других районах Алтае-Саянской складчатой области.

Секущее положение разломов характерно не только по отношению к метаморфической зональности, но в ряде случаев фиксируется и относительно внутреннего структурного плана метаморфических комплексов. Так, Теректинский выступ имеет общее северо-западное простирание, согласно простиранию ограничивающих его с севера и юга разломов. В то же время оси крупных складок слагающих его пород ориентированы субмеридионально. Последнее, кстати, считается чуть ли не главным доказательством докембрийского возраста теректинской свиты и выступа в целом (Белостоцкий, 1956; Кузнецов, 1963; и др.). Этот вывод в настоящее время подтверждается радиологически.

Примерно такими же являются взаимоотношения между Курчумским выступом и толщами девона в Рудном Алтае (Хорева, 1965). Здесь осадконакопление и метаморфизм также докембрийские. Еще больше подобных примеров на востоке региона (Шарыжалгайский выступ, Гарганская, Арзыбейская, Базыбайская и другие глыбы).

В тех случаях, когда разломы проходят через породы высокотемпературных фаций, они повсеместно сопровождаются линейными зонами диафторитов. При этом метаморфизм, регрессивно преобразуя породы этих фаций, прогрессивно метаморфизует до уровня зеленых сланцев и «неметаморфические» толщи, в результате чего создается видимость постепенного (но быстрого) перехода от «неметаморфических» к метаморфическим толщам.

Таким образом, отсутствие пространственной связи между положением высокотемпературных зон и разломов, а также секущий характер послед-



Рис. 42. Примеры взаимоотношений метаморфических комплексов с разломами.

Выступы: I — Тонгулакский, II — Телецкий, III — Чульшманский, IV — Кагунско-Чуйский; V — Канская глыба, VI — Бирюсинская глыба; VII — Джебалинский анциклонорий. Фации и субфации метаморфизма: 1 — амфиболитовая, 2 — эпидот-амфиболитовая, высокотемпературная субфация; 3 — то же, низкотемпературная субфация, 4 — зеленосланцевая; 5 — граниты; 6 — разломы.

них относительно изоград говорят о том, что заложилась они позднее метаморфической зональности и не являются причиной прогрессивного метаморфизма. Эти данные также ставят под сомнение и поясовое распределение метаморфических толщ средне- и высокотемпературных фаций. Наблюдаемое положение этих пород вдоль разломов фиксирует в первую очередь не особый метаморфизм, а историю тектонических движений с момента их заложения.

Поясовому происхождению здесь отвечают низкотемпературные метаморфиты, проявляющиеся в виде линейных зон диафторически по породам эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и двупироксеновой фаций и прогрессивно — по неметаморфизованным отложениям.

ОСОБЕННОСТИ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОГО МЕТАМОРФИЗМА РИФЕЙСКО-НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТОЛЩ

Выходы метаморфических пород пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций составляют около 40% всей территории Алтае-Саянской складчатой области, или 85% от занимаемой метаморфитами площади (см. табл. 1, рис. 39).

В пределах Восточного Саяна нами наиболее детально изучена кувайская серия (мощность 10 000 м): песчаники, алевролиты, основные эффузивы, их туфы, прослой известняков и т. д. Ее нижний возрастной предел определяется по находкам в базальных слоях микрофитолитов, характерных для раннего — среднего рифея, верхний — несогласным наложением палеонтологически охарактеризованных раннекембрийских отложений. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Пренит и пумпеллит для нее не характерны, стильномелан встречен в семи шлифах. Особенность ее отложений — практически повсеместная (за исключением дизъюнктивных нарушений и зон рассланцевания) сохранность исходных структур и текстур в вулканогенно-осадочных породах, а также реликтов магматического пироксена и основного плагиоклаза.

Материалов по низкотемпературному метаморфизму других районов Восточного Саяна сравнительно мало. На востоке в условиях зеленосланцевой фации метаморфизованы верхнепротерозойские отложения урикской, сублукской, ингапинской, долдарминской и частично большеперечинской свит Онотского и Урикско-Ийского грабенов: песчаники, алевролиты, известняки, порфириты, туфопесчаники с резко подчиненным количеством эффузивов основного и кислого состава, их туфов, прослоев железистых кварцитов и т. д. Сопоставимые термодинамические условия обнаруживают и метаморфические породы Тункинских гольцов, Окинской и Китойской структурно-формационных зон (монгошинская, частично окинская, ямангольская и отойская свиты).

В Туве в зеленосланцевой и частично в пренит-пумпеллиитовой фациях метаморфизованы отложения нарынской, пучукской и ходолякской свит. Первая имеет рифейский возраст и существенно карбонатный состав отложений, а в двух следующих, относимых к кембрию, преобладают соответственно терригенные и терригенно-вулканогенные образования.

В пределах Тувы нами также исследовались позднекембрийские (рифейские) демиржинская (метаалевролиты, метапесчаники, прослой туфов и графитсодержащих сланцев), харальская (метаморфизованные базальты, риолиты, терригенные осадки) и охемская (известняки, метапесчаники, метаалевролиты и метакогломераты) свиты суммарной мощностью 7000—8000 м (Зайков и др., 1977). В них парагенезисы с пумпеллиитом и пренитом не встречаются, со стильномеланом составляют около 3%, с биотитом и гранатом более 15%. Метаморфизм в целом здесь ме-

няется от хлорит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации до низкотемпературной субфации эпидот-амфиболитовой фации.

Кембрийские отложения, включающие хамсаринскую, туматтайгинскую, тапсинскую, баянгольскую, актовракскую и алтынбулакскую и другие свиты, в отличие от позднекембрийских имеют более пестрый состав: метаморфизованные основные и кислые эффузивы, песчаники, алевролиты, известняки и т. д. Они принадлежат разным структурно-формационным зонам, но сопоставимы по возрасту. Встречаемость ассоциаций со стильпномеланом составляет 14%, с пумпеллитом — 2%, с пренитом — 0,5%. $P - T$ условия метаморфизма перечисленных выше толщ укладываются в зеленосланцевую и пренит-пумпеллитовую фации. От харальской, нарынской и айлыгской свит их отличают прежде всего полное отсутствие в породах гранат- и биогитсодержащих парагенезисов и сравнительно частая встречаемость ассоциаций со стильпномеланом, пренитом и пумпеллитом. В свою очередь, последние не характерны для рифейских образований.

Степень измененности кембрийских отложений в целом высокая, обнаруживает некоторую зависимость от их литологического состава. Так, в существенно вулканогенной хамсаринской свите реликтовый пироксен встречен в 15—20% просмотренных шлифов, а в вулканогенно-терригенной туматтайгинской — значительно в меньшем количестве. Во всех случаях он хорошо сохраняется во вкрапленниках и исключительно редко — в основной массе. Основной плагиоклаз наблюдался всего лишь в двух шлифах.

В Западном Саяне детально изучены чингинская и нижнемонокская свиты верхнего рифея — нижнего кембрия. Первая (мощность до 5000 м) сложена основными эффузивами, диабазами, порфиритами, туфами с прослоями песчаников, алевролитов, кварцитов и известняков. В строении нижнемонокской свиты участвуют диабазы, порфириты, кератофиры, подчиненно терригенные образования, известняки и другие породы. Возраст чингинской свиты — верхний рифей — нижний кембрий. Отложениями рассматриваемых свит сложены Куртушибинский антиклинорий, Борусский грабен-синклинорий и Северо-Саянская зона структур.

В чингинской свите встречаются парагенезисы со стильпномеланом, пумпеллитом (реки Мишиха, Теплая; Куртушибинский хребет, Борус и др.) и пренитом, но полностью отсутствию ассоциации эпидот-амфиболитовой фации, чем она, в частности, отличается от джебашской серии. В метаосадках в целом хорошо сохраняются порфировые и кластические структуры, а также слоистость, ритмичность, следы подводного оползания и другие особенности осадконакопления, но процент встречаемости пироксена крайне низкий (около 4% на все количество просмотренных шлифов). Основной плагиоклаз установлен в 2—3 шлифах. В зонах региональных разломов, таких как Джебашский, Борусский и Саяно-Тувинский, породы, рассланцовываясь и окварцовываясь, утрачивают исходные реликты и становятся похожими на «джебашские сланцы».

Нижнемонокская свита (р. Шамап, пос. Субботино, хр. Хан-Сын и др.) по минеральным сочетаниям и степени измененности во многом напоминает предыдущую.

Другие толщи (верхнемонокская, арбатская свиты и шигнетская серия среднего кембрия-силура) с точки зрения метаморфизма не исследованы и условно отнесены к пренит-пумпеллитовой фации.

В Кузнецком Алатау из низкотемпературных метаморфических образований наибольшим развитием пользуются енисейская серия (известняки с прослоями метапорфиритов, туфов, хлоритовых, тремолитовых и других сланцев), мунжинская, кульбюрстюгская (метапесчаники, алевролиты, порфириты, туфы, кварциты), усинская (известняки, песчаники, алевролиты, кварциты, порфириты, хлоритовые сланцы), мундыбашская (диабазы, порфириты, туфы, песчаники, алевролиты, хлорит-серицитовые,

хлорит-актинолитовые сланцы, известняки), большекитатская (диабазы, туфы, алевролиты, мергели, прослой известняков, хлоритовые и актинолитовые сланцы) и другие сопоставимые с ними и по возрасту (поздний докембрий-нижний палеозой), и по литологическому составу свиты, слагающие Уйбатский, Пезасский выступы, Батеневский антиклинорий, Мартайгинскую зону и т. д.

Из низкотемпературных минералов установлены пренит и пумпеллит, выборочная частота встречаемости которых составляет 2—6% соответственно. Рифейские и кембрийские метаосадки имеют целый ряд общих парагенезисов, в том числе многоминеральных, что говорит о полном или почти полном перекрытии $P-T$ условий их метаморфизма.

Примерно та же картина намечается и в **Горной Шории**. Здесь особенность метаморфитов состоит в широком распространении актинолита и эпидота в Кондомской зоне, а карбоната — в Мрасской.

В целом отложения рифея и кембрия Кузнецкого Алатау и Горной Шории метаморфизованы в зеленосланцевой (преобладает) и пренит-пумпеллитовой фациях. Исключение составляет енисейская серия Мрасского и Пезасского выступов, где отмечаются единичные находки андалузита, свидетельствующие, возможно, хотя бы о частичном проявлении и эпидот-амфиболитовой фации.

Что же касается степени измененности, то здесь намечаются некоторые различия между породами Тельбесской, Амзасской и Мрасской зон. В первых двух реликтовый пироксен составляет 38—66%, в последней — 6—38% (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1970). Во всех без исключения зонах основной плагиоклаз встречается спорадически.

В **Горном Алтае** метаморфизм зеленосланцевой и пренит-пумпеллитовой фаций проявился в толщах по возрасту от верхнего протерозоя до ордовика и силура включительно. К ним относятся теректинская, баратальская, манжерокская, каянчинская, еландинская, каимская свиты, горноалтайская серия, а также отложения ордовика и силура (чойская, бугрышихинская, савельевская и другие свиты). В этих условиях формировались породы башкаусской, урсасайской, кокузекской, а возможно, и аспатинской, чернореченской и куюмской свит.

Баратальская серия представлена преимущественно метаизвестняками. Степень ее метаморфизма устанавливается по «вторичным» минеральным ассоциациям метаэффузивов, туфов и т. д.

Залегающие на баратальской манжерокская (порфириты, туфы, туффиты, песчаники, хлоритовые и хлорит-актинолитовые сланцы) и выше каянчинская (известняки, порфириты, туфы, туффиты, метапесчаники, метаалевролиты и т. д.), каимская (порфириты, диабазы, туфы, туффиты, метапесчаники, алевролиты, известняки, кварциты и т. д.) и еландинская (гравелиты, песчаники, алевролиты, известняки и т. д.) свиты имеют сходный набор минеральных ассоциаций. Различия здесь не принципиальные и касаются главным образом стилиномелана, встречаемость которого в рифее выше, чем в кембрии. Однако этот вывод будет неверным, если не упомянуть ряд среднетемпературных проявлений на фоне карбонатных отложений. В этом отношении особый интерес представляет Чаустинское месторождение дистена, приуроченное к каянчинской свите. Залегает оно среди мраморизованных известняков с микрофитолитами рифея. Метаморфические образования здесь представлены гранатовыми амфиболитами, ставролит- и дистенсодержащими сланцами и другими породами с типичными для эпидот-амфиболитовой фации парагенезисами.

Горноалтайская серия по возрасту осадконакопления большинством исследователей считается кембро-ордовикской. Своим литологическим и преимущественно метапелитовым составом она сопоставима с теректинской свитой. Близки и их минеральные ассоциации. Некоторые различия намечаются в структурных свойствах минералов. Белая слюда в породах

горноалтайской серии представлена гидромусковитом, в теректинской — нормальными мусковитами (Хорева и др., 1970). Однако подобные наблюдения пока что единичны и выводы не могут быть распространены на отложения выше отмеченных толщ всей территории Горного Алтая.

Имея сопоставимый набор минеральных ассоциаций и сходную литологию, метаморфиты горноалтайской серии и теректинской свиты су-

Т а б л и ц а 86

Минеральные ассоциации рифейско-нижнепалеозойских толщ Алтае-Саянской складчатой области
+Кв+Аб+Хл

Парагенезис	Кол-ч. шифров	Парагенезис	Кол-ч. шифров	Парагенезис	Кол-ч. шифров
Сер+Ка	449	Эп+Акт	260	Му+Би+Эп.	33
Ка+Эп	376	Эп+Сер+Акт	153	Му+Би+Гр.	22
Сер+Эп+Ка	288	Сер+Эп+Ка+Акт	108	Му+Би	26
Ка	241	Акт	68	Му+Би+Гр+Ка	18
Эп	204	Эп+Акт+Ка	63	Эп+Би+Кшп	10
Сер+Стил+Эп	196	Акт+Ка	57	Эп+Би	8
Сер+Эп	120	Сер+Ка+Акт	29	Му+Ка+Би	7
Сер	101	Стил+Акт+Эп	28	Би+Ка+Эп	6
Сер+Стил	64	Стил+Ка+Акт	27	Му+Би+Эп+Гр	6
Кв+Аб+Хл	52	Ка+Эп+Стил+Акт	21	Му+Би+Гр+Эп+Ка	6
Эп+Ка+Стил	42	Сер+Акт.	20	Му+Би+Ка+Эп	3
Сер+Эп+Ка+Стил	35	Акт+Стил	13	Му+Эп+Гр	2
Сер+Стил+Ка	33	Эп+Би+Акт	9	Би+Ка	2
Эп+Стил	33	Сер+Эп+Стил+Пумп+ +Прен+Акт	8	Гр	2
Стил+Ка	31	Сер+Стил+Эп+Акт	8	Би	1
Стил	20	Прен+Акт	6		
Эп+Ка+Пумп	19	Сер+Стил+Акт	5	+Кв+Аб	
Ка+Прен	15	Эп+Пумп+Ка+Акт	4	Му+Стил+Ка.	121
Сер+Ка+Прен	10	Сер+Эп+Стил+ +Пумп+Акт	3	Му+Стил	25
Сер+Прен	10	Сер+Ка+Стил+Эп+ +Пумп+Акт	2	Му+Ка	23
Сер+Пумп	8	Стил+Прен+Пумп+ +Акт	2		
Прен	8	Сер+Ка+Стил+Акт	2	Му	20
Сер+Ка+Пумп	7	Сер+Эп+Прен+Акт	2	Би	14
Стил+Пумп	6	Эп+Пумп+Акт	2	Му+Стил+Пумп+Ка	2
Ка+Стил+Пумп	5	Сер+Эп+Стил+Ка+ +Акт	1	Стил	2
Прен+Эп	5	Ка+Эп+Прен+Акт	1	Эп+Му+Ка+Стил	1
Эп+Пумп	4	Сер+Прен+Акт	1	Ка+Стил	1
Ка+Эп+Прен	3	Эп+Прен+Акт	1	Му+Би+Ка	1
Эп+Стил+Пумп	3	Пумп+Акт	1	Му+Би+Эп+Кшп	1
Эп+Стил+Пумп+Ка	2			Му+Гр	1
Сер+Эп+Пумп+Ка	2			Би	1
Сер+Пумп+Ка	2	Кв+Аб+Акт	11		
Сер+Эп+Ка+Прен	1	Кв+Аб+Эп+Би+Акт	2		
Стил+Пумп	1	Аб+Хл+Эп+Ка+Акт	1		
Пумп+Ка	1	Аб+Эп+Стил+Акт.	1		
		Аб+Эп+Хл+Акт.	1		

П р и м е ч а н и е. В таблицу не включены парагенезисы метаморфических пород зональных комплексов, Джебашского и Теректинского выступов, устишкинской и кувайской серий, Чаустинского месторождения дистена, а также аккольской и уймонской свит.

Нон-, моно- и дивариантные парагенезисы рифейско-нижнепалеозойских геосинклинальных толщ Алтае-Саянской складчатой области
+Кв+Аб+Хл

Парагенезис	Колич. шлифов
<i>Нонвариантные</i>	
Сер+Стил+Акт+Эп+Прен+Пумп	8
Сер+Стил+Эп+Ка+Пумп+Акт	2
<i>Моновариантные</i>	
Эп+Ка+Пумп+Акт	4
Сер+Стил+Эп+Пумп+Акт	3
Сер+Стил+Эп+Ка+Акт	1
<i>Дивариантные</i>	
Сер+Эп+Ка+Акт	108
Сер+Эп+Ка+Стил	35
Ка+Эп+Стил+Акт	21
Сер+Стил+Эп+Акт	8
Эп+Стил+Пумп+Ка	2
Сер+Эп+Пумп+Ка	2
Сер+Стил+Ка+Акт	2
Сер+Эп+Прен+Акт	2
Эп+Пумп+Акт	2
Ка+Эп+Прен+Акт	1

П р и м е ч а н и е. В таблицу не включены парагенезисы с гранатом и биотитом из пород Харальского подъятия, появление которых обязано контактовому метаморфизму гранитоидов Тангульского комплекса. К тому же, гранат здесь с высоким содержанием MnO.

и существенно отличаются «степенью измененности». В первой хорошо сохранены слоистость и ритмичность, а также реликты кластических минералов. Напротив, почти лишены всех этих признаков породы теректинской свиты: в них сильно проявлены окварцевание, рассланцевание, плейчатость и другие вторичные особенности, в целом не типичные для горноалтайской серии. Однако имеются исключения. В зонах разломов породы кембро-ордовика при рассланцевании и окварцевании приобретает облик «теректинских сланцев». В этом случае различия в «степени их измененности», так же как и в «степени метаморфизма», полностью стираются.

Преимущественно терригенный состав в Горном Алтае имеют ордовикские и силурийские отложения (чойская, савельевская, бугрышихинская и другие свиты): песчаники, алевролиты, мер-

гели, кремнистые сланцы и подчиненно известняки. По тем немногочисленным данным, которые нам удалось собрать, можно предположить, что метаморфизм этих толщ не превышал хлорит-мусковитовой субфации. Нами они условно относятся к пренит-пумпеллиитовой фации. Степень изменения рассматриваемых толщ низкая: хорошо сохранены ритмичность, обломочные структуры и другие особенности осадочных пород.

В составе верхнепротерозойских — нижнепалеозойских отложений Салаира выделяются кивдинская и аламбайская (уксунайская) свиты (известняки, метапелиты, микрокварциты, метабазальтоиды), гавриловская (известняки с редкими прослоями эффузивов), печеркинская, багатская, орлиногорская (метабазальтоиды, кислые эффузивы, конгломераты, известняки), ариничевская, толсточихинская (в основном известняки) и другие свиты. Суммарная мощность рассматриваемых отложений оценивается в 8000—10 000 м.

«Степень измененности» описанных образований в целом характеризуется следующими особенностями. Реликтовый плагиоклаз установлен примерно в 10 шлифах из 350 просмотренных, пироксен — в 100. При этом последний наблюдался в основном в дайках и близповерхностных интрузиях, т. е. в хорошо раскристаллизованных породах. Как и в рассмотренных ранее примерах Алтая, Кузнецкого Алатау, Западного Саяна и Тувы, пироксен чаще встречается во вкрапленниках и исключительно редко в основной массе.

Таким образом, охарактеризованные выше толщи, включающие отложения рифея, кембрия, ордовика и частично силура, по степени метаморфизма укладываются в пренит-пумпеллиитовую и зеленосланцевую фации с некоторым отклонением как в сторону повышенных температур (Чаус-

тинское месторождение дистена), так и повышенных давлений (глаукофановые сланцы аккольской и уймонской свит).

Хотя в рассмотренных примерах низкотемпературные минеральные ассоциации и являются преобладающими, тем не менее это не может служить доказательством однородности метаморфизма осадков собственно геосинклинального комплекса. Если ограничиться системой из семи компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O), то из наблюдаемого разнообразия парагенезисов (табл. 86) два являются нонвариантными, три — моновариантными и десять — дивариантными (табл. 87). В породах за счет TiO_2 и Fe_2O_3 постоянно присутствуют лейкоксен и гематит. Предполагается также, что в исследуемой $P - T$ области H_2O и CO_2 дают разрыв сместимости, а поэтому они выступают в качестве и независимых компонентов, и самостоятельных фаз. Можно, конечно, рассуждать, правильно ли выбраны компоненты, равновесны ли сосуществующие фазы и т. д., но сам факт развития многоминеральных ассоциаций остается бесспорным. При этом они характерны в основном для метабазитов, в то время как переслаивающиеся с ними метапелиты маломинеральны. Последнее, по нашему мнению, и создает видимость однородного метаморфизма тех толщ (например, горноалтайская и шигнетская серии), которые преимущественно сложены метатерригенными осадками.

Факт установления нон-, моно- и дивариантных ассоциаций среди геосинклинальных отложений Алтае-Саянской складчатой области позволяет надеяться, что и к ним могут быть применены методы картирования с выделением изоград и зон, используемые при изучении комплексов, представленных метаморфическими образованиями эпидот-амфиболитовой и других фаций.

Что же касается степени измененности пород, то какие-либо возрастные корреляции в этом отношении не намечаются. Более отчетливы латеральные (межзональные и межрайонные) различия для разновозрастных отложений. Несколько повышена встречаемость реликтов пироксена и плагиоклаза в восточных районах Кузнецкого Алатау, а также в кувайской серии Восточного Саяна. Они же наблюдаются чаще в толщах с преимущественным вулканогенным их литологическим составом и в субвулканических интрузиях.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И ВЫДЕЛЕНИЕ ИХ ТИПОВ

Ранее в главах II—V метаморфические комплексы сравнивались между собой по отдельно взятым районам. Попытаемся то же самое проделать и по региону в целом.

Метаморфиты краевого поднятия фундамента Сибирской платформы и фундамента байкалид по условиям метаморфизма сопоставимы. Для тех и других характерны зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая и двупироксеновая фации:

Краевое поднятие фундамента
платформы

Би+Кшп+Анд+Сил+Корд+
+Гр

Би+Анд+Сил+Корд+Шп

Би+Ро+Кшп+Рп+Мп

Би+Корд+Шп+Жед+Гр

Би+Ро+Кум+Гр

Ро+Кум+Рп+Гр

Фундамент байкалид

Му+Би+Ст+Анд+Сил+
+Корд+Гр

Му+Би+Ст+Сил+Дис+Гр

Му+Би+Гр+Ст+
+Анд+Сил

Би+Ро+Кшп+Мп+
+Рп

Му+Би+Гр+Дис

Би+Мп+Рп+Гр

Би+Корд+Гр+Кшп+Сил

Би+Анд+Сил+Корд+Кшп

Му+Би+Сил+Корд+Кшп

Му+Би+Сил+Гр+Кшп

Би+Ро+Мп+Гр
 Би+Кпш+Ро+Гр
 Би+Жед+Корд+Рп
 Му+Би+Анд+Дис

Му+Би+Ст+Гр+Хл
 Би+Корд+Рп+Сил+Кпш
 Би+Корд+Рп+Сил+Гр

Различия в минеральных ассоциациях есть, но они не принципиальные, и их можно считать следствием разнообразия литологии исходных пород.

Фундамент каледонид от фундамента байкалик отличается отсутствием гранулитов, однако в области зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций $P - T$ параметры последних перекрываются:

Фундамент байкалик

Му+Би+Ст+Анд+Сил+Корд+
 +Гр
Би+Корд+Гр+Кпш+Сил

Би+Анд+Сил+Корд+Кпш

Му+Би+Сил+Корд+Кпш

Му+Би+Сил+Гр+Кпш

Му+Би+Ст+Гр+Хл

Би+Корд+Рп+Сил+Кпш

Би+Ро+Мп+Скп+Кпш

Би+Корд+Рп+Сил+Гр

Би+Ро+Мп+Рп+Кпш

Би+Кпш+Сил+Шп

Би+Кпш+Рп+Гр

Би+Рп+Мп+Гр и др.

Фундамент каледонид

Му+Би+Ст+Сил+
 +Дис+Гр

Му+Би+Ст+Анд+
 +Гр

Би+Сил+Корд+Ст+

+Гр

Му+Би+Сил+Гр

Му+Би+Кпш+Гр

Му+Би+Сил+Корд

Хл+Му+Би+Корд+Анд+
 +Сил+Ст

Му+Би+Ст+Корд+Анд+

+Сил+Дис

Хл+Му+Би+Ст+Дис+

+Сил

Му+Би+Ст+Сил+Дис+

+Гр

Хл+Му+Би+Корд+Гр

Хл+Му+Би+Анд+Гр

Хл+Му+Би+Эп+Гр

Би+Ро+Кум+Гр

Би+Ро+Гр+Ди

Би+Ро+Ка+Гр

Би+Ро+Ди+Кпш

Хл+Му+Би+Акт

Хл+Му+Эп+Стил и др.

В метаморфических породах фундамента герцинид обнаруживается тот же набор парагенезисов, что и в фундаменте каледонид. Для них типичны зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации:

Фундамент каледонид

Хл+Му+Би+Корд+Анд+
 +Сил+Ст

Му+Би+Ст+Корд+Анд+
 +Сил+Дис

Му+Би+Гр+Ст+Анд+Сил

Би+Корд+Гр+Ст+Сил и др.

Му+Би+Ст+Сил

Му+Би+Корд+Сил

Му+Би+Ст+Дис

Би+Корд+Анд+Гр

Хл+Эп+Ка

Ро+Эп

Фундамент герцинид

Пьем+Трем+Гр

Геосинклинальный этаж байкалик

Хл+Му+Би+Ро+Гр+Ка

Хл+Му+Эп+Ка+Би+Гр

Му+Би+Анд+Ст+Гр

Хл+Эп+Сер+Стил+
 +Акт+Ка

Сер+Стил+Пумп+
 +Ка

Хл+Эп+Би+Гр

Геосинклинальный этаж каледонид

Сер+Хл+Эп+Пумп+Акт+
 +Стил

Сер+Хл+Эп+Ка+Стил+
 +Акт

Хл+Сер+Пумп+Эп+Ка

Би+Сил+Кпш+Гр
 Му+Би+Сил+Гр
 Му+Би+Сил+Корд
Би+Сил+Кпш+Гр
 Би+Кпш+Ро+Ка
 Хл+Эп+Би+Акт
 Акт+Ди+Гр
 Би+Ро+Кум
 Ди+Ро+Кц
 Ди+Гр+Кц
Ро+Рп+Мп

Би+Ро+Эп+Ка

Хл+Эп+Ка+Стил+Пумп
 Хл+Эп+Акт+Пумп+Ка
 Хл+Эп+Ка+Прен+Акт
 Хл+Сер+Ка+Эп+Пумп
 Хл+Сер+Эп+Ка+Прен
 Би+Ст+Дис+Сил+Му
 Би+Ро+Гр+Ст, а также
парагенезисы с лавсонитом
и глаукофаном и др.

Отличаются они гранулитовой, амфиболитовой и глаукофан-сланцевой фациями. Две первые развиты в байкалидах, последняя — в каледонидах.

Герциниды с каледонидами сопоставимы минеральными ассоциациями пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций:

Геосинклинальный этаж каледонид

Сер+Хл+Эп+Прен+Акт

Хл+Ка+Эп+Прен+Акт

Сер+Хл+Эп+Ка+Прен, а также парагенезисы эпидот-амфиболитовой и глаукофан-сланцевой фаций

Геосинклинальный этаж герцинид

Сер+Хл+Эп+Пумп+
+Акт+Стил

Сер+Хл+Пумп+Эп+Ка

Хл+Эп+Ка+Стил+
+Пумп

Хл+Эп+Акт+Прен+Ка

Сер+Эп+Хл+Стил

Сер+Хл+Эп+Ка+Стил+
+Пумп+Акт

Сер+Хл+Стил+Пумп+
+Прен+Акт

Заслуживают внимания и другие сочетания комплексов. Рассмотрим некоторые из них.

В геосинклинальном этаже байкалид преобладают низкотемпературные, в то время как в пределах краевого поднятия фундамента Сибирской платформы чаще встречаются средне- и высокотемпературные парагенезисы:

Краевое поднятие фундамента платформы

Кпш+Би+Анд+Сил+Корд+
+Гр

Му+Би+Гр+Ст+Анд+Сил

Би+Анд+Сил+Корд+Шп

Би+Корд+Шп+Жед+Гр

Кпш+Би+Ро+Рп+Мп

Би+Ро+Кум+Гр

Ро+Кум+Рп+Гр

Би+Ро+Мп+Гр

Би+Кпш+Ро+Гр

Би+Жед+Корд+Рп

Би+Мп+Рп+Гр

Ро+Мп+Рп+Гр

Му+Би+Анд+Ст+
+Гр

Би+Сил+Кпш+Гр

Му+Би+Сил+Гр

Ро+Рп+Мп

Ди+Ро+Ка

Ди+Ро+Скп

Ди+Ро+Кц

Би+Ро+Кум

Геосинклинальный этаж байкалид

Хл+Эп+Сер+Стил+Акт+
+Ка

Хл+Му+Би+Эп+Гр+Ка

Хл+Му+Би+Ро+Гр+Ка

Му+Стил+Пумп+Ка

Хл+Эп+Би+Акт

Би+Кпш+Ро+Ка

Му+Би+Сил+Корд

Би+Ро+Кц+Ка

Акт+Ди+Гр

Ди+Кц+Гр

Близкие условия метаморфизма устанавливаются в геосинклинальном этаже байкалид и фундаменте каледонид:

Геосинклинальный этаж байкалид		Фундамент каледонид
Хл+Эп+Сер+Стил+Акт+ +Ка	<i>Му+Би+Анд+Ст+ +Гр</i>	Хл+Му+Би+Корд+Анд+ +Сил+Ст
Хл+Му+Би+Эп+Гр+Ка	<i>Му+Би+Сил+Гр</i>	Му+Би+Ст+Корд+Анд+ +Сил+Дис
Хл+Му+Би+Ро+Гр+Ка	<i>Хл+Ка+Эп+Стил</i>	Хл+Му+Би+Ст+Дис+Сил
Му+Стил+Пумп+Ка	<i>Хл+Акт+Эп+Ка</i>	Му+Би+Гр+Ст+Сил+Дис
Му+Би+Сил+Гр	<i>Сер+Хл+Эп+Акт</i>	Му+Би+Гр+Ст+Анд+Сил
Акт+Ди+Гр	<i>Хл+Сер+Эп+Стил</i>	Би+Корд+Гр+Ст+Сил
Ди+Кц+Гр	<i>Хл+Му+Эп+Ка</i>	Хл+Му+Би+Корд+Гр
Би+Ро+Эп	<i>Хл+Эп+Би+Акт</i>	Хл+Му+Би+Гр+Анд
<u>Ро+Рп+Мп</u>	<i>Хл+Эп+Би+Гр</i>	Би+Ро+Кум+Гр
	<i>Хл+Му+Эп+Гр</i>	Хл+Му+Кц+Ро
	<i>Би+Ро+Эп+Ка</i>	Ро+Би+Гр+Ди
	<i>Хл+Эп+Би+Ка</i>	
	<i>Хл+Му+Ка+Гр</i>	
	<i>Би+Ро+Ка+Гр</i>	
	<i>Би+Ро+Кум</i>	

Исключение здесь составляют только единичные находки двуспироксеновых ассоциаций в Дербинском антиклинории.

Примерно также соотносятся между собой метаморфические комплексы краевого поднятия фундамента Сибирской платформы и фундамента каледонид:

Краевое поднятие фундамента платформы		Фундамент каледонид
<u>Би+Корд+Кшп+Анд+Сил+</u> +Гр	<i>Му+Би+Гр+Ст+ +Анд+Сил</i>	Му+Би+Ст+Корд+Анд+ +Сил+Дис
<u>Би+Корд+Шп+Жед+Гр</u>	<i>Му+Би+Анд+Дис</i>	Хл+Му+Би+Корд+Анд +Сил+Ст
<u>Би+Анд+Сил+Корд+Шп</u>	<i>Му+Би+Гр+Дис</i>	Хл+Му+Би+Дис+Сил+ +Ст
<u>Би+Кшп+Ро+Рп+Мп</u>	<i>Би+Ро+Кум+Гр</i>	Му+Би+Гр+Ст+Дис+Сил
<u>Ро+Кум+Рп+Гр</u>	<i>Ро+Эп+Гр</i>	Би+Корд+Гр+Ст+Сил
<u>Би+Ро+Мп+Гр</u>	<i>Би+Ро+Гр</i>	Хл+Му+Би+Корд+Гр
<u>Кшп+Би+Ро+Гр</u>		Хл+Му+Би+Эп+Гр
<u>Би+Жед+Корд+Рп</u>		Хл+Му+Би+Гр+Анд
<u>Би+Мп+Рп+Гр</u>		Хл+Му+Ка+Гр, а также
<u>Ро+Мп+Рп+Гр</u> , а также па- рагенезисы зеленосланцевой фаши		парагенезисы зеленосланце- вой фаши

Выполненный анализ показывает, что условия метаморфизма выступов фундамента герцинид сопоставимы с таковыми каледонид, а байкалид — краевого поднятия фундамента Сибирской платформы. В свою очередь, первая группа комплексов по *P* и *T* перекрывается в области зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций со второй группой комплексов, причем перекрытие происходит в основном за счет толщ верхних структурных этажей, а точнее, Туманшетского, Олотского, Урикско-Ийского грабенов, Билинского антиклинория, Шутхулайской, Шумакской, Хонголдойской глыб и чинчилигской серии Сангилена.



Рис. 43. Карта типов метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области.

Породы: 1 — преимущественно первично терригенного состава (метаморфизованы в условиях эпидиот-амфиболитовой и пренил-гумпелитовой фаций (e)); 2 — преимущественно первично карбонатно-герригено-вулканогенного (метабазиты преобладают) состава (метаморфизованы в условиях эпидиот-амфиболитовой фаций (e)); 3 — преимущественно карбонатного состава (метаморфизованы в условиях эпидиот-амфиболитовой фаций (e)); 4 — пестрого состава, но с преобладанием метабазитов (метаморфизованы в условиях амфиболитовой фаций (a)); 5 — граниты; 6 — пояса гипербазитов. Разломы: 7 — впадины и прогибы; 8 — прочие; 9 — прочие; 10 — области повышенной мощности земной коры (>54 км), 11 — области повышенной мощности гранитно-метаморфического слоя (>22 км); 12 — то же, <48 км; 13 — то же, <45 км.

Отличительной особенностью геосинклинальных отложений байкалид является наличие минеральных ассоциаций амфиболитовой и гранулитовой фаций, каледонид — глаукофан-сланцевой, однако в герцинидах те и другие образования отсутствуют.

Сопоставляя комплексы между собой, мы пока что обращали внимание на условия метаморфизма. Вместе с тем многие из них обнаруживают большое сходство и в литологии слагающих толщ. Таким образом, представляется возможным учесть оба эти фактора одновременно.

По составу исходных пород метаморфиты Алтае-Саянской складчатой области отчетливо группируются в четыре основных типа, каждый из которых, в свою очередь, по фациальному набору подразделяется на три подтипа (рис. 43, табл. 88).

I. Метаморфические комплексы с преобладанием метапелитов:

- А — метаморфизованные в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и частично амфиболитовой фаций;
- Б — метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации;
- В — метаморфизованные в условиях пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фаций.

II. Метаморфические комплексы с преобладанием метабазитов:

- А — метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций;
- Б — метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и глаукофан-сланцевой фаций;
- В — метаморфизованные в условиях пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фаций.

III. Метаморфические комплексы с преобладанием карбонатных пород:

- А — метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и частично двупироксеновой фаций;
- Б — метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и подчиненно эпидот-амфиболитовой фаций;
- В — метаморфизованные в условиях пренит-пумпеллитовой, зеленосланцевой и частично эпидот-амфиболитовой фаций.

IV. Метаморфические комплексы пестрого состава:

- А — метаморфизованные в условиях амфиболитовой и двупироксеновой фаций;
- Б — метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций;
- В — метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций.

К подтипу I—А относятся Тонгулакский, Телецкий, Чулышманский и Катунско-Чуйский выступы. Сложены они исключительно метапелитами (> 90%) и в этом отношении не находят себе аналогов, хотя по характеру метаморфизма вполне сопоставимы с Томским, Терсинским, Сангиленским (районы Ара-Булак — Марат — Качик, Улор — Баянкол) выступами, Хамар-Дабанским массивом, Онотским, Урикско-Ийским, Туманшетским грабенами, Билинским антиклинорием, Шухтулайской, Хонголкой и Шумакской глыбами.

Подтип I—Б представлен устуиштинской серией Аксугского синклинория и теректинской свитой одноименного выступа, а примером подтипа I — В могут быть горноалтайская и шигнетская серии.

Представителями подтипа II—А являются Томский, Терсинский, Курчумский выступы и, по-видимому, Базыбайская глыба. Здесь в составе преобладают метабазиты, далее, в порядке понижения распространенности, следуют карбонатные породы, метапелиты и кварциты.

В подтип II—Б включены акколеская и уймонская свиты, а в подтип II—В — манжерокская, чингисская, нижнемонокская, туматгайгинская, хамсаринская и другие сопоставимые с ними литологически и по степени метаморфизма толщи.

Типы метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области

Преобладающий литологический состав слагающих толщ		
I — терригенный (металелитовый)	II — вулканогенный (метабазитовый)	III — карбонатный
		IV — пестрый

Набор метаморфических фаций

Пренит-цумпеллитовая + зеленосланцевая

Талицкий антиклинорий, Холзунско-Чуйский прогиб, Ауысто-Чуйский и Центрально-Саянский синклиналии: горноалтайская и шигетская серии

Куйское подняtie. Центральное-Салаирский, Урско-Бачатский, Сисмо-Казырский, Куртушибинский, Восточно-Гантуольский антиклинорий, Борууский грабен, Северо-Саянский прогиб, Саралинский синклиналии; частично Мрасский выступ, Бийский и Катунский антиклинорий: чингинская, нижнемонокская, хамсаринская, туматтайгинская, тапсинская, серпигская, прбтейская, шурмакская, алтынбулакская, бостальская, сугашская, капская, манжерокская, мундыбашская, большекататская, черноосиновская и другие свиты

Пеасский горст, Мрасский выступ, Белыкское и Кадринско-Барагальское поднятия, Катунский, Бийский, Батеневский антиклинорий, Аскизосаксырский синклиналии; енисейская и баратальская серии, кивдинская, аламбайская, гавриловская, каинчинская, усинская и другие свиты

Теректинский и Чингекатский выступы: теректинская, иджирская свиты, устуишчинская серия

Восточное окончание Сангленского выступа, Окинский синклиналии, Кыгойский антиклинорий: нарынская, окинская, монгошинская и другие свиты

Зеленосланцевая

Г л а у к о ф а н - с л а н ц е в а я

А н к о л ь с к а я п у й м о н с к а я с в и т ы

Зеленосланцевая + эпидот-амфиболитовая + амфиболитовая (?)

Тонгулакский, Телецкий, Чулыш-
манский, Катунско-Чуйский выступы

Томский, Терсинский, Курчумский
выступы, Базыбайская? глыба

Дербинский ангитлинорий

Хамар-Дабанский массив, Оног-
ский, Уринско-Ийский, Туман-
иетский грабены, Джебашский
ангитлинорий, Харальское под-
няtie

Эпидот-амфиболитовая + амфиболитовая

Сангленский выступ, Билин-
ский ангитлинорий, Шутхулай-
ская, Хонголдойская, Шумацкая,
Канская глыбы, верхний струк-
турный этаж Бирюсинской глыбы

А м ф и б о л и т о в а я + д в у п п р о к с е н о в а я

Шарыжалгайский выступ, Бель-
ско-Китойская, Гарганская, Арзы-
бейская глыбы, нижний структур-
ный этаж Бирюсинской глыбы

Подтип III—А наиболее полно выражен в дербинской серии Дербинского антиклинория, **подтип III—Б** — в нарынской свите Сангиленя, **подтип III—В** — в баратальской и енисейской сериях Горного Алтая, Горной Шории и Кузнецкого Алатау.

И наконец, последняя группа комплексов — **IV тип**, сложенная толщами пестрого состава, объединяет метаморфические образования Шарыжалгайского выступа, Бельско-Китойской, Гарганской, Арзыбейской глыб и нижнего структурного этажа Бирюсинской глыбы (**подтип IV—А**), Канской, Шутхулайской, Хонголдойской, Шумакской глыб, Билинского антиклинория, Сангиленского выступа (тесхемская и мугурская свиты — **подтип IV—Б**), Туманшетского, Онотского, Урикско-Ийского грабенов, Харальского поднятия и Джебашского антиклинория.

Выделение типов и подтипов среди метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области (см. рис. 43) является своего рода районированием, учитывающим литологический состав толщ и термодинамические параметры образования слагающих их пород. Данный подход к расчленению метаморфитов заслуживает внимания как с точки зрения выяснения общих закономерностей строения региона, так и в отношении прогнозных оценок перспектив тех или иных комплексов на определенные виды полезных ископаемых.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Характерной особенностью краевого поднятия фундамента Сибирской платформы является преимущественное развитие в его пределах метаморфических комплексов четвертого типа. При этом подтип А (двупироксеновая + амфиболитовая фации) тяготеет к нижним частям разреза (метаморфиты Шарыжалгайского выступа, нижнего структурного этажа Бирюсинской глыбы), подтип Б (амфиболитовая + эпидот-амфиболитовая фации) — к средним (верхний структурный этаж Бирюсинской глыбы и Канская глыба), подтип В (эпидот-амфиболитовая + зеленосланцевая фации) — к верхним (Онотский, Туманшетский и Урикско-Ийский грабены).

С перечисленными выше комплексами по составу метасадков и характеру их метаморфизма в байкалидах сопоставимы Бельско-Китойская, Гарганская, Арзыбейская, Шутхулайская, Хонголдойская и Шумакская глыбы, а также нижний структурный этаж Сангиленского массива. Почти все они считаются выступающими фундамента протерозойской геосинклинали (Смирнов и др., 1963; Докембрий Восточного Саяна, 1964; Парфенов, 1967; и др.). Собственно геосинклинальные отложения представлены здесь толщами карбонатного и пестрого состава и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой, а местами и гранулитовой фаций.

Более контрастны по литологии слагающих образований каледониды. Однако и для них намечаются некоторые закономерности. Например, четко обособляется область распространения метаморфических комплексов первого типа, включающая Теректинский, Катунско-Чуйский, Тонгулакский, Телецкий, Чулышманский выступы, Холзунско-Чуйский и Центрально-Саянский синклинали. На тектонических схемах этот район, ограниченный примерно изолинией мощности земной коры в 54 км (Сурков и др., 1973), обычно включается в зону поздней стабилизации (Кузнецов, 1963; 1966).

Сопоставимость высокотемпературных комплексов между собой, находки в них докембрийских микрофоссилий, древние радиологические даты и специфика взаимоотношений с окружающими нижнепалеозойскими отложениями позволяют рассматривать их в качестве выступов фундамента каледонид, по крайней мере, для данной территории.

На остальной занятой каледонидами площади развиты комплексы с преобладанием вулканогенных и карбонатных метаосадков. Докембрий обнажен в Базыбайской глыбе, в Томском и Терсинском выступах. Пестрый состав пород (в основном метабазит-метапелитовый) имеет Джебашский антиклинорий, который по многим признакам сравним с Онотским, Урикско-Ийским грабенами и Харальским поднятием.

Таким образом, материалы настоящего исследования показывают, что до заложения каледонской геосинклинали гранитно-метаморфический слой уже был сформирован. В этом отношении наши представления совпадают или близки к выводам других авторов (Белоусов и др., 1969; Иванкин, Щеглов, 1971; и др.). Фундамент каледонид Алтае-Саянской складчатой области в разных ее частях литологически разнородный (ср. Томский и Терсинский выступы, с одной стороны, и Катунско-Чуйский, Телецкий, Чулышманский и Тонгулакский — с другой), но метаморфизован в сопоставимых условиях.

Выходы основания герцинид наблюдаются ограниченно. Они представлены на крайнем юго-западе Алтая (Курчумский выступ) и, по-видимому, в обрамлении Белокурихинского гранитного массива.

Современное строение земной коры рассматриваемого региона наиболее полно рассмотрено в работе «Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области» (1973). Мы остановимся только на некоторых закономерностях распределения мощностей земной коры и гранитно-метаморфического слоя (см. рис. 2, 3, 43). Максимальные значения мощности земной коры (> 54 км) приходятся на Горный Алтай и почти весь Западный Саян. Как ранее уже отмечалось, в этот контур попадают практически все метаморфические комплексы I типа. Эта же территория характеризуется повышенной мощностью гранитно-метаморфического слоя (> 22 км).

Изолинии пониженной мощности земной коры (< 45 км) и гранитно-метаморфического слоя (< 18 км) ложатся на Тувинскую и Минусинские впадины, а также на Уйменско-Лебедской синклинорий, т. е. на структуры, выполненные молодыми осадками без видимых следов метаморфизма.

К ОЦЕНКЕ ПЕРСПЕКТИВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД НА ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТОЕ СЫРЬЕ И НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Связь полезных ископаемых с метаморфитами многогранна и в настоящее время находится в центре внимания многих исследователей. Метаморфизм — это естественный технологический процесс, правда, с тем лишь недостатком, что не только создает руды и улучшает их качество, но в ряде случаев их разубоживает или затрудняет последующее извлечение полезных компонентов. Отсюда представляется важным выяснение его роли и значимости в формировании тех или иных видов минерального сырья. В данном разделе остановимся детально на высокоглиноземистых породах Алтае-Саянской складчатой области и попытаемся оценить их перспективы.

В связи с возрастающими потребностями в алюминии возникает необходимость поисков новых его источников. Значительный интерес в этом отношении представляют метаморфические образования, так как они часто являются концентраторами таких богатых Al_2O_3 минералов, как андалузит, силлиманит, дистен, корунд, диаспор и др. Поскольку каждый из них в $P - T$ координатах имеет свое поле устойчивости, естественно предположить, что перспективными могут быть в первую очередь те комплексы, серии и свиты, условия метаморфизма которых отвечают данным параметрам. Так, каолинит, пиррофиллит, гиббсит — типичные минералы бокситов, и их следует искать в породах пренил-пумпеллиитовой и зелено-

сланцевой фаций, а андалузит, силлиманит и дистен — в более высокотемпературных. Однако не только этим определяются перспективы метаморфитов. Необходимо также, чтобы исходный состав метасадков был благоприятным. Немаловажное значение имеют и различного рода метасоматические процессы (например, выщелачивание).

Поскольку генетическая природа интересующих нас объектов разнообразна, к их описанию подойдем упорядоченно.

Китойское месторождение приурочено к одноименной серии Шарыжалгайского выступа, метаморфизованной в условиях амфиболитовой и двупироксеновой фаций (Хлестов, Ушакова, 1965; Хильтова, 1971; Никитина, Хильтова, 1972). Высокоглиноземистые породы здесь, состоящие из андалузита, силлиманита, реже корунда, образуют многочисленные прослойки и линзы мощностью от первых десятков сантиметров до десятков метров. Предполагается, что включающая их толща является первично осадочной.

Курайское рудопроявление расположено на западных склонах Тонгулакского хребта (среднее и верхнее течение рек Тераджик и Куркурек). Повышенные концентрации силлиманита (до 30—50%) в этом районе впервые отмечены А. Н. Кононовым (1961). По нашим данным, $P - T$ параметры метаморфизма в этой части комплекса укладываются в эпидот-амфиболитовую и частично амфиболитовую фации. Распределение минерала в целом неравномерное, и он часто дает мономинеральные скопления линзовидной и округлой формы. Обогащенные горизонты автор наблюдал в аналогичной геологической обстановке и в пределах Телецкого, Чулышманского и Катунско-Чуйского выступов, а также на Сангилене в верховьях рек Морен, Баян-Кол, Солчер, Тарлышкин-Хем и в районе Арабулак — Качик.

Нижнеберезовское рудопроявление находится у пос. Нижнеберезовского (Иртышская зона смятия). Представлено оно биотит-андалузитовыми сланцами, однако максимальных значений Al_2O_3 (до 55 вес.%) достигает в дистеносодержащих образованиях.

Бугузунское рудопроявление установлено в 1951 г. А. Л. Бурухиным в верховьях р. Кочкор-Лу (правый приток р. Бугузун, Чулышманский выступ). Здесь известны четыре кварцевые жилы с андалузитом. Последний, по данным химического анализа, содержит до 6 вес.% железа и имеет малиново-бурую окраску. Он присутствует также в пегматитах (в аллювии) и во вмещающих породах, но повышенных концентраций не обнаруживает. Аналогичные жилы встречаются и в Катунско-Чуйском выступе.

Высокоглиноземистые породы на Сангилене описаны В. А. Вахрушевым и З. В. Щербаковой в 1961 г. Они развиты в районе Мугурского месторождения железа (водоразделы рек Тарлышкин-Хем и Мугур-Аксы) в виде корунд-шпинелевых прослоев мощностью до 1,4 м. Количество корунда в них достигает 40%, а Al_2O_3 — 70%.

Чаустинское месторождение дистена открыто М. К. Винкман, а впоследствии детально разведано Ю. А. Спейтом (1946 г.). Рудопроявления найдены по левому берегу р. Катунь (в 11 км от Манжерока вверх по течению), по кл. Чауста, на водоразделе ключей Тара-Та и Киргиз-Лог, по кл. Камышла и в других местах. Все они тяготеют к рифейской карбонатной толще (каянчинская свита), однако с метазвестняками нигде непосредственно не контактируют, а отделяются от них амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, сланцами со ставролитом и т. д. Мощность залежей в отдельных случаях достигает 5,5 м, длина по падению до 90 м (Ю. А. Спейт, 1946 г.). Дистен образует крупные (до 10 см) кристаллы, и породы в целом выглядят пегматитоподобными. Пластовый характер горизонтов позволяет предполагать их первично осадочный генезис.

Рудопроявление в районе оз. Берчикуль (Кузнецкий Алатау) представлено андалузитосодержащими сланцами, залегающими среди известняков енисейской серии (Врублевский, 1962). Суммарная мощность горизонта

40 м, прослежен он по простиранию примерно на расстоянии 500 м. Содержание андалузита в нем в ряде мест достигает 30%. С этими образованиями сопоставимы Нижнетерсинское, Раствайское и Кия-Шалтырское рудопроявления андалузита — хиастолита. Последний встречен также по правому берегу р. Кия в 1 км южнее пос. Московка в системе притоков р. Куюндустул (Врублевский, 1962), по левому берегу р. Мрассу ниже устья р. Оргон (Сызасское рудопроявление), в верховьях р. Березовка (устное сообщение М. Е. Карева). Заслуживают внимания и алгуйские бокситы, состоящие из корунда, диаспора, маргарита и хлоритоида (А. Кисиль, устное сообщение).

Несколько рудопроявлений высокоглиноземистых пород известно на Батеневском кряже: Сигангойское (кордиерит + диаспор + корунд + шпинель), Амарское (кордиерит + андалузит + хлоритоид) и Нуцайское (хлоритоид + андалузит + кордиерит). Первое представляет ксенолит среди габброидов. Содержание корунда здесь доходит до 90%. Возраст вмещающих отложений укладывается в рифей — нижний кембрий (Наседкина, 1970).

Находки андалузита совместно с корундом, кордиеритом и дистеном в сопоставимых толщах встречены и на территории Восточного Саяна (верховья рек Лева и Чибижек). Они же часты и в нерастворимом остатке известняков (с. Боград, реки Верхняя Ерба, Катюшкина и др.).

Боксон-Сархойское месторождение бокситов находится на крайнем востоке Восточного Саяна (Боксон-Сархойский прогиб). Возраст рудовмещающей боксонской свиты вендский, минералогия пород разнообразна: бемит, диаспор, хлорит (дафнит, пеннит, тюрингит), каолинит, диксит, накрит, галлуазит, гидрослюда, серпентин, монтморрилонит, пирофиллит, мусковит, гематит, гидрогематит, кальцит, рутил, кварц, халцедон, опал (Бенеславский, 1974).

Бокситы Салаира (Обуховское, Барзасское, Майское, Октябрьское, Суховское, Гавриловское, Глухаринское месторождения) девонского и мелового возраста. Руды диаспоровые, хлоритоид-диаспоровые, корундовые и слюдисто-корундовые (корунд, диаспор, хлоритоид, лептохлорит, шамозит, гидраргиллит, каолинит, гематит, гетит, хлорит и другие относительно низкотемпературные минералы).

Известные к настоящему времени высокоглиноземистые образования Алтае-Саянской складчатой области, которые так или иначе имеют отношение к метаморфитам, можно объединить в три основные группы.

1. Месторождения и рудопроявления среди комплексов I — A, IV — A, IV — B и частично IV — B подтипов. Представлены обогащенными андалузитом, силлиманитом, дистеном (реже корундом) горизонтами и тяготеют исключительно к высокотемпературным зонам метаморфизма (Китойское месторождение, Курайское и Нижнеберезовское рудопроявления соответственно Тонгулакского выступа и Иртышской зоны смятия, а также гнейсы и сланцы Телецкого, Чулышманского, Катунско-Чуйского, Сангиленского выступов, Бирюсинской, Канской глыб и других комплексов). Этот вид минерального сырья, по мнению автора, в будущем заслуживает самого пристального внимания. Концентрация Al_2O_3 в нем относительно небогатая, однако занимаемые породами (с андалузитом, силлиманитом и дистеном) площади составляют десятки и сотни квадратных километров; можно ожидать высокие общие запасы.

2. Месторождения и рудопроявления, связанные с комплексами III типа (подтипы B и B). Их можно подразделить на: а) высокоглиноземистые породы в виде дистен- и андалузитсодержащих горизонтов (Чаустинское месторождение, Берчикульское рудопроявление и др.) среди рифейских метакarbonатов (баратальская, енисейская серии, каянчинская свита и т. д.) и б) высокоглиноземистые породы примерно в тех же по составу и возрасту толщах (Алгуйское рудопроявление, Боксон-Сархойское месторождение и др.), но представленных бокситами. Роль метаморфизма

здесь двойка. В первом случае он привел к частичному разубоживанию Al_2O_3 (образование гранатсодержащих амфиболитов на контакте магнетитов и дистенсодержащих пород — см. описание Чаустинского месторождения), во втором — только к различного рода реакциям и фазовым переходам (смена бемита диаспором, корундом и т. д.). Перспективы данного вида минерального сырья определяются целиком особенностями осадконакопления.

3. Рудопроявления в виде роговиков и ксенолитов в поле развития габброидов и гранитоидов (Мугурское на Сангилене, Сигангойское на Батенях и т. д.). Однако примеры эти единичны, изучены еще недостаточно, поэтому по ним трудно делать какие-либо обобщения. Сами по себе они, по-видимому, не могут представлять практического интереса, хотя, безусловно, указывают на относительную обогащенность Al_2O_3 пород, не затронутых контактовым метаморфизмом.

В пределах некоторых комплексов широким развитием пользуются мусковитоносные пегматиты (главным образом IV — Б), известные в составе Бирюсинской и Канской глыб (Дибров, 1958, 1964; Соколов, 1970). На Сангилене они приурочены исключительно к породам высокотемпературной субфации эпидот-амфиболитовой фации (водоразделы рек Солчер, Морен, Баян-Кол, район Ара-Булак — Марат — Качик и др.), повсеместно сопровождаются дистеном, образуя зоны повышенных давлений (см. рис. 6).

В составе Сангиленского выступа и некоторых других комплексов (Онотский, Урикско-Ийский грабены; Джебашский антиклинорий и др.) известны также железистые кварциты (Мугурское, Моренское месторождения); с высокотемпературными образованиями связаны месторождения флогопита, апатита, с низкотемпературными — золота и т. д. Однако роль и степень участия метаморфизма в их формировании еще не выяснены, и здесь много неопределенностей.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ НА ТЕРРИТОРИИ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА *

В данной главе мы кратко охарактеризуем метаморфические комплексы Азиатского континента в целом и попытаемся найти среди них аналоги метаморфитам Алтае-Саянской складчатой области.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА ДОКЕМБРИЙСКИХ ПЛАТФОРМ

На территории Азиатского континента фундамент докембрийских платформ (Сибирской, Северо-Китайской, Южно-Китайской, Индостанской и частично Африкано-Аравийской) обнажен в пределах Витимо-Алданского, Анабарского, Шаньдунского, Ляодунского (Сино-Корейского), Индийского, Арабо-Нубийского щитов, Ангаро-Канского горста, Шарыжалгайского выступа и в других более мелких структурах. Здесь выходят на поверхность наиболее древние и наиболее высокометаморфизованные образования. Их возраст по радиологическим данным в отдельных случаях достигает 3,5 млрд. лет.

До недавнего времени метаморфизм фундамента докембрийских платформ считался, по крайней мере на щитах, однородным. Однако последующие детальные минералогические исследования показали, что условия метаморфизма здесь изменчивы, причем неоднородность выявляется не только для таких структур, как Витимо-Алданский и Анабарский щиты, но и для не сопоставимого с ними по занимаемой площади Ангаро-Канского горста. Эти данные имеют прежде всего теоретический интерес, так как указывают на разные, по крайней мере латеральные, $P - T$ градиенты. Можно, конечно, обсуждать вопрос, что больше менялось — температура или давление, но сам факт неравномерного метаморфизма фундамента платформ даже в самых нижних структурных этажах можно считать доказанным.

Двупроксеновая фация в гранулитовых комплексах повсеместно ассоциирует с амфиболитовой, поэтому и с этой стороны как будто бы проявляется неоднородность их метаморфизма. Однако в этом случае следует иметь в виду, что низкотемпературные парагенезисы большинство авторов считают вторичными, т. е. возникшими в стадию более позднего и регрессивного по отношению к раннему этапу метаморфизма. Отрицать многоэтапность термальной истории фундамента докембрийских платформ, по-видимому, не имеет смысла. Вопрос состоит лишь в том, как ее фиксировать. Существующие на этот счет минералогические, структурные и радиологические критерии нельзя считать удовлетворительными. В связи с этим трактовку взаимоотношений гранулитовой и амфиболитовой фаций во всех случаях следует воспринимать критически.

* Эта глава написана в основном по материалам «Карты метаморфизма Азии» (Метаморфические комплексы Азии, 1977).

В строении Витимо-Алданского щита принимают участие метаморфические образования двупироксеновой, амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и частично зеленосланцевой фаций. При этом наиболее высокотемпературные парагенезисы тяготеют к древним толщам (иенгрская, тимптонская и джелтулинская серии) с отдельными радиологическими датировками до 3400 млн. лет, в то время как минеральные ассоциации двух последних фаций проявляются в единой метаморфической зональности андалузит-силлиманитового и переходного типов в комплексах с абсолютным возрастом пород 1800—2000 млн. лет. С ними вполне сопоставимы Олотский, Урикско-Ййский и, возможно, Туманшетский грабены.

В пределах Анабарского щита преимущественным развитием пользуются породы двупироксеновой фации (далдынская, верхнеанабарская и хапченская серии). Распространена здесь и амфиболитовая фация «Верхне-ламуйский комплекс»), но она считается диафорической. Имеющиеся радиологические данные для метаморфитов щита в целом составляют 1800—2000 млн. лет, а по амфиболам достигают 2500 млн. лет.

Ангаро-Канский горст, объединяющий Канский и Енисейский метаморфические комплексы, представляет выступ фундамента в западной ветви байкалид. В первом из комплексов преобладают парагенезисы двупироксеновой и амфиболитовой, во втором — амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Максимальные значения радиологических дат не поднимаются выше 2500 млн. лет. По-видимому, их метаморфическими аналогами можно считать соответственно Шарыжалгайский выступ и Бирюсинскую глыбу, которые обнаруживают примерно тот же набор парагенезисов.

Дорифейский фундамент Китайских платформ обнажается на обширных площадях Сино-Корейского щита, включая Шаньдунский и Ляодунский полуострова, и представлен нижним — архейским (Наннимский массив, Кимчекский комплекс, гнейсовый комплекс Тайшань, Шангань, Сушай, или Сангань) и верхним — протерозойским (серии Утай, Маньси, Хуто, Ляохе, Хуанли и др.) комплексами. Значения абсолютного возраста достигают здесь 2500—2600 млн. лет и характерны для гранулитовой и амфиболитовой фаций, т. е. для нижнего структурного этажа, для верхнего, где преобладают парагенезисы эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, они составляют 1000—2200 млн. лет.

В строении Индийского щита участвуют складчатые образования от саамид до байкалид включительно. При этом основу щита слагают метаморфические образования двупироксеновой и амфиболитовой фаций (дарварская серия, «гнейсы полуострова» и т. д.) с максимальными определениями в 3000 млн. лет. Метаморфиты эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций характерны в основном для байкалид. Встречаются они, как правило, в единой метаморфической зональности в составе комплексов андалузит-силлиманитового, переходного и дистен-силлиманитового типов.

В пределах Арабо-Нубийского щита развиты дорифейские и байкальские комплексы, сложенные породами двупироксеновой и амфиболитовой (серия Мигик-Фейран, «древние гнейсы»), амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой (серии Аталла, Хали, Бейш, Лит), а также зеленосланцевой (серии Шадли, Докхан, формации Силасия, Халабан и Мурдама) фаций. Радиологический возраст пород по единичным датам 1100—1200 млн. лет (серия Бейш).

Общей особенностью практически всех перечисленных выше щитов и выступов фундамента докембрийских платформ является присутствие двупироксеновых парагенезисов, т. е. с точки зрения максимума метаморфизма по температуре они друг от друга не отличаются. Нет принципиальных различий и по давлению, так как в пределах практически каждого из них есть находки гипертена с силлиманитом и эклогитоподобных пород.

Что же касается возраста осадконакопления и метаморфизма, то возможности для сопоставлений здесь более чем ограничены, и прежде всего из-за большого разброса радиологических определений. В ряде случаев нет перекрытий даже в значениях максимальных датировок. Вместе с тем характерно, что предельный возраст обычно дают метаморфические образования нижнего структурного этажа, т. е. породы двупироксеновой фации.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Особенности метаморфизма метаморфических комплексов фундамента докембрийских платформ рассмотрены нами только в общих чертах.

К докембрийским складчатым областям относятся южное обрамление Витимо-Алданского щита, Мамско-Бодайбинский синклиорий и ограничивающие его структуры, Енисейский кряж и почти весь Восточный Саян, частично Тува, Индосинийский массив, а также байкалиды Китая, Южной Кореи и Индии.

Джугджуро-Становая складчатая область сложена метаморфическими образованиями от двупироксеновой до зеленосланцевой фаций. При этом гранулитовые комплексы являются наиболее древними и среди протерозойских толщ выступают в виде мелких разрозненных глыб. Отложения нижнего — верхнего протерозоя метаморфизованы неоднородно от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой, а местами и амфиболитовой фаций. По давлению они могут быть отнесены к андалузит-силлиманитовому, переходному и дистен-силлиманитовому типам.

Мамско-Бодайбинский синклиорий и прилегающие к нему структуры выполнены преимущественно протерозойскими осадками. Метаморфизм здесь в основном дистен-силлиманитовый и по температуре иногда достигает амфиболитовой фации.

Докембрийские образования пользуются широким распространением и на востоке Алтае-Саянской складчатой области. Среди них выделяются комплексы основания байкалид (Бельско-Китойская, Гарганская, Арзыбейская и другие глыбы) и собственно геосинклинального этажа (Дербинский антиклиорий, Хамар-Дабанский массив, Харальское поднятие и т. д.). Как и в других районах, фундамент здесь метаморфизован преимущественно в условиях двупироксеновой и амфиболитовой фаций. Степень метаморфизма вышележащего протерозойского комплекса, как правило, изменчива и соответствует зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, а местами и амфиболитовой фациям андалузит-силлиманитового и переходного по давлению типов. Примерно такой же характер взаимоотношений толщ и особенности метаморфизма имеют байкалиды Енисейского кряжа. В основании залегают наиболее древние и наиболее высокотемпературные комплексы, а перекрываются они метаморфитами зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций переходного типа. Подобную картину, очевидно, следует ожидать и в пределах Туруханского поднятия.

Индосинийский массив с точки зрения метаморфизма изучен слабо. В обнаженной части (Контумский выступ) сложен фациальной серией дистен-силлиманитового типа (предположительно протерозойского возраста).

Практически не изученными остаются байкалиды Китая. По тем отрывочным данным, которые удалось собрать, можно заключить всего лишь, что степень метаморфизма протерозойских толщ не превышает эпидот-амфиболитовой фации.

Метаморфиты Южной Кореи проявляются также в двух структурных этапах. В нижнем они относятся к андалузит-силлиманитовому (Собаксанский, Дзангзинский комплексы), в верхнем — к дистен-силлиманито-

вому (Окхенская геосинклиналь) типам. Местами среди пород, представляющих основание Корейского полуострова, встречаются двупироксеновые парагенезисы.

Байкалиды Индийской платформы (дельийская система) метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций низких, переходных и средних давлений. Возраст метаморфизма их средне-, верхнепротерозойский.

Общей особенностью практически всех докембрийских складчатых областей является постоянная приуроченность их гранулитовых комплексов к выступам древнего основания. В то же время метаморфизм протерозойских отложений, как правило, более низкотемпературный и несходный. При этом характерно, что тип фациальной серии не зависит от возраста, хотя чаще встречаются переходные по давлению комплексы.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Палеозоида в пределах Азиатского континента занимают огромные площади и подразделяются (Тектоника Евразии, 1966) на ранние и поздние каледониды (по другим схемам — на салаириды и поздние каледониды) и герциниды. Области каледонской складчатости расположены к югу от Сибирской платформы и включают западные отроги восточного Саяна, большую часть Тувы, Кузнецкий Алатау, Горную Шорию и частично Горный Алтай. Известны они и на западе Центрального Казахстана. Структуры поздних каледонид развиты в Алтае-Саянской складчатой области (Западный Саян, частично Тува и Горный Алтай), в Центральном Казахстане и Северном Тянь-Шане, в Катазии и Циляньюшане (Наньшане). И наконец, к герцинидам относятся Таймыр, Урал, Центральная Азия, Колывань-Томская зона, Салаир, западная часть Алтая, Джунгаро-Балхашская и Зайсанская области в Казахстане, Срединный Тянь-Шань, Северный Памир, Куэньлунь, Циньлин, Юньнань, Сикан и Тибет.

Метаморфические образования каледонид Алтае-Саянской складчатой области представлены пренит-пумпеллиитовой, зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и глаукофан-сланцевой фациями. Выходы гранулитов здесь не известны. Амфиболитовая фация пользуется также подчиненным распространением и чаще выделяется предположительно. Низкотемпературные парагенезисы характерны в основном для собственно геосинклинальных отложений (рифей — кембрий — ордовик).

Метаморфиты эпидот-амфиболитовой фации совместно с зеленосланцевыми картируются обычно в единых комплексах и по многим признакам могут рассматриваться в качестве фундамента каледонид данного региона. Все они относятся исключительно к фациальным сериям андалузит-силлиманитового и переходного типов. Возраст осадконакопления и метаморфизма зональных комплексов докембрийский (вероятнее всего, средне-, верхнепротерозойский). Парагенезисы фации глаукофановых сланцев встречаются в толщах офиолитовых зон и имеют рифейский, а возможно, и нижнепалеозойский возраст.

В каледонидах Казахстано-Северо-Тянь-Шаньской области присутствуют дистенсодержащие (с эклогитами), андалузит-силлиманитовые и подчиненно переходные по давлению комплексы, а также метаморфические образования зеленосланцевой, пренит-пумпеллиитовой и глаукофан-сланцевой фаций. Толщи с дистеном и эклогитами (в основном амфиболитовая фация высоких давлений) рассматриваются обычно в качестве выходов фундамента. К их числу относятся Кокчетавский массив (1300—1900 млн. лет), Кояндыктасский блок в Ерементау-Заилийской зоне, эклогиты Чу-Илийского района, актюзская серия Муюнкумского массива (до 2800 млн. лет), гнейсы Кендыктасса (до 2300 млн. лет) и другие

комплексы. Докембрийский возраст во многих случаях имеют и метаморфические образования андалузит-силлиманитового и переходного типов: Иссык-Кульский массив, Кочкорский (1600—1700 млн. лет) и Канкольский комплексы, метаморфиты Бурханской антиклинали, Джумгалского хребта (до 1200 млн. лет), Восточной Бек-Пак-Далы и др. Таким образом, фундамент каледонид Казахстана гетерогенный, причем наиболее древние толщи здесь с дистеном и эклогитами. Напротив, в пределах Алтае-Саянской складчатой области подобные образования почти не известны. Что же касается собственно геосинклинального этажа, то в том и другом регионе степень метаморфизма слагающих его отложений в редких случаях (главным образом, в контакте с гранитоидами) превышает фацию зеленых сланцев.

Каледониды Монголии и Китая изучены слабо, однако можно предположить, что и в этих районах их подстилает докембрий (в Монголии до 1900 млн. лет, в Куньлуне и Циньлине до 1900—2100 млн. лет, в Тибете до 1750 млн. лет и т. д.) с относительно повышенным метаморфизмом (местами до амфиболитовой фации, но не выше).

Герцинские области располагаются, как правило, во внутренних частях складчатых поясов, разделяющих древние платформы. От последних они обычно отделены байкалидами и каледонидами и только иногда, например, на Урале, герциниды непосредственно граничат с докембрийскими платформами.

На Таймыре не встречены только глаукофансланцевая и двупироксеновая фации. При этом, как и в палеозоидах других районов Азии, высокотемпературные породы (в данном случае неоднородно метаморфизованные толщи переходного типа от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой или даже амфиболитовой фаций) представляют древнее основание, или фундамент герцинид (нижний-средний протерозой), в то время как пренит-пумпеллитовая и зеленосланцевая фации характеризуют степень метаморфизма перекрывающихся геосинклинальных отложений.

Фундамент герцинид Урала разнородный. В Западно-Уральской зоне представлен метаморфитами гранулитовой фации (Тараташский блок-выступ — до 2600 млн. лет); а в основной же массе — дистен-гнейсовыми комплексами. Последние обнажаются обычно в ядрах крупнейших антиклинальных структур типа Уфалейской, Восточно-Ляпинской и Харбейской (до 700 млн. лет). Метаморфические образования низких давлений на Урале распространены ограниченно (Кваркушский, Западно-Ляпинский и, возможно, Кувашский комплексы).

Дистен-гнейсовый фундамент, очевидно, характерен и для Восточно-Уральской (до 900—1100 млн. лет) и Зауральской зон. Однако здесь метаморфизм дистен-силлиманитового типа разновозрастный и протекал в интервале 1100—300 млн. лет.

В целом на Урале главный этап метаморфизма в западной подзоне доуральский (древнее 1700 млн. лет), в центральной подзоне Западно-Уральской зоны позднедокембрийский (1200—600 млн. лет, и зональность не выходит за пределы рифея), а в Восточно-Уральской — каледонский.

В зоне Главного Уральского разлома широко распространены глаукофановые сланцы часто с эклогитами, возраст метаморфизма которых рифейский и ордовик-силурийский.

Условия метаморфизма герцинских отложений Алтае-Саянской складчатой области (Салаир, Алтай) укладываются в пренит-пумпеллитовую и зеленосланцевую фации, за исключением метаморфитов Белокурихи и Курчумского выступа. И в том и в другом случае метаморфизм достигает эпидот-амфиболитовой фации и является докембрийским (единичные радиологические определения показывают 600—770 млн. лет).

В герцинидах Срединного Тянь-Шаня фундамент представлен метаморфическими породами амфиболитовой фации высоких давлений (с дистеном и эклогитами — свиты Куйлю, Малого Нарына, Карасан,

Бешторский массив и т. д.). Примерно такого же типа он и в пределах Северного Памира (Файзабадский массив). Его возраст здесь повсеместно докембрийский.

Во всех этих районах зонально-метаморфические комплексы андалузит-силлиманитового и переходного типов, как правило, полиметаморфические, с возрастом от докембрия до девона или даже карбона включительно. При этом молодые образования часто коррелируются, по крайней мере пространственно, с гранитоидами. В этих регионах разновозрастны (от рифея до силура) и глаукофановые сланцы.

Таким образом, характеризуя палеозойды, следует отметить такие их особенности. Для каледонид и герцинид нетипично сколько-нибудь широкое развитие гранулитовой фации. Ее выходы встречаются в виде отдельных сильно переработанных выступов (главным образом в пограничной области с древними платформами). Фундамент палеозойд разнородный. На Урале он гранулитовый и дистен-гнейсовый, в Казахстане, Тянь-Шане и на Памире — в основном эклогито-гнейсовый, в Алтае-Саянской складчатой области и на Таймыре представлен зональными комплексами андалузит-силлиманитового и переходного по давлению типов. Собственно геосинклинальные отложения подверглись метаморфизму в условиях зеленосланцевой, а чаще пренит-пумпеллиитовой фаций. Однако среди каледонид и герцинид, наряду с «древними» метаморфитами, часто встречаются и «молодые», которые, как правило, либо пространственно тяготеют к гранитам, либо имеют полиметаморфическую природу.

Одной из наиболее характерных особенностей палеозойд является то, что они первыми фиксируют глаукофановые сланцы и эклогиты. Отмеченные породы в складчатых областях докембрия и в фундаменте докембрийских платформ не встречены.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

К мезозойским и кайнозойским складчатым областям в пределах Азии относятся Верхояно-Чукотская, Сихотэ-Алиньская, Корякская, Камчатско-Курильская, Сахалинская, Японская, Восточно-Филиппинская, Индонезийская, Бирманско-Суматринская и Альпийско-Гималайская. На метаморфических комплексах этих регионов мы остановимся предельно кратко.

Метаморфиты здесь обнаруживают значительные вариации как по возрасту, так и по P — T параметрам. Наиболее высокотемпературные образования (гранулитовая и амфиболитовая фации) представляют выходы докембрийского фундамента (Омолонский, Охотский, Ханкайский массивы, комплекс Хида в Японии) тех районов мезозойд, которые закладывались на коре континентального типа. Они обнаруживают много общего с метаморфическими комплексами фундамента Северо-Китайской и Сибирской платформ. Гранулиты широко распространены и в Альпийско-Гималайской области (Гималаи, Памир), но, как правило, сильно диафторированы.

Зональные комплексы дистен-силлиманитового, переходного и андалузит-силлиманитового типов в рассматриваемых регионах встречаются часто, обычно обнаруживая полиметаморфическую природу и возраст от докембрийского до альпийского. Характерной особенностью мезозойд является также широкое распространение глаукофаносодержащих пород палеозойского и мезозойского возраста, образующих систему поясов высоких давлений. И наконец, низкотемпературные толщи, метаморфизованные в условиях пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций, распространены во всех складчатых областях и в широком возрастном диапазоне.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Все метаморфические образования Азиатского континента можно сгруппировать следующим образом: 1) гранулитовые комплексы (амфиболитовая + двупироксеновая фации), 2) дистеновые комплексы, 3) метаморфические комплексы низких, переходных и средних давлений, 4) глаукофан-сланцевые пояса и 5) низкотемпературные комплексы пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фаций.

Первая группа комплексов обнаруживает отчетливую приуроченность к структурным элементам древних платформ (штам и выступам), вторая составляет основание срединных массивов в складчатых областях, третья — гетерогенная, т. е. участвует как в строении фундамента, так и развивается в собственно геосинклинальных толщах, четвертая приурочивается к наиболее крупным офиолитовым поясам, фиксируя зоны повышенных давлений; пятая характерна исключительно для геосинклинальных отложений и известна практически во всех складчатых областях.

Низкотемпературный метаморфизм охватывает возрастной интервал от протерозоя до мезозоя включительно. При этом в каждой геосинклинальной области обнаруживаются свои особенности. Так, на Урале и в Алтае-Саянской складчатой области максимальный возрастной интервал пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фаций измеряется от верхнего (среднего?) протерозоя до нижнего или даже среднего палеозоя, в Северном Тянь-Шане — от нижнего протерозоя до нижнего палеозоя, в Южном Тянь-Шане и на Памире — от рифея до мезозоя, в тихоокеанских (Корякско-Камчатской и Сахалино-Японской) кайнозойских складчатых областях — от нижнего — среднего палеозоя до мела — палеогена и т. д., т. е. лишь верхний возрастной предел метаморфизма коррелируется с возрастом складчатых областей. К сожалению, метаморфизм этих комплексов изучен крайне слабо, так что мы ограничимся только таким обобщением.

Наиболее обширными районами развития **гранулитовых комплексов** на территории Азии являются Витимо-Алданский, Анабарский, Сино-Корейский, Индийский и Арабо-Нубийский щиты. На примере этих регионов установлена литологическая и фациальная неоднородность фундамента докембрийских платформ и показана многоэтапность его формирования. В их пределах впервые выявлены и вариации давления при метаморфизме двупироксеновой фации, что в последующем подтвердилось и при изучении более мелких выступов (Ангаро-Канский, Шарыжалгайский).

Другие выходы основания древних платформ (Ляодунский, Шаньдунский, Арабо-Нубийский щиты) охарактеризованы слабо, но и здесь высокотемпературные образования обнаруживают разнообразную литологию.

Гранулитовые комплексы играют значительную роль и в складчатых областях, где встречаются среди средне-, низкотемпературных толщ в виде тектонически обособленных блоков-глыб. Практически все они обнаруживают допротерозойский возраст.

Дистен-гнейсовые комплексы (амфиболитовая фация средних — высоких давлений) пользуются максимальным развитием в палеозойских и в меньшей мере в мезокайнозойских складчатых областях, где слагают фундамент срединных массивов. В каледонидах и герцинидах их представителями являются актюзская, зерендинская серии, свита Куйлю, Файзабадский комплекс (Памир, Тяньшань), предположительно свита Малого Нарына, гнейсы в Бешторском массиве, метаморфиты Мугоджар, а также уфалейская, салдинская серии и комплекс Марун-Кеу на Урале.

Примерами дистен-гнейсовых комплексов в Альпийско-Гималайской складчатой области могут быть докембрийская ваханская серия Юго-Западного Памира, а также комплекс Сарысанго в Афгано-Пакистанском сегменте, который прослеживается и в герцинидах Северного Памира, боль-

шая часть осевых гнейсов Гималаев, докембрийские образования в районе Сакханд, Пост-и-Бадам и др.

В Муонкумском, Кокчетавском массивах, Уфалее, Марун-Кеу, Мугоджарах присутствуют эклогиты, а в Юго-Западном Памире, Файзабадском поднятии и салдинской серии — эклогитоподобные породы.

Большинство исследователей считают дистен-гнейсовые комплексы по возрасту архейскими или раннепротерозойскими. Для пород часто характерны значительный разброс радиологических дат от 10—30 до 2300 млн. лет, а также несоответствие данных, полученных разными методами. Все это свидетельствует, в первую очередь, о сложной геологической их истории и многоэтапности метаморфических процессов.

Прежде чем переходить к анализу пространственных и временных закономерностей распределения фациальных серий **андалузит-силлиманитового, переходного и дистен-силлиманитового типов**, коснемся вкратце некоторых дискуссионных моментов их выделения. Ранее отмечалось, что основным критерием расчленения метаморфитов по давлению являются андалузит и дистен. Все метаморфические комплексы по степени распространенности в них этих минералов можно объединить в несколько групп: 1) в которых широким развитием пользуется дистен и не встречается андалузит, например Мамско-Бодайбинский синклинорий и др.; 2) с часто встречающимся дистеном и редкими находками андалузита — Бирюсинская глыба и др.; 3) с андалузитом и дистеном, развитыми в одних и тех же толщах, но пространственно разобщенными, — район Кандра в Индии и др.; 4) где встречаются оба минерала, например, Катунско-Чуйский выступ, Таймыр, Срединно-Камчатский хребет и др.; 5) с широким распространением андалузита и единичными находками дистена — Тонгулакский выступ, Хамар-Дабанский массив, Тахталыкский комплекс в Средней Азии и некоторые проявления метаморфических образований в Японии; наконец, 6) только с андалузитом.

Из перечисленных групп наиболее интересной и в то же время дискуссионной является четвертая. В одних случаях удается показать, что присутствие того и другого минерала обусловлено неоднородностями метаморфизма по давлению (Катунско-Чуйский и Сангиленский выступы в Алтае-Саянской складчатой области, Таймыр, северный склон хр. Хан-Хухей в Монголии и др.), в других соотношения между андалузитом и дистеном не совсем ясны (Музкольский комплекс, боршовская серия на Памире, некоторые гнейсовые купола в Восточно-Уральской зоне и т. д.), в третьих имеются признаки многоэтапного проявления метаморфических процессов, причем иногда с наложением дистена на андалузит (некоторые комплексы Японии, метаморфиты Енисейского кряжа и др.), или наоборот. Таким образом, отнесение метаморфических образований к той или иной фациальной серии не всегда ясно, а поэтому переходный тип иногда следует понимать и как нерасчлененный.

Фациальная серия андалузит-силлиманитового типа в пределах фундамента докембрийских платформ, как правило, тяготеет к верхним структурным этажам. К ней относятся на западе Алданского массива метаморфиты Субганского и Ярогинского грабен, в Шарыжалгайском выступе — Урикско-Ийский грабен, на Сино-Корейском щите — свита Намдэчхон. Этому типу принадлежит и джелтулинская серия Джугджуро-Становой складчатой области, а также метаморфические породы Чуйского, Тонодского и Монгдорского антиклинориев.

Промежуточными по давлению в тех же структурах являются метаморфические образования хр. Кодар, где по латерали фиксируется переход от андалузит- до дистен-силлиманитового типа, а также Олотский грабен Шарыжалгайского выступа. Возраст метаморфизма здесь ранне- или даже среднепротерозойский.

В докембрийских складчатых сооружениях к метаморфитам дистен-силлиманитового типа относятся Становой комплекс, слагающий второй

верхнеархейский структурный ярус Джугджуро-Становой складчатой области, дарварская серия в Индии, образующая пояса и трюги среди нижнеархейских чарнокитов и гранито-гнейсов, комплексы Шонгхонг, Бикханг и Контумский Индосинийского срединного массива. Возраст метаморфизма здесь архейский, ниже,- среднепротерозойский.

Андалузит-силлиманитовый тип в байкалидах представлен Хамар-Дабанским массивом (в его породах известны единичные находки дистена), метаморфитами фундамента Корейского полуострова, Сангиленским выступом, метаморфическими образованиями Енисейского кряжа и Туруханского поднятия и, по-видимому, дельтской системой Индийского щита, где в районе Кандра развит дистен-силлиманитовый тип, а в Синбхуме (Бихара) на фоне преобладающего распространения андалузита встречаются единичные находки дистена. Возраст метаморфизма здесь от позднего архея — раннего протерозоя для выходов фундамента байкалид до среднего позднего протерозоя для собственно геосинклинального этажа (Енисейский кряж, Туруханское поднятие).

К представителям андалузит-силлиманитового типа в каледонидах относятся в Алтае-Саянской складчатой области Терсинский, Телецкий, Тонгулакский выступы, переходного — Томский, Катунско-Чуйский. Метаморфизм всех их средне-, верхнепротерозойского возраста.

Преимущественно докембрийскими являются андалузит-силлиманитовые и переходные комплексы в каледонидах Средней Азии: Кендыктас-Заилийская зона — до 1800 млн. лет, Иссык-Кульский массив — до 1600--1700 млн. лет, Терско-Киргизская зона — до 1200 млн. лет, метаморфические образования Джумгалского хребта, Конкольского комплекса — до 1200 млн. лет и др.

Метаморфиты средних давлений в каледонидах развиты более ограничено и в основном в составе толщ фундамента. В некоторых случаях дистенсодержащие породы известны в отложениях собственно геосинклинального этажа. Примером может быть Чаустиновское месторождение в Горном Алтае, приуроченное к нижним частям ранних каледонид (или салаирид). Однако и здесь единичные определения абсолютного возраста дают 635 млн. лет.

Более гетерогенными в отношении возраста являются метаморфические комплексы в пределах герцинид. Андалузит-силлиманитовый и переходный типы их развиты в Южном Тянь-Шане, на границе Срединного и Южного Тянь-Шаня, где имеют додевонский (Северо- и Южно-Нуратинский в Западном Узбекистане, Туркестанский и Касанский в Срединном Тянь-Шане) или даже верхнепалеозойский (например, Тахталыкский) возраст. К докембрию (средний — верхний протерозой) относятся метаморфические образования переходного типа герцинид Таймыра, они представляют здесь выходы их фундамента.

Дистен-силлиманитовые комплексы максимального развития достигают на Урале, где имеют докембрийский (Харбейский, Хобеинский) комплексы на севере Урала, Уфалейский, Белорецкий и другие на юге), каледонский и герцинский (преимущественно в пределах Восточно-Уральской зоны) возраст. Что же касается метаморфических образований низких давлений, то они в этом регионе распространены ограниченно (комплексы Кваркуш, Западно-Ляпинский и, возможно, Кувашский).

В мезозоидах преобладают андалузит-силлиманитовые и переходные по давлению комплексы. Правда, не все они с точки зрения метаморфизма одноэтапные; возраст их часто также дискуссионен. Например, отдельные радиологические определения по метаморфитам пояса Хида дают даты, близкие к 500 млн. лет. Поскольку здесь известны единичные находки дистена, то либо это не андалузит-силлиманитовый тип, а переходный, либо метаморфизм протекал в несколько этапов. Аналогичная картина наблюдается и на плато Абакума. В ряде случаев полиметаморфизм японских комплексов можно считать доказанным.

К переходному или двухэтапному типу относятся также метаморфические образования Срединно-Камчатского и Ганальского хребтов на Камчатке, неоднородность метаморфизма по давлению характерна и для меловых отложений Пылчинской зоны. В пределах Тайгоносского пояса развит андалузит-силлиманитовый тип и т. д.

В Альпийско-Гималайской области известны все три типа, но возраст их метаморфизма зачастую неопределенный. В Гималаях он предполагается третичным, однако проявился в основном в толщах позднего прогерозоя — раннего палеозоя, в Афганистане — в отложениях докембрия, на Памире — триаса и юры(?).

Примерами дистен-силлиманитовой фациальной серии в альпидах служат метаморфиты Внутреннего пояса Гималаев и докембрийские толщи Ирана в районе Санададж — Сирджан.

Таким образом, зонально-метаморфические комплексы в пределах Азиатского континента развиты в складчатых областях практически от позднего архея до кайнозоя включительно. При этом наиболее дискуссионными в возрастном отношении оказываются метаморфические образования молодых горных сооружений. Однако и здесь часто удается доказать их докембрийский возраст. В тех же случаях, когда они развиваются по молодым толщам, как правило, прослеживается их генетическая связь с массивами гранитоидов.

Какие-либо возрастные закономерности распределения комплексов андалузит-силлиманитового, переходного и дистен-силлиманитового типов не обнаруживаются, хотя для каждой складчатой области характерна определенная фациальная серия. Так, в герцинидах Урала развит преимущественно дистен-силлиманитовый, в пределах Таймыра — переходный (герциниды), в Алтае-Саянской складчатой области (байкалиды, каледонида и герциниды) — андалузит-силлиманитовый и переходный, в Тихоокеанском подвижном поясе — андалузит-силлиманитовый типы и т. д.

И наконец, **глаукофановые сланцы** распространены практически во всех складчатых областях, кроме докембрийских. Возраст метаморфизма данного типа рифейский, палеозойский и мезозойский.

Таким образом, обобщение материалов по метаморфизму Азии показывает, что по положению средне- и высокотемпературные комплексы примерно однотипны. Многие из них обнаруживают древние возрасты и обычно рассматриваются в качестве выступов фундамента: в байкалидах это метаморфические образования эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и двупироксеновой фаций, в каледонидах, герцинидах и мезозоидах — серии фаций (от зеленосланцевой до гранулитовой) андалузит-силлиманитового, переходного и дистен-силлиманитового типов, включая толщи с эклогитами и эклогитоподобными породами.

Что же касается собственно геосинклинальных отложений, то степень метаморфизма их в фанерозойских складчатых областях укладывается в пренит-пумпеллитовую, зеленосланцевую и глаукофан-сланцевую фации. Более высокотемпературные образования здесь, пользуясь в основном ограниченным распространением, либо обнаруживают пространственную и, по-видимому, генетическую связь с массивами гранитоидов, либо их возраст дискуссионен. Напротив, в геосинклинальном этаже байкалид встречаются почти все парагенезисы всех фаций, кроме глаукофан-сланцевой.

Условия метаморфизма краевого поднятия фундамента Сибирской платформы укладываются в зеленосланцевую, эпидот-амфиболитовую, амфиболитовую и двупироксеновую фации. Примерно тот же набор парагенезисов характерен и для байкалитид, с той лишь разницей, что в них развиты и минеральные ассоциации пренит-пумпеллиитовой фации. В каледонидах преобладают низкотемпературные породы, далее в порядке понижения распространенности следуют метаморфиты эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. В их пределах встречаются и глаукофановые сланцы, но полностью отсутствуют гранулиты. Сопоставимые термодинамические параметры обнаруживают и герциниды. В целом при переходе от молодых складчатых зон к древним (с запада на восток) количественная роль выходов высокотемпературных образований постепенно возрастает.

Применительно к Алтае-Саянской складчатой области степень метаморфизма толщ коррелируется с возрастом, но только на уровне таких крупных подразделений, как отделы и системы. Следовательно, данный критерий нельзя класть в основу решения современных задач стратиграфии региона.

Изограды многих комплексов «несогласны» направлениям ограничивающих разломов и часто секутся ими. В совокупности с находками докембрийских микрофоссилий и древних радиологических дат это свидетельствует о том, что Базыбайская глыба, Томский, Терсинский, Тонгулакский, Телецкий, Чульшманский, Катунско-Чуйский, Джебашский, Теректинский, Курчумский и другие комплексы представляют выступы фундамента каледонид и герцинид.

Породы с минеральными ассоциациями пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций занимают около 40% исследованной территории. Однако отсюда не следует, что метаморфизованы они однородно. Напротив, обнаружение нон-, моно- и дивариантных парагенезисов делает принципиально возможным применение и здесь традиционных методов картирования с выделением зон и изоград, т. е. их дробное расчленение по P и T . Особенностью палеозойд является также отсутствие существенных различий в характере метаморфизма разновозрастных эв- и миогеосинклинальных отложений.

По литологии слагающих пород метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области отчетливо группируются в четыре типа соответственно с преобладанием метапелитов, metabазитов, карбонатов и пестрого состава толщ. В свою очередь, каждый из них по фациальному набору подразделяется на три подтипа, из которых подтипы I-A, IV-A и IV-B представляются перспективными на высокоглиноземистое сырье и мусковитоносные пегматиты (4-A, 4-B).

Применение микросонда позволило установить, что более 90% исследованных монокристаллов гранатов по составу неоднородны. С одной стороны, это создает трудности в использовании анализов, в частности, при

геотермобарометрии, с другой — позволяет проследить эволюцию химизма данного минерала во времени от его зародышеобразования до нарастания самой внешней каймы. В этом плане практически каждый комплекс обнаруживает «свой путь» кристаллизации и роста гранатов. Некоторую информацию дают и роговые обманки, главным образом по глинозему в четверной и шестерной координациях.

Зональность минералов приобретает особое значение и в решении такой важной проблемы, как разработка критериев определения длительности метаморфических процессов. Отсутствие экспериментальных данных по кинетическим константам (коэффициентам диффузии, энергиям активации и др.) не позволило в настоящее время оценить их абсолютные значения. Вместе с тем, относительное сравнение градиентов концентраций показывает, что сопоставимые по многим параметрам комплексы вполне однозначно отличаются продолжительностью метаморфизма. Однако химическая неоднородность — не единственный зависящий от времени фактор. Для этих же целей можно использовать и другие дефекты, например, степень упорядоченного — разупорядоченного распределения в силикатах Si, Al, Mg, Fe и др. Заслуживают внимания в первую очередь кордиериты и полевые шпаты, хотя могут быть использованы и многие другие минералы.

В докембрии Алтае-Саянской складчатой области проявилось, как минимум, четыре этапа регионального метаморфизма. Причем фиксируются они геологическими и минералогическими методами. Напротив, радиологическое датирование в этом плане оказалось менее информативным. Это следует, прежде всего, из того, что каждая отдельно взятая дата есть функция возраста минерала, длительности его пребывания в области повышенных температур на стадии охлаждения, общего количества последующих прогревов и продолжительности действия каждого из них, размеров исследуемых монокристаллов, их дефектности, коэффициентов диффузии продуктов радиактивного распада и т. д. Никакой из перечисленных факторов не может считаться предпочтительным при интерпретации времени и этапности метаморфизма конкретных комплексов.

Характеризуя Алтае-Саянскую складчатую область, отметим такие ее особенности, как преобладание метаморфитов пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций, преимущественно докембрийский возраст средне-, высокотемпературных образований, принадлежность фациальных серий к низким и переходным давлениям, широкое развитие гранитоидов и подчиненная роль гипербазитов, относительная редкость глаукофановых сланцев, континентальный тип коры в основании байкальских, каледонских и герцинских геосинклинальных прогибов (исключая пояса офиолитов) и мн. др.

Общими для щитов и выступов древних платформ Азии являются двупироксеновые парагенезисы, ассоциации гиперстена с силлиманитом и эклогитоподобные породы, т. е. с точки зрения максимальных значений $P-T$ параметров все они принципиальных различий между собой не обнаруживают. Развита также метаморфические образования амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. При этом возраст слагающих толщ меняется от архейского до средне-, верхнепротерозойского.

По существу, тот же набор фаций характерен и для докембрийских складчатых областей. Гранулиты входят в фундамент и считаются наиболее древними, эклогиты и глаукофановые сланцы не встречаются, минералы пренит-пумпеллиитовой фации пользуются ограниченным распространением.

Более гетерогенны в отношении метаморфизма каледонида и герциниды. На Урале их подстилают двупироксеновые и дистенсодержащие гнейсы, в Тянь-Шане и на Памире — в основном эклогиты, в Алтае-Саянской складчатой области, на Таймыре и в Монголии — зональные комплексы андалузит-силлиманитового, переходного и дистен-силлиманитового

типов. Собственно геосинклинальные отложения претерпели метаморфизм в условиях глаукофан-сланцевой, зеленосланцевой и пренит-пумпеллиитовой фаций. Высокотемпературные породы среди них развиты подчиненно. Особенность палеозоид состоит в том, что они впервые фиксируют парагенезисы высоких давлений.

В мезозойских и кайнозойских складчатых областях распространены практически все фации. Причем и здесь образования повышенного метаморфизма тяготеют к нижнему структурному этажу. В тех же случаях, когда минеральные ассоциации эпидот-амфиболитовой (реже амфиболитовой) фации развиваются по молодым отложениям, часто обнаруживается пространственная и, по-видимому, генетическая связь с массивами гранитоидов.

Таким образом, положение средне-, высокотемпературных комплексов в пределах Азиатского континента примерно однотипное. Большая их часть обнаруживает древние радиологические даты и представляет выступы фундамента: в байкалидах — это в основном метаморфиты от эпидот-амфиболитовой до двупироксеновой фации, в каледонидах, герцинидах и мезозоидах — гранулиты, эклогиты и серии фаций андалузит-силлиманитового, переходного и дистен-силлиманитового типов. Что касается геосинклинальных толщ, то степень их метаморфизма колеблется от пренит-пумпеллиитовой, зеленосланцевой и глаукофан-сланцевой фаций в фанерозойских складчатых областях до эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой или даже двупироксеновой — в докембрийских.

Абрамов А. В. Западная часть Восточного Саяна в докембрии. Автореф. канд. дис. Томск, 1974. 23 с.

Абрамович Г. Я., Гудобин Г. М., Таскин А. П., Шамес П. И. Стратиграфия Урикско-Ийского прогиба.— В кн.: Материалы по геологии Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск, 1971, с. 112—120.

Авдзейко Г. В. Роль изотопного анализа свинца в определении геологического возраста.— В кн.: Труды радиового института им. В. Г. Хлопина. Т. 8. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 15—25.

Баженов И. К. Западный Саян. Очерки по геологии Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1934. 80 с.

Белостоцкий И. И. О некоторых общих вопросах геологии Горного Алтая.— В кн.: Материалы по региональной геологии. М., 1956, с. 3—45 (Тр. ВАГТа, № 2).

Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Краспльников Б. Н., Кудрявцев Г. А., Моссаковский А. А., Пожарский И. Ф., Херасков Н. Н. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1959, т. 34, вып. 1, с. 3—22.

Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. Н., Полякова З. Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. 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.

Бенеславский С. И. Минералогия бокситов. М., «Недра», 1974. 168 с.

Берзин Н. А. Зона главного разлома Восточного Саяна. М., «Наука», 1967. 147 с.

Богатский В. В. О внутренней неоднородности джебашской метаморфической толщи Западного Саяна.— «Геол. и геофизика», 1961, № 5, с. 73—74.

Боголепов К. В., Яншин А. Л. О современных гипотезах образования гипербазитов и структуре Чаган-Узунского массива в Горном Алтае.— «Геол. и геофизика», 1973, № 8, с. 12—25.

Васильев Д. А. Стратиграфия и тектоника докембрийских и кембрийских отложений Алтае-Саянской складчатой области. Томск, 1964. 232 с.

Васильев Д. А. Стратиграфия и тектоника докембрийских и кембрийских отложений Алтае-Саянской горной области. Томск, 1968. 447 с.

Васильева В. И. Петрология Иртышско-Маркакульского метаморфического пояса. Автореф. канд. дис. Л., 1966. 28 с.

Вахрушев В. А., Щербакова З. В. Корунд-шпинелевые породы нагорья Савгилен в Юго-Восточной Туве.— «Геол. и геофизика», 1961, № 4, с. 10—18.

Велинский В. В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1968, 154 с.

Винкман М. К. Стратиграфическая схема докембрийских и нижнекембрийских отложений Горного Алтая.— В кн.: Материалы по геологии Западной Сибири. Вып. 61. Новосибирск, 1958, с. 58—67.

Винкман М. К. Стратиграфия протерозойских, синийских и кембрийских отложений Горного Алтая.— В кн.: Труды СНИИГГМСа. Вып. 5. Новосибирск, 1959, с. 71—82.

Винкман М. К. О стратотипах манжерокской, каянчинской и каимской свит в Горном Алтае.— В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1970, с. 60—65 (Тр. СНИИГГМСа, вып. 110).

Владимирский Г. М., Черноморский М. А. Новые данные по стратиграфии палеозоя левобережья р. Хемчик в Западной Туве.— «Инф. сборник ВСЕГЕИ», М., 1959, № 21, с. 29—40.

Владимирский Г. М., Черноморский М. А. Складчатые структуры верхнекембрийских (?) отложений левобережья р. Хемчик в Западной Туве.— В кн.: Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области. Т. 58. М., 1961, с. 33—41.

- Волков В. В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая. Новосибирск, «Наука», 1966. 161 с.
- Волков В. В., Лапшн Б. Н., Безруков О. А., Исаков В. М., Коробейников В. П., Сарбаа Я. В., Чучко В. Н., Щеглов А. П. Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М., «Наука», 1970. 158 с.
- Врублевский В. А. О находке андалузитсодержащих пород в окрестностях озера Большой Берчикуль (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1962, с. 175—179.
- Геологическая карта Тувинской АССР. М., 1966.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., «Наука», 1968. 333 с.
- Герлинг Э. К., Глебова-Кульбах Г. О., Лобач-Жученко С. Б., Афанасьева Л. И., Васильева С. Н. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии.— В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.—Л., «Наука», с. 35—73.
- Горелов Г. Ф. Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя северо-западной части Кузнецкого Алатау. Автореф. канд. дис. Томск, 1967. 22 с.
- Григайтис Р. К. Метаморфические породы фундамента Иртышской зоны смятия. М., 1963, с. 62—73. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 74).
- Григайтис Р. К. Петрология метаморфической толщи Курчум-Кальджирского антиклинория (Южный Алтай). Автореф. канд. дис. Л., 1967. 23 с.
- Дергунов А. Б. Структура зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. М., «Наука», 1967. 215 с.
- Дибров В. Е. Геологическое строение Гутаро-Бирюсинского слюдоносного района. Воронеж, 1958. 125 с.
- Дибров В. Е. Геология центральной части Восточного Саяна. М., «Недра», 1964. 332 с.
- Дибров В. Е. Тектоника и магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. М., «Недра», 1974. 196 с.
- Дибров В. Е., Мусатов Д. И. Геологическая карта Саяно-Енисейской области. М-6 1 : 1 000 000. М., 1968.
- Добрецов Н. Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, альбититов и жадеититов хр. Борус (Западные Саяны).— В кн.: Вопросы генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, РИО СО АН СССР, 1963, с. 242—316.
- Добрецов Н. Л. Глаукофановые и эклогит-глаукофановые комплексы СССР. Новосибирск, «Наука», 1974. 429 с.
- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы Куртушбинского хребта.— «Геол. и геофизика», 1976, № 2, с. 40—53.
- Добрецов Н. Л., Лепезин Г. Г., Пукинская О. С. Глаукофановые сланцы Алтае-Саянской складчатой области.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 206, № 1, с. 200—203.
- Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971. 454 с.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970. 432 с.
- Додин А. Л. Геология и полезные ископаемые Кузнецкого Алатау. М., Углетехиздат, 1948. 586 с.
- Додин А. Л. Основные черты истории геологического развития Алтае-Саянской геосинклинальной области.— В кн.: Материалы ВСЕГЕИ. Вып. 8. М., 1956, с. 120—129.
- Додин А. Л. Новые данные по геологии и тектонике юго-восточной части Восточного Саяна.— В кн.: Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области. М., 1961, с. 12—30 (Тр. ВСЕГЕИ, вып. 58).
- Додин А. Л. Основные черты тектоники и истории геологического развития Восточного Саяна.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 2. Новосибирск, 1963, с. 24—33.
- Додин А. Л. Основные черты тектоники Кузнецкого Алатау и Горной Шории.— В кн.: Материалы по геологии Саяно-Алтайской области. М., «Наука», 1967, с. 42—54. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 100).
- Додин А. Л., Маньковский В. К. Северо-восточный склон Восточного Саяна.— В кн.: Стратиграфия СССР, нижний докембрий. Полутом «Азиатская часть СССР». М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 43—51.
- Докембрий Восточного Саяна. Л., «Наука», 1964, с. 3—328.
- Егоров А. С. Геологическое строение Уймонского района в Центральном Алтае.— В кн.: Материалы по геологии Западной Сибири. М., 1937, с. 3—41.
- Елизарьев Ю. В. О полифациальном региональном метаморфизме в архее Юго-Западного Прибайкалья.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1964, № 9, с. 21—30.
- Елистратов Ю. М. О геологическом строении юго-восточной части Теректинского горста.— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтайского края. Прокопьевск, 1968, с. 18—21.
- Елистратов Ю. М. О глаукофановых сланцах Теректинского горста (Горный Алтай).— В кн.: Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса. Новосибирск, 1970, с. 20—23.

- Замараев С. М.** Основные этапы развития и основные элементы структуры южной части Сибирской платформы. — «Геол. и геофизика», 1965, № 2, с. 20—27.
- Замараев С. М., Мазукабзов А. М., Рязанов Г. В., Сезько А. И., Васильев Е. П., Грабкин О. В.** Древняя структура земной коры Восточной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1975. 125 с.
- Зайков В. В.** Рудоносные вулканические комплексы протерозоя и кембрия Тувы. Новосибирск, 1976. 127 с.
- Зайков В. В., Королук В. Н., Лепезин Г. Г., Меляховецкий А. А.** Метаморфическая зональность Харальской структурно-формационной зоны Восточной Тувы. — В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 89—98.
- Зайцев Н. С.** О тектонике южной части Сибирской платформы. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 54—65.
- Зайцев Н. С.** Кембрий Тувы. — «Геол. и геофизика», 1960, № 7, с. 40—49.
- Зайцев Н. С.** Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964, с. 138—149.
- Зайцев Н. С., Моссаковский А. А.** Западный Саян. Стратиграфия СССР. Кембрийская система. М., «Недра», 1965, с. 183—195.
- Зайцев Н. С., Покровская Н. Б.** О строении смежных частей Западного Саяна и Тувы. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1950, № 6, с. 121—132.
- Зоненшайн Л. П.** Тектоника Западного Саяна. М., Госгеолтехиздат, 1963. 112 с.
- Иванкин П. Ф., Щеглов А. П.** Районирование Алтае-Саянской складчатой области и основные черты ее тектоно-магматического развития в палеозое. — В кн.: Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971, с. 4—24. (Тр. СНИИГГиМСа, вып. 128).
- Иванова Т. Н., Полевая И. И., Владимирский Г. М.** Абсолютный возраст некоторых магматических и метаморфических пород центральной части Алтае-Саянской области. М., 1961, с. 93—118. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 58).
- Ивонин И. П.** Стратиграфия и магматизм докембрия осевой части Кузнецкого Алатау. Автореф. канд. дис. Томск, 1971. 26 с.
- Ильин А. В.** Стратиграфия докембрийских отложений западной части нагорья Сангилен. — «Сов. геология», 1958, № 4, с. 49—58.
- Ильин А. В., Моралев В. М.** Докембрийские толщи Алтае-Саянской области. — «Сов. геология», 1963, № 1, с. 51—58.
- Ильин А. В., Шейнман Ю. М.** Восточная Тува. — В кн.: Стратиграфия СССР. М., Госнаучтехиздат, 1963, с. 84—96.
- Исаков В. М.** Западный Саян в позднем рифее — раннем кембрии. Автореф. канд. дис. Томск, 1974. 23 с.
- Казakov И. Н.** Очерк геологического строения Западного Саяна. — В кн.: Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области. М., 1961, с. 111—122. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 58).
- Казakov И. Н., Митрофанов Ф. П.** Полиметаморфизм гранулитового основания Сангиленского срединного массива Алтае Саянской складчатой области. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., «Наука», 1976, с. 314—317.
- Капустин Ю. Л.** Новые данные о характере контакта гнейсовой и карбонатной частей разреза докембрия Сангилен. — «Геол. и геофизика», 1975, № 4, с. 134—141.
- Карта метаморфических фаций Восточной части Средней Азии.** Новосибирск, 1971.
- Карта метаморфических фаций Алтае-Саянской складчатой области.** Новосибирск, 1976.
- Карта метаморфизма Азии.** Новосибирск, 1978.
- Кеpezинская К. Б.** Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов. Новосибирск, «Наука», 1977. 189 с.
- Кеpezинская К. Б., Мельгунов С. В.** Сопоставление химизма метапелитов различных температурных ступеней метаморфического комплекса Южно-Чуйского хребта (Горный Алтай). — «Геол. и геофизика», 1971, № 2, с. 122—128.
- Кеpezинская К. Б., Зоркина П. С., Пукинская О. С.** Гранаты и биотиты некоторых метаморфических зональных комплексов Сибири. — ЗВМО, 1972, серия 2, ч. 101, с. 433—439.
- Кеpezинская К. Б., Лепезин Г. Г., Хлестов В. В.** Оценка длительности метаморфических процессов по минералогическим данным. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., «Наука», 1976, с. 231—240.
- Кеpezинская К. Б., Лепезин Г. Г., Тимофеев Б. В., Хильтова В. Я., Хлестов В. В.** Новые данные о времени осадконакопления метаморфических комплексов Горного Алтая и Западного Саяна. — «Геол. и геофизика», 1975, № 11, с. 143—146.
- Клярковский В. М.** Геохронология горных областей юго-западной части обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1972. 258 с.
- Конов А. Н.** Силлиманит Тонгулакского хребта. — «Вестн. Зап.-Сиб. и Ново-сиб. геол. управлений», Томск, 1961, с. 39—42.
- Коржинский Д. С.** Парагенетический анализ кварцсодержащих бедных кальцием кристаллических сланцев архейского комплекса Южного Прибайкалья. — ЗВМО, 1936, № 2, с. 53—74.

- Коржинский Д. С.** Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. М., 1940. 100 с. (Тр. ИГН, вып. 12).
- Коробейников В. П.** Джебашский метаморфический комплекс Западного Саяна. Автореф. канд. дис. Томск, 1971. 26 с.
- Коробейников В. П.** Соотношения стратиграфических поверхностей и тектонических форм с изоградами прогрессивного метаморфизма в Джебашском выступе Западного Саяна.— В кн.: Материалы по региональной геологии. Новосибирск, 1970, с. 76—82. (Тр. СНИИГГиМСа, вып. 110).
- Коробейников В. П., Исаков В. М.** К тектонике и стратиграфии метаморфических комплексов докембрия Западного Саяна.— В кн.: Материалы по геологии, геофизике и полезным ископаемым Сибири. Новосибирск, 1965, с. 115—116. (Тр. СНИИГГиМСа, вып. 34).
- Коробейников В. П., Шеглов А. П.** О соотношении метаморфических и интрузивных пород междуречья Енисей — Оя (Западный Саян).— «Изв. Томского политехнич. ин-та», 1965, № 5, с. 98—109.
- Костюк Е. А.** Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М., «Наука», 1970. 312 с.
- Красильников Б. Н.** Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. М., «Наука», 1966. 248 с.
- Крылов И. Н., Шафеев А. А.** Особенности геологического строения поля развития шарыжалгайской серии пород в Юго-Западном Прибайкалье.— В кн.: Геология Прибайкалья. Иркутск, 1969, с. 30—42.
- Кудрявцев Г. А.** Область сопряжения Западного Саяна и Тувы.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1949, т. 24, вып. 6, с. 34—48.
- Кудрявцев Г. А.** Некоторые черты тектонического развития территории Тувы в позднем докембрии и нижнем палеозое.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 241—247.
- Кудрявцев Г. А.** Тектоника Тувы.— В кн.: Геология СССР. Т. 29. Ч. I. М., «Недра», 1969, с. 141—158.
- Кузнецов В. А.** Ртутные месторождения Горного Алтая.— В кн.: Месторождения редких и малых металлов СССР. Т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР и «Союзредметразведка», 1939, с. 293—377.
- Кузнецов В. А.** Геологическое строение и полезные ископаемые Тайдоно-Терсинского района западного склона Кузнецкого Алатау.— В кн.: Материалы по геологии Западной Сибири. Новосибирск, 1940, с. 79—83.
- Кузнецов В. А.** Схема тектоники Тувы и положение ее в структуре Алтае-Саянской горной системы.— «Докл. АН СССР», 1949, т. 64, № 4, с. 748—751.
- Кузнецов В. А.** Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области.— В кн.: Труды Горно-геологического института Западно-Сибирского филиала АН СССР. Вып. 12. Новосибирск, 1952, с. 9—43.
- Кузнецов В. А.** Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 202—227.
- Кузнецов В. А.** Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. Новосибирск, «Наука», 1963, с. 3—70.
- 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—43.
- Кузнецов Ю. А.** Геологическое строение центральной части Горного Алтая.— В кн.: Материалы по геологии Западной Сибири. Вып. 41. Томск, 1938, с. 78—93.
- Лепезин Г. Г.** Происхождение прямой и обратной зональности в метаморфических плаггиоклазах.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 183, № 6, с. 1410—1413.
- Лепезин Г. Г.** Диффузионный метасоматоз при региональном метаморфизме.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 6, с. 1401—1404.
- Лепезин Г. Г.** Особенности зонального метаморфизма Горного Алтая.— «Геол. и геофизика», 1972а, № 5, с. 56—63.
- Лепезин Г. Г.** Особенности метаморфизма Западного Саяна.— «Геол. и геофизика», 1972б, № 10, с. 34—39.
- Лепезин Г. Г.** Роль разломов при метаморфизме Алтае-Саянской складчатой области.— «Докл. АН СССР», 1972в, т. 206, № 6, с. 1423—1425.
- Лепезин Г. Г.** Метаморфизм фации эпидотовых амфиболов на примере Тонгулакского комплекса (Горный Алтай). М., «Наука», 1972 г. 152 с.
- Лепезин Г. Г.** Принципы составления карты и особенности метаморфизма Алтае-Саянской складчатой области (по материалам карты метаморфических фаций).— В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Т. 1. Новосибирск, 1972д, с. 107—121.
- Лепезин Г. Г.** Метаморфические фации и серии фаций Алтая.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 9. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 264—280.
- Лепезин Г. Г.** Особенности химизма метаморфических амфиболов Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 10. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 160—175.

Лепезин Г. Г. Карта метаморфических фаций Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1976.

Лепезин Г. Г., Непенна Л. А. Роговые обманки и биотиты из зонально-метаморфического комплекса Горного Алтая.— «Геол. и геофизика», 1968, № 10, с. 58—64.

Лепезин Г. Г., Ушакова Е. Н. Новые данные по стратиграфии и метаморфизму нагорья Сангилен (Тува).— «Докл. АН СССР», т. 249, № 5, 1974а, с. 1212—1215.

Лепезин Г. Г., Ушакова Е. Н. Минералогия и условия генезиса чаустинского месторождения дистена (Горный Алтай).— «Геол. и геофизика», 1974б, № 6, с. 89—95.

Лепезин Г. Г., Кривоуцкая Л. М., Архипенко Д. К., Рылов Г. М. Кордиерит — показатель продолжительности метаморфических процессов.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 208, № 3, с. 690—693.

Лепезин Г. Г., Летувинник А. И., Шепель А. Б., Ивонин И. П. Особенности регионального метаморфизма Кузнецкого Алатау и Горной Шории.— «Геол. и геофизика», 1975, № 8, с. 45—53.

Лепезин Г. Г., Ушакова Е. Н., Шибанов В. И., Дергачев В. Б. Особенности метаморфизма Сангиленского массива (Тува).— «Геол. и геофизика», 1974, № 8, с. 140—145.

Летувинник А. И. Метаморфизм Ташелгино-Майзасской зоны смятия (Горная Шория). Автореф. канд. дис. Томск, 1967, 18 с.

Летувинник А. И. Гранаты метаморфических и метасоматических пород Ташелгинского района.— В кн.: Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. Томск, 1972а, с. 153—158.

Летувинник А. И. Особенности состава роговых обманок основных метаморфических пород Ташелги (Горная Шория).— В кн.: Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. Томск, 1972б, с. 158—166.

Мальцев Ю. М., Межеловский Н. В. Новые данные по биостратиграфии рифея Сангиленна.— В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, 1967, с. 220—231.

Махин Г. В. О докембрии Крайнего Востока Тувы.— В кн.: Труды Всесоюзного аэрогеологического треста. Вып. 5. М., 1959, с. 94—105.

Межеловский Н. В., Мальцев Ю. М. Докембрий Тувы.— В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, 1967, с. 232—243.

Мелещенко В. С., Янов Э. Н., 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. (Тр. ВСЕГЕИ, вып. 32).

Мельгунов С. В. Уран и торий в процессе формирования метаморфических пород Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1970. 23 с.

Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск, «Наука», 1977. 350 с.

Митропольский А. С., Кулик Н. А., Мельгунов С. В. О происхождении зоны метаморфических пород Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 5. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 252—267.

Михалева Л. А., Скуридин В. А. Раннекаледонская формация батолитовых гранитов Горного Алтая и ее металлогенические особенности. Новосибирск, «Наука», 1971. 197 с.

Молчанов И. А. Восточный Саян.— В кн.: Очерки по геологии Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1934. 102 с.

Монич В. К. Геология и петрология Мрасских порогов в Горной Шории.— В кн.: Материалы по геологии Западной Сибири. Томск, 1938, с. 54—68.

Морозова И. М., Ашкинадзе Г. Ш. Миграция атомов редких газов в минералах. Л., «Наука», 1971. 120 с.

Морозова И. М., Шуркина Л. К., Спринцзон В. Д. Масс-спектральный термический анализ породообразующих минералов (аргонография биотитов).— В кн.: Геохимия радиоактивных и радиоактивных изотопов. М., «Наука», 1974, с. 46—67.

Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Госгеолтехиздат, 1963. 241 с.

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. 78—91.

Мусатов Д. И. Некоторые проблемы докембрия Саяно-Енисейской складчатой области.— В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, 1967, с. 173—195.

Мусатов Д. И., Тарков А. П. Тектоническое строение центральной части Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Материалы по геологии полезных ископаемых Красноярского края. Вып. 2. Красноярск, 1961, с. 169—187.

Наседкина В. Г. Глиноземистые образования Батеневского кряжа и западного склона Восточного Саяна.— В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., «Наука», 1970, с. 72—84.

Нехорошев В. П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958. 262 с.

Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. Л., «Недра», 1966. 306 с.

Никитина Л. П., Хильтова В. Я. Эволюция процессов метаморфизма в докембрии

Восточно-Саянской складчатой области.— В кн.: *Метаморфические пояса СССР*. Л. «Наука», 1971, с. 144—152.

Обручев С. В. Тектоника западной части Саяно-Байкальской каледонской складчатой зоны.— *Докл. АН СССР*, 1949, т. 68, № 5, с. 642—645.

Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограничений Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1973. 220 с.

Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М., «Наука», 1967. 144 с.

Парфенов Л. М., Хлестов В. В. Распространение фаций регионального метаморфизма в докембрийских структурах Восточного Саяна.— *Геол. и геофизика*, 1966, № 3, с. 48—59.

Перфильев Ю. С. О стратиграфии докембрийских отложений Горного Алтая.— *Изв. вузов. Геол. и разведка*, 1960, № 11, с. 19—22.

Пинус Г. В. Нижнекембрийский вулканизм Тувы. Новосибирск, РИО СО АН СССР, 1961. 119 с.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.

Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., «Наука», 1966. 210 с.

Пинус Г. В., Шенкман Я. Д. Таннуольский интрузивный комплекс.— В кн.: *Геология СССР*. Т. 29. М., «Недра», 1966, с. 134—145.

Пожаревский И. Ф. Основные структурные элементы Горного Алтая.— *Геол. и геофизика*, 1960, № 8, с. 110—113.

Предтеченский А. А. Древнее поднятие Южной Сибири.— *Геол. и геофизика*, 1960, № 5, с. 112—124.

Предтеченский А. А. Основные черты геологического развития западной части Восточного Саяна в докембрии и кембрии. Новосибирск, «Наука», 1967. 155 с.

Рассказчиков А. Н. Геологические формации и структура центральной части Восточного Саяна. М., «Наука», 1971. 174 с.

Родыгин А. И. Докембрий Горного Алтая. Томск, 1968. 327 с.

Родыгин А. И. О стратиграфическом положении метаморфических пород Курайского хребта (Горный Алтай).— В кн.: *Труды Томского университета*. Т. 203. Томск, 1969, с. 49—61.

Родыгин А. И., Вылцан И. А. О тектоно-денудационном перерыве внутри «метаморфической серии» междуречья Башкаус — Чулышман (Горный Алтай).— *Геол. и геофизика*, 1965, № 3, с. 51—62.

Савельев А. А., Писаренко Р. И. О метаморфизме и структурном положении Арзыбейской глыбы.— В кн.: *Новые данные по геологии юга Красноярского края*. Красноярск, 1964, с. 28—43.

Сезько А. И. Структура докембрийских складчатых зон центральной части Восточного Саяна. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1975. 24 с.

Семенов Г. Г. Новые данные по стратиграфии западной части северного фаса Западного Саяна.— В кн.: *Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края*. Вып. 1. Красноярск, 1961, с. 59—72.

Сенников В. М. Тектоническое районирование юго-западной части Алтае-Саянской складчатой области. Красноярск, 1969. 61 с.

Сивов А. Г. Кембрий и докембрий Западного Саяна.— В кн.: *Труды Горно-геологического института Западно-Сибирского филиала АН СССР*. Вып. 2. Томск, 1948, с. 125—143.

Сивов А. Г. Нижний кембрий Западного Саяна.— *Изв. Томского политехнич. ин-та*, 1953, т. 74(2), с. 49—59.

Сивов А. Г. К стратиграфии докембрия Западного Саяна.— *Изв. Томского политехнич. ин-та*, 1971, т. 217, с. 62—73.

Сизых А. И., Шафеев А. А. О соотношении докембрийских комплексов Бирюсинской глыбы и Туманшетского грабена.— *Геол. и геофизика*, 1976, № 6, с. 16—26.

Скобелев Ю. Д. Краткая характеристика строения Кузнецкого Алатау.— В кн.: *Материалы по геологии Западной Сибири*. Вып. 64. Новосибирск, 1963, с. 5—28.

Скобелев Ю. Д. Магматизм и явление метаморфизма Кузнецкого Алатау и Горной Шории.— В кн.: *Геология СССР. Западная Сибирь*. Т. 14. М., «Недра», 1967, с. 243—255.

Смирнов А. Д., Недоумов И. В., Булдаков В. В. Рифейские структуры Восточного Саяна и положение в них пегматитовых полей. М., Изд-во АН СССР, 1963. 198 с.

Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н., Булдаков В. В., Леонтьев Л. Н., Недубнов И. Б., Волочкович К. Л. Рифейды юга Сибири и структурная позиция пегматитов. М., «Наука», 1967. 139 с.

Соботович Э. В., Граценко С. М., Ловцюс Д. В. Возраст пород шарыжалгайской серии (Байкальская глыба).— *Изв. АН СССР*, 1965, № 9, с. 38—42.

Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л., «Наука», 1970.

Соколов Ю. М. Гранаты пегматитов мусковито-редкометаллической формации метаморфических комплексов промежуточной фациальной серии.— *Геол. и геофизика*, 1974, № 7, с. 164—169.

- Спизарский Т. Н.** Сибирская платформа.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 3. Тектоника. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 165—183.
- Сулоев А. И., Тимофеев В. Н., Ковалев Л. В., Яковлев П. Д., Апполонова Г. Н.** Геологическое строение, магматизм и история развития северо-восточной части Восточно-Саянского докембрийского складчатого массива.— В кн.: Труды Всесоюзного института минерального сырья. Вып. 2. М., 1962, с. 83—92.
- Сурков В. С., Жеро О. Г., Уманцев Д. Ф., Зайцева Г. М., Крамник В. Н., Морсин П. И., Смирнов Л. В., Шарловская Л. А.** Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. М., «Недра», 1973. 144 с.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран.** М-б 1 : 5 000 000. Под ред. Н. С. Шатского. М., 1956.
- Тектоническая карта СССР.** М-б 1 : 10 000 000. Под ред. А. А. Богданова. М., 1961.
- Тектоническая карта СССР.** М-б 1 : 2 500 000. Под ред. Т. Н. Спизарского. М., 1965.
- Тектоническая карта Евразии.** М-б 1 : 5 000 000. Под ред. А. Л. Яншина. М., 1966.
- Термодинамический режим метаморфизма.** Л., «Наука», 1976. 339 с.
- Тюлюпо Б. М.** Минералогия и вопросы генезиса магнетитовых месторождений осевой зоны Кузнецкого Алатау. Автореф. докт. дис. Томск, 1969. 37 с.
- Унков В. А.** Алтае-Саянская складчатая область.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 3. Тектоника. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 126—140.
- Ушакова Е. Н.** Биотиты метаморфических пород. М., «Наука», 1971. 345 с.
- Ушакова Е. Н., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В.** Метаморфическая зональность в среднем течении р. Бальктыг-Хем (Тува, нагорье Сангилен).— «Геол. и геофизика», 1975, № 7, с. 144—151.
- Федькин В. В.** Ставролит. М., «Наука», 1975. с. 272.
- Флоренсов Н. А.** О роли разломов и прогибов в структуре впадин байкальского типа.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 202—219.
- Фомичев В. Д., Алексеев Л. Э.** Геологический очерк Салавра. Т. 63. М., Госгеолтехиздат, 1961. 198 с.
- Харт С. Р., Девис Дж. Л., Штейгер Р. Г., Тилтон Дж. Р.** Сопоставление вариаций изотопных возрастов по минералогии и петрологических изменений, вызванных контактовым метаморфизмом.— В кн.: Радиометрическое датирование. М., Атомиздат, 1973, с. 60—89.
- Херасков Н. Н.** Возраст и строение метаморфических толщ Западного Саяна.— «Бюл. МОИП», 1970, т. 75, вып. 3, с. 34—49.
- Херасков Н. Н.** Формации и стадии геосинклинального развития Западного Саяна.— «Геотектоника», 1975, № 1, с. 35—54.
- Хильтова В. Я.** Высокоглиноземистые породы китайской серии (Восточный Саян), их литология и условия образования.— В кн.: Проблемы литологии докембрия. М., «Наука», 1971, с. 68—82.
- Хильтова В. Я., Крылов И. Н.** О возрасте процессов ультраметаморфизма и метаморфической зональности в Шутхулайской глыбе и ее обрамлении (Восточный Саян).— «Геол. и геофизика», 1966, № 9, с. 34—49.
- Хлестов В. В., Лепезин Г. Г.** Проблема регрессивного метаморфизма и сохранность высокотемпературных минеральных ассоциаций.— В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., «Наука», 1976, с. 226—231.
- Хлестов В. В., Ушакова Е. Н.** Метаморфизм пород китайской свиты в Восточном Саяне.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 3. Новосибирск, «Наука», 1965, с. 245—286.
- Хоментовский В. В.** К тектонике Восточного Саяна.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1957, № 7, с. 55—69.
- Хорева Б. Я.** О возрасте метаморфических пород Курчумско-Кальджирского водораздела (юго-восточная часть Иртышской зоны смятия).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 6, с. 39—50.
- Хорева Б. Я., Искандерова А. Д., Чухонин А. П.** О возрасте древних карбонатных пород Южного Алтая и Центральных Кызылкумов (по данным свинцово-изохронного метода).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1971, № 11, с. 3—8.
- Хорева Б. Я., Блюман Б. А., Рознинова Е. Л., Касатов Б. К.** Минералогические и структурно-петрологические изменения в породах низких ступеней регионального метаморфизма.— ЗВМО, 1970, серия 2, ч. 99, вып. 1, с. 16—24.
- Черноморский М. А.** К вопросу о расчленении протерозойских метаморфических толщ юга Алтае-Саянской области.— «Докл. АН СССР», 1965а, т. 162, № 4, с. 893—896.
- Черноморский М. А.** Протерозой области сопряжения Западной Тувы, Западного Саяна и Горного Алтая. Автореф. канд. дис. Л., 1965. 24 с.
- Черноморский М. А., Блюман Б. А.** О стратиграфическом положении и возрасте метаморфических толщ Западной Тувы, Западного Саяна и Горного Алтая.— В кн.: Труды Всесоюзного геологического института. Т. 127. М., 1970, с. 43—56.
- Чучко В. Н.** К вопросу о возрасте Танцуольского комплекса Северо-Восточной Тувы.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 2. Кызыл, 1971, с. 73—84.
- Шамес П. И.** Протерозойские образования Восточного Саяна.— В кн.: Геология СССР. Т. 17. Иркутская область. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 143—156.

Шанин Л. Л., Иванов И. Б., Липарев М. А., Аракелянц М. М., Гольдман Ю. В., Байрова Э. Д. Потеря радиогенных изотопов аргона и стронция при тепловом метаморфизме.— В кн.: Международный геохимический конгресс. Метаморфизм и метасоматоз. Кн. 1. М., 1972, с. 125—135.

Шафеев А. А. Полифациальные метаморфические комплексы Хамар-Дабана.— В кн.: Геология Прибайкалья. Иркутск, 1969, с. 42—63.

Шафеев А. А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья (стратиграфия и метаморфизм). М., «Наука», 1970. 179 с.

Шафеев А. А. Температурная зональность в полифациальных комплексах Южного Прибайкалья.— «Геол. и геофизика», 1973, № 4, с. 133—139.

Шепель А. Б. Геологическое строение и основные черты петрологии Ташелгинского железорудного поля Кузнецкого Алатау. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1972. 32 с.

Щеглов А. П. Магматизм и метаморфизм Западного Саяна.— В кн.: Геология СССР. Т. 15. Красноярский край. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 242—254.

Щербак Н. П., Бартицкий Е. Н., Котловская Ф. Н., Рябоконь В. В., Казанцева А. И. Геологическая интерпретация абсолютного возраста сосуществующих минералов в кристаллических породах западной части Украинского щита.— В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация нисходящих значений возраста. М., «Наука», 1973, с. 111—117.

Янов Э. Н. Тектоника Саяно-Алтайской области.— «Сов. геология», 1966, № 8, с. 38—51.

Ярошевич В. М. О верхнем докембрии Западного Саяна.— «Геол. и геофизика», 1971, № 7, с. 122—124.

Atherton M. P. The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland with particular reference zonation in garnet.— «Contr. Mineral. and Petrol.», 1968, v. 18, p. 341—347.

Blackburn W. H. Zoned and unzoned garnets from the Grenville gneisses around Gananoque, Ontario.— «Canad. Miner.», 1969, v. 9, p. 691—698.

Brown E. H. The green schist facies in part of Eastern Otago, New Zealand.— «Contr. Mineral. and Petrol.», 1967, v. 14, p. 259—292.

Brown E. H. Some zoned garnets from the green-schist facies.— «Amer. Miner.», 1969, v. 54, p. 1662—1667.

Foland K. A. Alkali diffusion in orthoclase.— In: Geochemical Transport and Kinetics, 1973, p. 77—98.

Hart S. R. The petrology and isotopic mineral age relations of contact zone in Front Range, Colorado.— «J. Geol.», 1964, v. 72, p. 493—525.

Hess P. C. Prograde and retrograde equilibria in garnet-cordierite gneisses in south-central Massachusetts.— «Contr. Mineral. and Petrol.», 1971, v. 30, p. 177—195.

Hietanen A. Distribution of Fe and Mg between garnet, staurolite and biotite in aluminum-rich schists in various metamorphic zones north of the Idaho batholith.— «Am. J. Sci.», 1969, v. 267, p. 422—456.

Hollister L. S. Contact metamorphism in the Kwoiek area of British Columbia. An end-member of the metamorphic process.— «Bull. Geol. Soc. Am.», 1969, v. 80, p. 2465—2494.

Zwart H. Y., Corvalan I., James H. L., Miyashiro A., Saggerson E. P., Sobolev V. S., Subramanium A. P., Vallance T. G. A scheme of metamorphic facies for the cartographic representation of regional metamorphic belts.— «YUGS Geol. Newsletter», 1967, № 2, p. 1—9.

James A., Grant and Paul W. Weiblen. Retrograde zoning in garnet near the second sillimanite isograd.— «Am. J. Sci.», 1971, v. 270, № 4, p. 281—296.

Kwak T. A. P. An attempt to correlate nonpredicted variations of distributions coefficients with mineral grain internal inhomogeneity using a field example studied near Sudbury, Ontario.— «Contr. Miner. and Petrol.», 1970, v. 27, № 3, p. 199—224.

Miyashiro A. Cordierite-indialite relations.— «Am. J. Sci.», 1957, v. 255, N 1, p. 43—62.

Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts.— «J. Petrol.», 1961, v. 2, N 3.

Miyashiro A., Yiyama T., Tamasaki M., Miyashiro T. Polymorphism of cordierite and indialite.— «Am. J. Sci.», 1955, v. 253, p. 185—208.

Metamorphic map of Europe, 1973.

Okrusch M. Garnet-cordierite-biotite equilibria in the Steinach aureole, Bavaria.— «Contr. Mineral. and Petrol.», 1971, N 5, p. 1—23.

Reverdatto V. V., Sharapov V. N., Lavrent'ev Yu. G., Pokachalova O. S. Investigations in isochemical contact metamorphism.— «Contr. Mineral. and Petrol.», 1974, v. 48, p. 187—299.

Schreyer W., Schairer J. F. Compositions and structural states of anhydrous Mg-cordierites: a reinvestigation of the central part of the system $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$.— «J. Petrol.», 1961, v. 2, p. 324—406.

Schreyer W., Yoder H. S. The system Mg-cordierite — H_2O and related rocks.— «Neues Jahrb. Mineral.», 1964, v. 101, H. 3, p. 271—342.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Список сокращений названий минералов, принятых в книге	4
Глава I. К вопросу тектонического районирования Алтае-Саянской складчатой области и принятые в работе принципы расчленения метаморфических толщ	6
Обзор существующих представлений о тектонике Алтае-Саянской складчатой области	—
[Принципы расчленения метаморфических толщ	9
Глава II. Метаморфические комплексы краевого поднятия фундамента Сибирской платформы	14
Глава III. Метаморфические комплексы байкалид	24
Метаморфические комплексы фундамента байкалид	—
Метаморфические комплексы геосинклинального этажа байкалид	36
Сравнительный анализ	47
Глава IV. Метаморфические комплексы каледонид	54
Метаморфические комплексы фундамента каледонид	—
Метаморфические комплексы геосинклинального этажа каледонид	74
Сравнительный анализ	86
Глава V. Метаморфические комплексы герцинид	92
Метаморфические комплексы фундамента герцинид	—
Метаморфические комплексы геосинклинального этажа герцинид	93
Сравнительный анализ	95
Глава VI. Минералогия метаморфических комплексов	97
Гранаты	—
Амфиболы	106
Кордиериты	121
Биотиты	123
Другие минералы	140
Глава VII. К вопросу выделения этапов метаморфизма	154
Возможности радиологического датирования	—
Возможности геологических и минералогических методов	164
Этапы метаморфизма Алтае-Саянской складчатой области	170
Глава VIII. Проблема продолжительности метаморфических процессов и возможности ее решения	176
Зональность в гранатах — показатель продолжительности метаморфических процессов	177
Кордиерит — показатель длительности метаморфизма	180
Глава IX. Некоторые общие закономерности метаморфизма Алтае-Саянской складчатой области	184

Временные и пространственные особенности распределения фаций и фациальных серий	184
Взаимоотношения метаморфических комплексов с разломами	189
Особенности низкотемпературного метаморфизма рифейско-нижнепалеозойских толщ	192
Сравнительный анализ метаморфических комплексов и выделение их типов	197
Некоторые общие закономерности распределения метаморфических комплексов	204
К оценке перспектив метаморфических пород на высокоглиноземистое сырье и некоторые другие полезные ископаемые	205
Глава X. Особенности распределения метаморфических комплексов на территории Азиатского континента	209
Метаморфические комплексы фундамента докембрийских платформ	—
Метаморфические комплексы докембрийских складчатых областей	211
Метаморфические комплексы палеозойских складчатых областей	212
Метаморфические комплексы мезозойских и кайнозойских складчатых областей	214
Общие закономерности распределения метаморфических комплексов	215
Заключение	219
Литература	222

Геннадий Григорьевич Лепезин

**МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ**

Ответственный редактор
Владимир Степанович Соболев

Редакторы Е. И. Красова, Н. Г. Рязанова
Художественный редактор М. Ф. Глазырина
Художник М. М. Погребинский
Технический редактор Т. К. Овчинникова
Корректоры Л. А. Гуринович, В. Е. Торганшѣва

ИБ № 9853

Сдано в набор 12 мая 1977 г. Подписано к печати 5 января 1978 г. МН 02002. Формат 70×108/16.
Бумага типографская № 2. 14,5 печ. л., 20,3 усл. печ. л. + 4 вкл., 19,6 уч.-изд. л. Тираж
950 экз. Заказ № 545. Цена 3 р. 50 к.

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