

Б. Я. Хорева
Б. А. Блюман

ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ
КОМПЛЕКСЫ
ДОКЕМБРИЙСКОГО
ФУНДАМЕНТА
ПАЛЕОЗОЙСКИХ
И МЕЗОЗОЙСКИХ
СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ
СРЕДНЕЙ АЗИИ

Дорогой
Коллеге
Генералу
Хорошему
успевающему
делу

В. Коробка

Передано В. А. Араману
1-9, 13. 1. 1913. К. Нароменский

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

Б. Я. ХОРЕВА,
Б. А. БЛЮМАН

ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ
КОМПЛЕКСЫ
ДОКЕМБРИЙСКОГО
ФУНДАМЕНТА
ПАЛЕОЗОЙСКИХ
И МЕЗОЗОЙСКИХ
СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ
СРЕДНЕЙ АЗИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД · 1974



Хорева Б. Я., Блюман Б. А. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии. Л., «Недра», 1974. 216 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т).

В книге рассмотрены общие закономерности распространения метаморфических толщ в фанерозойских складчатых областях. Показано, что они приурочены или к выступам докембрийского фундамента в миогеоантиклинальных поднятиях, или к зонам глубинных разломов. В первом случае в результате наложенного плутоно-метаморфического и ультраметаморфического преобразования докембрийских метаморфических стратифицированных пород возникают полиметаморфические комплексы. На примерах складчатых систем Южного Тянь-Шаня и Южного Памира дана детальная геолого-петрологическая характеристика полиметаморфических комплексов позднепротерозойского складчатого основания и архейского кристаллического фундамента в каледоно-варисских и варисско-киммерийских структурах. Показано, что полиметаморфические комплексы в этих структурах возникают на инверсионной стадии развития разновозрастных миогеоантиклинальных поднятий, представляющих собой частные структуры ранней консолидации. Сравнительный анализ трех миогеоантиклинальных поднятий (Ауминза-Нуратинского, Прииртышского и Юго-Западного Памира) показал, что процессы гранитизации и прогрессивного регионального плутонического метаморфизма приурочены к инверсионной стадии этих поднятий, а гранитоидный интрузивный магматизм, связанный с общей инверсией тектонического режима во всей складчатой системе, по отношению к миогеоантиклинальным поднятиям характеризует стадию активизации этих структур. Рассмотрены принципы типизации процессов регионального метаморфизма и классификации фаций на термодинамической и геолого-генетической основе и предложена первая геолого-генетическая классификация фаций и фациальных серий метаморфизма.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов-геологов различного профиля, занимающихся изучением геологии Средней Азии, преподавателей и студентов геологических вузов.

Таблиц 39, иллюстраций 29, приложений 3, список литературы — 77 назв.

X 20805—331
043(01)—74

Посвящается
выдающемуся петрологу,
крупнейшему исследователю
геологии Средней Азии
Виктору Арсеньевичу Николаеву.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Опыт многолетнего изучения метаморфических толщ палеозойских и мезозойских складчатых областей и составления карты регионального метаморфизма территории СССР, проводившегося под руководством и при непосредственном участии Б. Я. Хоревой, показал, что они представляют собой полиметаморфические образования, возникшие в течение длительной истории проявления разновозрастных и разнотипных процессов метаморфизма и ультраметаморфизма. Восстановление этой истории, а следовательно, расчленение полиметаморфических комплексов и выделение разновозрастных этапов их формирования являются необходимым условием геотектонического, формационного и металлогенического анализа фанерозойских складчатых областей.

Составленная авторами в 1964 г. во ВСЕГЕИ карта регионального метаморфизма щитов и складчатых областей территории СССР в масштабе 1:5 000 000 на основе легенды и принципов, разработанных Б. Я. Хоревой [46], базировалась на историко-геологическом, геотектоническом, петрогенетическом и фациальном анализе метаморфических пород. При составлении карты выявлены общие закономерности развития процессов регионального метаморфизма на щитах и в складчатых областях, место их в геосинклинальном развитии подвижных поясов и фундамента древних платформ, что позволило разработать методику расчленения полиметаморфизованных стратифицированных толщ. В основе этой методики лежит анализ последовательности метаморфогенного, ультраметаморфогенного и метасоматического минералообразования и соотношения их с интрузивным магматизмом и тектогенезом.

Изучение процессов геосинклинального метаморфизма в отложениях постархейского возраста показало широкое распространение среди них первично слабо метаморфизованных пород, уровень регионального метаморфизма которых промежуточный между диагенезом и фацией зеленых сланцев. В результате изучения этих пород выделены новые низкотемпературные фации регионального метаморфизма: фация хлорит-гидрослюдистых аспидных сланцев (начальная стадия регионального метаморфизма) и хлорит-сосюрит-серицитовых (фенгитовых) микросланцев или филлитов [50].

Историко-геологический, геотектонический и петрогенетический подход к изучению регионально-метаморфизованных и ультраметаморфизованных толщ территории СССР позволил подтвердить и обосновать концепцию о двух геолого-генетических типах регионального метаморфизма, проявляющегося на различных стадиях тектоно-магматического цикла и вызываемого различными причинами, высказанную впервые в общей и предположительной форме Г. Г. Ридом [67].

Основные эмпирические закономерности проявления процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма в разновозрастных складчатых областях и на щитах, теоретическая интерпретация этих закономерностей, вытекающих из анализа карты регионального метаморфизма территории СССР, изложены Б. Я. Хоревой [42, 45, 46, 48, 49, 51, 54] и сводятся к следующему.

1. **Метаморфические породы, образующиеся при процессах регионального метаморфизма, слагают закономерные природные ассоциации с независимой, только им присущей, внутренней структурой и выделяются под названием «метаморфических комплексов».**

2. **Метаморфические комплексы разделяются на две структурно-морфологические и генетические группы:**

а) **метаморфические комплексы, сложенные стратифицированными метаморфическими породами, первичные минеральные парагенезисы которых распределяются в направлении первичного напластования исходных пород, а кристаллизационная сланцеватость повторяет изгибы слоев, образующих первичную складчатую структуру стратифицированных метаморфических толщ;**

б) **зональные, не стратифицированные метаморфические комплексы, в которых метаморфические породы образованы вторичными по отношению к перекристаллизации стратифицированных пород субстрата минеральными парагенезисами, слагающими зоны метаморфизма. Последние ограничены изоградами (сечения изотермических и изобарических поверхностей), секущими поверхности напластования и первичные складчатые структуры стратифицированных пород (осадочных, вулканических и первично-метаморфических). Зоны метаморфизма образуют в пространстве вторичную, метаморфогенную структуру куполообразного или антиклиналеподобного строения с концентрическим расположением зон, или линейного строения. В первом случае метаморфогенные структуры приурочены к брахиантиклиналям, а во втором — к глубинным разломам с образованием соответственно сланцево-гнейсовых и мигматито-гнейсовых куполов, термальных «антиклиналей» [59, 62, 76] и линейных метаморфических поясов [45].**

3. Эти две группы метаморфических комплексов обязаны своим происхождением различным геолого-генетическим типам регионального метаморфизма (I типа — региональный динамогеотермический, геосинклинальный и II типа — региональный плутонический, инверсионный) и существенно отличаются по всем геолого-петрологическим характеристикам, что требует различного подхода к их выявлению и картированию.

4. Стратифицированные метаморфические комплексы или метаморфические серии возникают на геосинклинальной (включая догеосинклинальную и протогоосинклинальную для архея) стадии тектонического цикла в результате длительного процесса изохимической и изотермической перекристаллизации, протекающей в закрытой системе в относительно постоянных термодинамических условиях. Они характеризуются выдержанной по площади в пределах всей тектонической зоны как вкрест, так и по простиранию степенью первичного регионального метаморфизма, которая в комплексах одного возраста отвечает одной фации. Поэтому, эти комплексы было предложено называть монофациальными. Для них установлена четкая зависимость фации метаморфизма от возраста, близкого к возрасту седиментации стратифицированных исходных пород.

Глубокометаморфизованные монофациальные стратифицированные метаморфические комплексы, первичные минеральные парагенезисы которых отвечают гранулитовой и амфиболитовой фациям, имеют исключительно архейский возраст. Монофациальные стратифицированные метаморфические комплексы с первичными минеральными парагенезисами эпидот-амфиболитовой фации и биотит-мусковитовой субфации фации зеленых сланцев редки и возможны только в раннепротерозойских эвгеосинклиналях. Монофациальные стратифицированные метаморфические комплексы с первичными минеральными парагенезисами хлорит-мусковитовой субфации зеленых сланцев (фация хлорит-эпидот-мусковитовых метаморфических сланцев) и фации хлорит-соссюрит-серицитовых (фейнгитовых) микросланцев или филлитов имеют протерозойский возраст. Уровень первичного геосинклинального, регионального метаморфизма палеозойских толщ не превышает фации филлитов, а мезозойских — эпигенеза.

5. Зональные не стратифицированные метаморфические комплексы возникают на инверсионной стадии тектонического цикла, а также в период постконсолидационной активизации унаследованных поднятий и парагенетически связаны с процессами гранитизации, палингенного и магматогенного гранитообразования и предшествуют локализации в верхних структурных этажах складчатых систем гранитоидных магматических интрузий. Для этих комплексов характерна смена степени метаморфизма (фации) на коротком расстоянии как вкрест, так и по простиранию метаморфогенной структуры (от центра к периферии), следствием чего является одновременное образование серии фаций метаморфизма, сменяющих друг друга по направлению к ядру метаморфогенной структуры с максимальной величиной теплового потока.

Ядро метаморфогенной структуры сложено вторичными минеральными парагенезисами амфиболитовой фации, на которые накладываются процессы фельdspатизации, гранитизации, мигматизации, не имеющие регионального площадного распространения.

Охарактеризованные выше особенности в распределении фаций метаморфизма в зональных метаморфических комплексах

позволили отнести их к категории полифациальных метаморфических комплексов. Все фации метаморфизма в этих комплексах возникают одновременно вследствие наличия резких градиентов температуры и давления в течение одного этапа регионального метаморфизма, что существенно отличает эти комплексы от полиметаморфизованных монофациальных метаморфических комплексов, в которых полифациальность — следствие наложения разновозрастных и разнотипных процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.

В формировании полифациальных (зональных) метаморфических комплексов отчетливо выделяются два этапа, проявляющихся в течение одного периода регионального (зонального) плутонического метаморфизма: а) прогрессивный метаморфический этап, с которым связано образование метаморфической зональности, и б) регрессивный метасоматический этап, с которым связано образование метасоматической зональности. Метасоматический этап разделяется на две стадии: высокотемпературную — собственно метасоматическую и низкотемпературную — метасоматически гидротермальную.

Для полифациальных (зональных) метаморфических комплексов не характерны минеральные парагенезисы гранулитовой фации и низкотемпературных фаций филлитов и хлорит-гидрослюдистых аспидных сланцев, образующихся исключительно при процессах геосинклинального (включая догеосинклинальный и протогоеосинклинальный архейский) регионального метаморфизма.

Позднеинверсионные и постинверсионные гранитоидные интрузии секут региональную метаморфическую зональность полифациальных метаморфических комплексов и оказывают контактовое воздействие на регионально-метаморфизованные породы этих комплексов.

Полифациальные (зональные) метаморфические комплексы возникают в стратифицированных толщах любого возраста, но особенно типичны для постархейских складчатых областей, так как накладываются на монофациальные метаморфические комплексы низкотемпературных фаций.

В архейских гнейсовых толщах, образующих кристаллический фундамент древних платформ и постархейских складчатых областей, парагенетическими аналогами полифациальных метаморфических комплексов являются разновозрастные ультраметаморфические комплексы также с зональным расположением в пространстве продуктов ультраметаморфизма (гранитизации, мигматизации и селективного плавления).

6. Процессы ультраметаморфизма, с которыми связано палингенное гранитообразование, так же как и процессы регионального метаморфизма, разделяются на два генетических типа: метаморфогенно-анатектический и палингенно-метасоматический. Первый протекает в закрытой системе исключительно за счет селективного (частичного) плавления гнейсовых толщ без привноса вещества извне. С этим типом связано образование послойных плагиомигма-

титов, и в нем не возникают большие массы расплава. Второй протекает в открытой системе при участии калиевых растворов глубинного происхождения. Процессам плавления, завершающимся образованием палингенных плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов, предшествует региональная метасоматическая гранитизация гнейсовых толщ.

Метаморфогенно-анатектический тип ультраметаморфизма характерен исключительно для архейского этапа развития Земли и может рассматриваться как наиболее высокотемпературная форма регионального метаморфизма догеосинклинальной и протогоосинклинальной стадий развития архейских складчатых областей (региональный геосинклинальный метаморфизм первого типа [46, 49]).

Палингенно-метасоматический тип ультраметаморфизма представляет собой глубинную форму проявления регионального плутонического (зонального) метаморфизма инверсионной стадии развития разновозрастных складчатых систем (региональный инверсионный метаморфизм второго типа [46, 49]).

7. В постархейских складчатых областях глубокометаморфизованные породы, образующиеся в результате регионального метаморфизма стратифицированных пород верхнего структурного этажа, принадлежат исключительно полифациальным (зональным) метаморфическим комплексам. Гнейсовые стратифицированные толщи фундамента, первичные минеральные парагенезисы которых имеют монофациальный характер и принадлежат амфиболитовой или гранулитовой фациям, имеют архейский возраст.

8. К выступам докембрийского фундамента фанерозойских складчатых систем, который разделяется на протерозойское складчатое основание и архейский кристаллический фундамент, приурочены полиметаморфические комплексы. Они возникают в результате наложения процессов зонального регионального плутонического метаморфизма инверсионной стадии палеозойского и мезозойского тектонических циклов на зеленосланцевые или филлитовые стратифицированные монофациальные метаморфические комплексы протерозойского складчатого основания, или же при наложении процессов палингенно-метасоматического ультраметаморфизма (гранитизации, мигматизации и селективного плавления) палеозойского и мезозойского этапов гранитообразования инверсионной стадии на гранулитогнейсовые стратифицированные монофациальные метаморфические комплексы архейского кристаллического фундамента.

На примерах геолого-петрологической и минералогическо-фациальной характеристики полиметаморфических комплексов позднепротерозойского складчатого основания каледоно-варисской складчатой системы Южного Тянь-Шаня и архейского кристаллического фундамента и позднепротерозойского складчатого основания варисско-киммерийской складчатой системы Южного Памира доказывается правомерность общих закономерностей проявления регионального метаморфизма и ультраметаморфизма на щитах и в складчатых областях, выявленных на основании анализа

карты регионального метаморфизма территории СССР. Особенное внимание уделено обоснованию возраста и геотектонического положения докембрийских толщ, а также анализу их первичного метаморфизма, поскольку они являются субстратом всех полиметаморфических комплексов.

При датировании докембрийских пород в изученных палеозойских и мезозойских складчатых областях вследствие отсутствия прямых геологических доказательств докембрийского их возраста широко использованы различные изотопно-геохронологические методы. При этом тщательно изучены возможности каждого из методов для решения конкретных геологических задач в применении к сложным полиметаморфическим комплексам на основе проведения специальных совместных геолого-радиологических тематических исследований Б. Я. Хоревой с радиологами ВСЕГЕИ: Г. А. Муриной, А. Д. Искандеровой, С. Л. Миркиной и Л. К. Левским. Пробы, подлежащие изотопному анализу, детально изучены с учетом последовательности метаморфогенного и ультраметаморфогенного минералообразования, соотношения во времени процессов регионального метаморфизма, ультраметаморфизма, контактового метаморфизма и тектогенеза.

Из-за ограниченного объема монографии в соответствии с ее названием охарактеризованы лишь метаморфические комплексы докембрийского фундамента (как первичные, так и вторичные), возникающие в результате наложения зонального регионального метаморфизма или ультраметаморфизма на первично-метаморфизованные докембрийские толщи. Полиметаморфические комплексы позднепротерозойского складчатого основания наиболее детально охарактеризованы на примере каледоно-варисской складчатой системы Южного Тянь-Шаня, поэтому при характеристике полиметаморфических комплексов Юго-Западного Памира основное внимание уделено комплексам, локализующимся в архейском кристаллическом фундаменте.

Метаморфические комплексы, образующиеся по палеозойским или мезозойским толщам верхнего структурного этажа, синхронные ультраметаморфическим или плутоно-метаморфическим комплексам докембрийского фундамента, лишь упоминаются; также не охарактеризованы интрузивные комплексы, положение которых в истории развития соответствующих складчатых зон дано в таблицах. В такой же степени указано лишь место в общей последовательности процессов регионального магнезиального метасоматоза и биметасоматоза, развивающихся в метаморфических и ультраметаморфических породах позднеархейского возраста, с которыми на Юго-Западном Памире связано образование месторождений флогопита, лазурита, талька и благородной шпинели. Их характеристика дана в специальной статье [41].

В главе, посвященной сравнительному анализу развития процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма докембрийского фундамента палеозойских многоантиклинальных поднятий изученных складчатых систем, использованы результаты

изучения Прииртышского миегеоантиклинального поднятия в восточных структурах Зайсанской складчатой системы, описанию которого посвящена монография Б. Я. Хоревой [43].

В заключительной главе на основании всего имеющегося материала рассмотрены геолого-генетические аспекты проблемы регионального метаморфизма и предложена первая генетическая классификация фаций метаморфизма, основные положения которой изложены в статье Б. Я. Хоревой [54].

Монография написана, скомпонована и отредактирована Б. Я. Хоревой на основе докторской диссертации. Б. А. Блюман участвовал в сборе материала по Западному Узбекистану и составлении карт метаморфизма этого региона, а также в первоначальной обработке материалов для некоторых разделов 1-й главы.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ НАЗВАНИЙ МИНЕРАЛОВ

<i>Акт</i> — актинолит	<i>Лав</i> — лавсонит
<i>Ал</i> — альбит	<i>Лом</i> — ломантит
<i>Алм</i> — альмандин	<i>Ми</i> — микроклин
<i>Амф</i> — амфибол	<i>Мо</i> — монтичеллит
<i>Ан</i> — андрадит	<i>Му</i> — мусковит
<i>Анд</i> — андалузит	<i>Омф</i> — омфациит
<i>Анр</i> — анортит	<i>Ор</i> — ортоклаз
<i>Би</i> — биотит	<i>Па</i> — парагонит
<i>Вол</i> — волластонит	<i>Пи</i> — пироп
<i>Ге</i> — гейландит	<i>Пир</i> — пирофиллит
<i>Ги</i> — гиперстен	<i>Пир. гра</i> — пиральспитовый
<i>Гл</i> — глаукофан	гранат
<i>Гра</i> — гранат	<i>Пл</i> — плагиоклаз
<i>Гр</i> — гроссуляр	<i>Пум</i> — пумпеллит
<i>Ди</i> — диопсид	<i>Рог. об</i> — роговая обманка
<i>Жад</i> — жадеит	<i>Сил</i> — силлиманит
<i>Ка</i> — кальцит	<i>Сп</i> — спессартин
<i>Кв</i> — кварц	<i>Ст</i> — ставролит
<i>Ки</i> — кианит	<i>Фо</i> — форстерит
<i>Кор</i> — кордиерит	<i>Хл</i> — хлорит
<i>Кпш</i> — калиевый полевой шпат	<i>Цо</i> — цоизит

ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ ВАРИСЦИД ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Метаморфические толщи Западного Узбекистана обнажаются в горных массивах Центральных Кызылкумов (Ауминзатау, Бельтау, Аристантау, Джетымтау и Южного Тамдытау — урочища Тасказган и Бесапан) и в Северо-Нуратинском хребте. Впервые эти толщи расчленил Ю. А. Лихачев [25]. Наиболее древние из них — метаморфизованные углеродистые вулканогенно-карбонатно-терригенно-кремнистые породы — выделены (снизу вверх) в ауминзинскую и тасказганскую свиты и отнесены к нижнему палеозою. Более молодые песчано-сланцевые толщи выделены под названием «бесапанской свиты» и датированы ранним силуром. По представлениям Ю. А. Лихачева, перечисленные свиты образуют одну седиментационную серию и один формационный ряд и согласно сменяют друг друга в разрезе.

Отложения бесапанской свиты Ю. А. Лихачевым, В. С. Владимирским и другими [25] рассматривались как западный аналог нижнесилурийских флишеидных формаций Южного Тянь-Шаня. К. К. Пятков, И. А. Пяновская, А. К. Бухарин и Ю. К. Быковский [35] ауминзинскую свиту условно на основании залегания в самых низах палеозойского разреза отнесли к кембрию, а тасказганскую свиту — к ордовику. Бесапанская свита этими исследователями отнесена также к нижнему силуру (лландовери). Бесапанская свита, по данным всех исследователей, с угловым несогласием и базальными гравелитами в основании перекрывается карбонатными толщами нижнего девона. В 1965—1970 гг. некоторые исследователи (А. К. Бухарин, Ю. К. Быковский, К. К. Пятков, Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев и другие) высказали мнение о позднепротерозойском возрасте ауминзинской и тасказганской свит и вендском возрасте бесапанской свиты.

Область развития рассматриваемых метаморфических толщ всеми исследователями относится к складчатой системе Южного Тянь-Шаня и выделяется ими в качестве Ауминза-Бельтауской подзоны Зеравшано-Туркестанской зоны [35] или Ауминза-Нура-

тинской зоны (по А. Е. Довжикову). Границы этой структуры, особенно на юге, различными исследователями трактуются по-разному. Наиболее дискуссионен вопрос о включении в эту зону фаунистически охарактеризованных нижнепалеозойских известняково-сланцевых отложений, содержащих граптолиты нижнего ордовика (тремадока) [1].

Рассматриваемые метаморфические толщи Западного Узбекистана нами изучены в Мурунтауском районе (урочища Тасказган и Бесапан), горах Джетымтау, Ауминзатау и Северо-Нуратинском хребте. В результате этих исследований получены следующие данные.

1. В Северо-Нуратинском хребте установлены нормальные стратиграфически согласные соотношения песчано-сланцевых отложений бесапанской свиты с фаунистически охарактеризованными известняково-сланцевыми отложениями кембро-ордовика.

2. Выявлено стратиграфическое несогласие между песчано-сланцевыми отложениями бесапанской свиты и яшмокарцитовыми толщами тасказганской свиты.

3. Установлены тектонические взаимоотношения фаунистически охарактеризованных нижнепалеозойских отложений и отложений бесапанской свиты с силурийскими толщами южного склона Северо-Нуратинского хребта.

4. Впервые для этого региона выявлены области развития горизонтальной метаморфической зональности или термальные метаморфические «антиклинали», сложенные полифациальными полиметаморфическими комплексами.

На основании этих данных уточнены границы области распространения метаморфических толщ, в которую включены фаунистически охарактеризованные отложения нижнего палеозоя («живачисайская» и колтадаванская свиты). Область развития этих толщ выделяется нами под названием «Ауминза-Нуратинского поднятия», схема расположения которого в структурах Западного Узбекистана приведена на рис. 1. Северная граница этого поднятия совпадает с глубинным разломом, выделенным А. К. Бухариным, К. К. Пятковым и другими под названием «Мурунтау—Северо-Нуратинского». К последнему приурочен гипербазитовый пояс, и он ограничивает с юга территорию распространения вулканогенных формаций палеозоя. Южная граница Ауминза-Нуратинского поднятия проведена по тектоническому контакту с флишоидными силурийскими формациями Зеравшано-Туркестанской зоны.

В северо-западном и юго-восточном направлениях намечается тектоническое выклинивание Ауминза-Нуратинского поднятия, что отчетливо фиксируется в структурах аномального магнитного поля [2]. Особый интерес представляет участок юго-восточного тектонического выклинивания этой структуры, который намечается в водораздельной части Северо-Нуратинского хребта в районе Койташского гранитного массива. От Койташского массива на северо-запад до перевала Хаят нижнепалеозойские отложения, характерные для Ауминза-Нуратинского поднятия, слагают серию

мраморизованными карбонатными породами, кварцито-сланцами, метапелитами и метапсаммитами.

Ауминзинская и тасказганская свиты образуют единую седиментационную серию, принадлежащую к одной метаморфизованной углеродистой диабазо-терригенно-кремнистой формации. До сих пор многие исследователи проводят границу между тасказганской и бесапанской свитами по последнему горизонту углеродистых яшмокварцитов (кремнистых пород), типичных для всего разреза тасказганской и ауминзинской свит. На этом основании песчано-сланцевые отложения, не содержащие прослоев углеродистых кремнистых пород, но неразрывно связанные с терригенно-кремнистыми отложениями тасказганской свиты, включают в бесапанскую свиту и объединяют с типичными для бесапанской свиты гравелито-песчано-сланцевыми отложениями. Горизонты гравелитов и гравийных песчаников, встречающихся в бесапанской свите, с этих позиций рассматривают как внутрiformационные, а границу между тасказганской и бесапанской свитами трактуют как стратиграфически нормальную.

В результате съемки этих толщ нами установлено, что гравелиты и гравийные песчаники, содержащие многочисленные обломки пород, типичных для тасказганской свиты (сланцеватые алевролиты, углеродистые кремнистые породы и др.), образуют базальную пачку, которая лежит в основании бесапанской свиты. По подошве этой пачки и проводится нами граница между тасказганской и бесапанской свитами. Эта граница выделена и прослежена по простиранию в Мурунтауском районе и в Северо-Нуратинском хребте (см. приложения I и II). В этих районах отчетливо устанавливаются размыв на границе тасказганской и бесапанской свит, резкая смена условий и характера седиментации, а в Северо-Нуратинском хребте — налегание базальной пачки на различные части разреза тасказганской свиты с изменением мощности и состава базального горизонта.

Геологические данные для суждения о возрасте бесапанской свиты получены нами в результате изучения взаимоотношения пород этой свиты с фаунистически охарактеризованными известняково-сланцевыми отложениями, обнажающимися в Северо-Нуратинском хребте на перевале Хаят, горе Хаят-Баши, на водоразделе хр. Сев. Нуратау в истоках рек Маджерум, Ухум, Болосай и юго-западнее на южном склоне хр. Сев. Нуратау.

Известняково-сланцевые отложения, выделяемые Е. В. Чукаровым и О. А. Старцевым под названием «живачисайской свиты», прослежены ими в виде узкой полосы протяженностью около 100 км от Кокбулака на юго-востоке до перевала Саурбель и далее на юго-запад до перевала Хаят. Эти отложения с юга по тектоническому контакту соприкасаются с терригенными фаунистически охарактеризованными отложениями среднего лландовери.

В верхней части разреза известняково-сланцевых отложений живачисайской свиты в сланцах, слагающих верховья сая Нарван, З. М. Абдуазимовой, Д. Я. Ахбер, О. А. Старцевым, Е. В. Чукаро-

вым [1] обнаружены многочисленные граптолиты, которые по заключению перечисленных исследователей, характерны для отложенной трамдака или самых низов аренига.

Нами в основании разреза известняково-сланцевых отложений «живачисайской»* свиты в кремнистых прослоях и желваках среди известняков обнаружены органические остатки в следующих пунктах.

1. На водоразделе хр. Нуратау, в истоках руч. Осрафсай, Б. А. Блюманом отобраны образцы, в которых обнаружены остатки радиолярий. На основании определения Р. А. Липман в шлифе 2325^г встречаются формы *Sphaeroidea*, *Cenosphaera* (?), *Carposphaera*, а в шлифе 2322^в — *Sphaeroidea*, *Carposphaera* (?) и *Thecosphaera* (?). По заключению Р. А. Липман, вероятен ордовикский возраст вмещающих пород (не моложе ордовика). В этом же участке, по заключению К. Н. Конюшкова, встречаются образования, напоминающие глеокапсовые водоросли.

2. На правом склоне р. Маджерум, в 1 км севернее водораздела хр. Сев. Нуратау (сборы Б. Я. Хоревой), по заключению Б. М. Садрисламова, также встречаются проблематичные образования, напоминающие радиолярии досилурийского возраста.

3. В верховьях руч. Джалатар, на правом склоне, в кремнистых прослоях и окремненных известняках (сборы Б. А. Блюмана) обнаружены проблематичные остатки, которые, по мнению К. Н. Конюшкова, принадлежат радиоляриям и водорослям. По Е. М. Андреевой, в этих же пробах присутствуют споры раннепалеозойского возраста. В аналогичных отложениях на южном склоне хр. Сев. Нуратау геологами Узбекского управления обнаружены трилобиты и водоросли среднего и верхнего кембрия (устное сообщение).

Приведенные палеонтологические данные могут служить основанием для принятого Е. В. Чукаровым и нами кембро-ордовикского возраста известняково-сланцевых отложений «живачисайской» свиты (Ст₃—О₁), обнажающейся на водоразделе хр. Сев. Нуратау в районе перевала Хаят.

Взаимоотношение бесапанской свиты с известняково-сланцевой («живачисайской») свитой наблюдались нами на водоразделе рек Маджерум—Хаятсай. Здесь биотитизированные осадочные породы бесапанской свиты отделены от сходных по составу песчано-сланцевых отложений зоной милонитизированных пород (Хаят-Маджерумская тектоническая зона) шириной около 400—500 м. Южнее тектонической зоны обнажаются подобные бесапанской свите песчано-сланцевые отложения, но не подвергшиеся региональному метаморфизму. Последние перекрываются песчано-гравелитовой

* Поскольку к живачисайской свите, выделенной впервые П. Н. Подкопаевым, относят разновозрастные отложения, мы в дальнейшем в применении к известняково-сланцевым отложениям, обнажающимся на перевале Хаят и слагающим гору Хаят-Баши, будем употреблять наименование «живачисайская» свита (условно).

пачкой, на которой согласно залегают известняково-сланцевые отложения «живачисайской» свиты с фауной нижнего палеозоя.

Песчано-сланцевые отложения, развитые к югу от Хаят-Маджерумской тектонической зоны, именовались «колтадаванской» свитой. Они совместно с «живачисайской» свитой смяты в серию изоклинальных складок. Нормальные стратиграфические соотношения бесспорной бесапанской свиты с известняково-сланцевыми отложениями «живачисайской» свиты наблюдались Е. В. Чукаровым и нами на водоразделе хр. Сев. Нуратау, на междуречье Кагтаич—Сопсай, и нами на южном склоне Северо-Нуратинского хребта. Хаят-Маджерумская тектоническая зона прослежена на юго-запад в бассейне р. Джалатар (на запад-северо-запад от горы Меришкор), где она разделяет блоки, сложенные одинаковыми песчано-сланцевыми и известняково-сланцевыми отложениями с ненарушенными стратиграфическими контактами внутри блока. Все эти отложения, так же как и развитые здесь же породы бесапанской свиты, в одинаковой степени регионально метаморфизованы и слагают зону биотита — мусковита.

Во всех изученных районах в верхней части разреза бесапанской свиты появляется песчано-гравелитовая пачка, типичная для «колтадаванской» свиты района перевала Хаят, и везде она согласно перекрывается известняково-сланцевыми отложениями с теми же проблематичными органическими остатками и радиоляриями, которые характерны для «живачисайской» свиты перевала Хаят. На этом основании мы считаем, что песчано-сланцевые отложения, стратиграфически тесно связанные и подстилающие согласно известняково-сланцевые отложения «живачисайской» свиты в районе перевала Хаят, являются возрастными и литологическими аналогами верхней части разреза бесапанской свиты,

Таким образом, бесапанская свита согласно подстилает отложения, датируемые $Sp_3(?)—O_1$, и имеет кембрийский возраст. Условно, вслед за Е. В. Чукаровым и О. А. Старцевым, мы принимаем средне-позднекембрийский возраст бесапанской свиты ($Sp_{2-3}?$).

Исходя из выявленного нами стратиграфического и структурного несогласия между бесапанской и нижележащей тасказганской свитами, возраст последней принимается позднепротерозойским. Только с этих позиций докембрийский возраст тасказганской свиты получает геологическое обоснование.

Граница между тасказганской и нижележащей ауминзинской свитами проводится нами по первому (сверху вниз) появлению метавулканогенных пород, превращенных в хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы, характерные для ауминзинской свиты. Граница эта нормальная, стратиграфически согласная.

В отложениях верхнего протерозоя (ауминзинская и тасказганская свиты) и нижнего палеозоя (бесапанская и «живачисайская» свиты) Ауминза-Нуратинского поднятия выделены два типа регионального метаморфизма.

1. С региональным динамогеотермическим геосинклинальным метаморфизмом связана равномерная первичная перекристаллизация стратифицированных пород верхнего протерозоя с образованием ауминза-тасказганского монофациального филлитового комплекса — фация хлорит-соссюрит-серицитовых (фенгитовых) микросланцев (см. табл. 37). В отложениях нижнего палеозоя уровень первичной перекристаллизации соответствует фации хлорит-гидростлюидистых аспидных сланцев.

2. С наложенным региональным зональным плутоническим метаморфизмом инверсионной стадии связано образование метаморфогенных структур (термальных метаморфических «антиклиналей»), характеризующихся горизонтальной метаморфической зональностью. В этих структурах участвуют породы верхнего протерозоя и нижнего палеозоя, испытавшие различный уровень первичной перекристаллизации.

Для определения возраста первичной перекристаллизации пород тасказганской свиты свинцово-изохронным методом А. Л. Суздальским и О. И. Кимом были отобраны 4 образца доломитов из Мурунтауского района, в северной периферии термальной «антиклинали» (зона хлорита-мусковита). Определения произведены в лаборатории ВСЕГЕИ А. Д. Искандеровой [53], полученные значения возраста — 870 ± 20 млн. лет.

Аргоновым методом по валовым пробам пород ауминзинской, тасказганской, бесапанской и «живачисайской» свит получен большой разброс значений возраста (табл. 1). Всего проанализировано 27 образцов, отобранных из различных зон прогрессивного регионального плутонического метаморфизма, а также из месторождения Мурунтау (наложенный гидротермальный метасоматоз). Как видно из табл. 1, значения возраста, полученные аргоновым методом, находятся в зависимости от степени наложенного зонального регионального метаморфизма.

Наибольшие омоложение и искажение возраста наблюдаются для пород ауминзинской и тасказганской свит, подвергшихся значительному прогрессивному метаморфизму в зоне биотита и роговой обманки (высокотемпературная субфация фации зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовая фация), а также более поздним гидротермально-метасоматическим изменением. Полученные значения возраста для этих пород (148—280 млн. лет) не фиксируют время какого-либо определенного процесса, а отражают суммарное действие прогрессивного метаморфизма, гидротермального метасоматоза, а также более позднюю потерю радиогенного аргона.

Четкая зависимость значений возраста, полученных аргоновым методом, от прогрессивного регионального плутонического метаморфизма наблюдается для осадочных пород бесапанской свиты нижнего палеозоя. Для пород этой свиты из зоны хлорита и биотита получены значения возраста 328—475 млн. лет, а для неизмененных пород — 487—535 млн. лет (см. табл. 1). Наиболее древние значения (470—475 млн. лет), полученные для менее метаморфизованных пород бесапанской свиты, по-видимому, близки

к времени прогрессивного регионального плутонического метаморфизма этих пород. Кембро-ордовикские отложения «живачисайской» свиты подвергаются метаморфизму, а метаморфические породы несогласно перекрываются неметаморфизованными породами базального горизонта карбонатной толщи нижнего девона. Следовательно, возраст регионального плутонического метаморфизма послераннеордовикский, но до раннедевонский.

Полученные значения возраста для пород нижнего палеозоя бесапанской и «колтадаванской» свит, не подвергшихся региональному прогрессивному плутоническому метаморфизму, находятся в интервале 487—535 млн. лет, что соответствует верхам кембрия — низам ордовика, т. е. подтверждает принятый нами возраст для этих свит.

Итак, приведенные геологические и радиологические данные подтверждают разновозрастность бесапанской и «колтадаванской» свит, а также принятый нами раннепалеозойский (St_{2-3} и St_3-O_1) возраст пород бесапанской и «живачисайской» (известняково-сланцевой толщи перевала Хаят) свит и позднепротерозойский возраст тасказганской и ауминзинской свит.

Таким образом, в Ауминза-Нуратинском поднятии обнажаются два структурных этажа: верхнепротерозойское складчатое основа-

ТАБЛИЦА 1

Разброс значений возраста (млн. лет) по данным калий-аргонового метода для валовых проб пород Ауминза-Нуратинского поднятия

Свита	Геологический возраст	За пределами термальной структуры		В пределах термальной структуры			В зоне биотита с наложенным гидротермальным метасоматозом						
		Не измененные породы	Динамометаморфизованные породы	Зона хлорита	Зона биотита	Зона роговой обманки	Порода	Биотит	Микро-клин				
										—	—	—	—
Ауминзинская Тасказганская Бесапанская «Колтадаванская» (верхи бесапанской) «Живачисайская»	Pt_3	—	—	—	148—260	158	—	—	—	—	—	—	—
	Pt_3	—	—	—	347—418	—	—	—	—	—	—	—	—
	St_{2-3}	535	—	328—475	340—371	—	225—303	—	—	—	—	—	—
	St_{2-3}	487	243—388	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	St_3-O_1	—	318	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

ние и палеозойский структурный этаж, образованный ниже- и средне-верхнепалеозойским ярусами.

Главные особенности Ауминза-Нуратинского поднятия, по нашему мнению, следующие.

1. В его пределах отсутствуют характерные для варисцид Южного Тянь-Шаня силурийские флишоидные отложения и карбонатные толщи нижнего девона ложатся несогласно непосредственно на гравелито-песчано-сланцевые отложения бесапанской свиты кембрия.

2. Бесапанская свита имеет кембрийский возраст и с азимутальным и стратиграфическим несогласием ложится на отложения верхнего протерозоя (тасказганская свита), а следовательно, начинается каледоно-варисский тектонический цикл.

3. В этой структуре вообще отсутствуют флишоидные формации палеозоя. Для отложений бесапанской свиты не характерна ритмичность в осадконакоплении, типичная для флиша или флишоидных формаций. Впечатление о наличии ритмичности в отложениях бесапанской свиты создавалось из-за включения в бесапанскую свиту ритмично-слоистой песчано-сланцевой толщи, слагающей верхнюю подсвиту тасказганской свиты верхнего протерозоя.

4. Только к этой зоне приурочены процессы регионального прогрессивного плутонического метаморфизма, локализованного в специфических структурах — термальных «антиклиналях», наложенных на брахиантиклинали байкальского складчатого основания.

5. Широкое развитие имеют параавтохтонные палингенные адаметлит-гранитные плутонические ассоциации, пространственно связанные с термальными «антиклиналями».

6. Обнажается на поверхность байкальское складчатое основание каледоно-варисских структур Южного Тянь-Шаня.

7. Анализ истории геологического развития Ауминза-Нуратинского поднятия свидетельствует о том, что это структура ранней консолидации, в пределах которой кульминация тектонических процессов в палеозойском структурном этаже и плутоно-метаморфическая и тектоническая активизация байкальского складчатого основания падает на силур. В это время, как известно, в эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных прогибах, ограничивающих Ауминза-Нуратинское поднятие с севера и с юга (см. рис. 1), продолжались процессы осадконакопления.

Если проследить смену тектонических зон (см. рис. 1) с юга на север от Байсунской зоны Южно-Таджикского платформенного массива (кратона), то намечается закономерность, аналогичная той, которую отмечает Ж. С. Обуэн [33]. Непосредственно к платформенному массиву (через краевую его часть — Гиссарскую зону) примыкает миогеосинклинальный прогиб (Зеравшано-Алайская зона, по А. Е. Довжикову, или Кульджуктауская, по К. К. Пяткову). Миогеосинклинальный режим развития имеет и Зеравшано-Туркестанская зона. Севернее располагается миогеоантиклинальное поднятие (Ауминза-Нуратинское — Ауминза-

Бельтауская зона, по К. К. Пяткову, или Ауминза-Нуратинская зона, по А. Е. Довжикову). Затем располагается эвгеосинклинальный прогиб — Тамдытауская и Северо-Букантауская зоны, разделенные эвгеоантиклинальным поднятием — Южно-Букантауская зона.

Таким образом, Ауминза-Нуратинское поднятие представляет собой миогеоантиклинальное поднятие, приуроченное к границе эв- и миогеосинклинальной систем зон западной части варисцид Южного Тянь-Шаня. Миогеоантиклинальный режим развития Ауминза-Нуратинского поднятия выражен в полном отсутствии каких-либо проявлений вулканизма, терригенном и даже, возможно, прибрежном характере осадков палеозоя, незавершенности развития палеозойских структурно-формационных комплексов.

Полученные нами данные подтверждают вывод К. К. Пяткова и других [35] о наличии в западной части Южного Тянь-Шаня единого каледоно-варисского тектонического цикла, нижний структурный ярус которого в Ауминза-Нуратинском поднятии начинает формироваться не с нижнего кембрия (как в Тамдытауском эвгеосинклинальном прогибе), а с верхов кембрия и заканчивается не в конце силура, а после нижнего ордовика. Средний структурный ярус сложен исключительно карбонатными (доломитовыми) толщами девона и карбона, включая раннебашкирский ярус. Верхний (верхнепалеозойский) структурный ярус в Ауминза-Нуратинском поднятии отсутствует.

Прогрессивный региональный плутонический метаморфизм и формирование термальных «антиклиналей» приурочены к инверсионной стадии формирования нижнего структурного яруса каледоно-варисского тектонического цикла, после нижнего ордовика, но до нижнего девона. На силурийский период в Ауминза-Нуратинском поднятии падают наиболее интенсивные восходящие тектонические движения, складчатость отложений нижнего палеозоя (бесаланская и «живачисайская» свиты), региональный плутонический метаморфизм пород верхнего протерозоя и нижнего палеозоя и формирование термальных метаморфических «антиклиналей». В строении последних принимают участие как породы байкальского складчатого основания, так и нижнепалеозойского структурного яруса каледоно-варисской складчатой системы Южного Тянь-Шаня.

АУМИНЗА-ТАСКАЗГАНСКИЙ СТРАТИФИЦИРОВАННЫЙ МОНОФАЦИАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Стратиграфия

Ауминзинская свита. Отложения свиты наиболее полно представлены в горах Ауминзатау. Кровля свиты проводится по первому появлению вниз по разрезу зеленокаменных, метавулканогенных и туфогенно-осадочных пород, превращенных в «зеленые сланцы». Максимальная неполная мощность свиты 600 м (рис. 2). Гра-

Протерозой					Кембрий	Девон	Сис- тема
Верхний					Средний-верхний?	Нижний	Отдел
Ауминцинская Pt_{3am}	Таскаэрианская Pt_{1ts_1} Pt_{1ts_2} Pt_{1ts_3} Pt_{1ts_4}				Берсанская St_{2-3}^{bs}		Свита
500-600	450-500	350-600	400-500	500-700	800		Мощ- ность, м
1	2	3	4	5	6		
500-600	450-500	600-700	900	800	450-600		Мощ- ность, м
7	8	9	10	11	12		

1

11

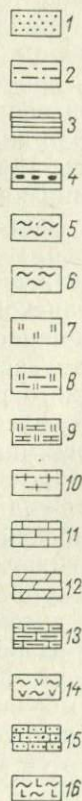
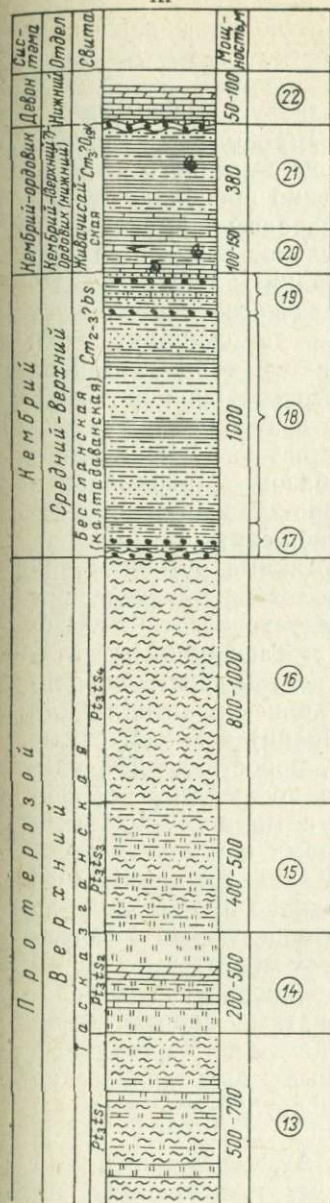


Рис. 2 Стратиграфические колонки отложенный верхнего протерозоя и палеозоя Ауминза-Нуратинского миеоантиклинального поднятия (характеристика пород приведена со снятием прогрессивного, зонального регионального метаморфизма).

Составили Б. Я. Хорева и Б. А. Блюман по материалам П. Н. Подкопаева, О. И. Кима, А. Л. Суздальского, Е. В. Чукарова, О. А. Старцева, Б. Б. Голубева, Т. Я. Бронштейн, Б. Я. Хоревой, Б. А. Блюмана, О. Л. Клементьева.

1 — песчаники; 2 — алевриты; 3 — глинистые сланцы; 4 — гравелиты; 5 — blastoalevritовые микросланцы (филлиты); 6 — blastoalevritовые микросланцы (филлиты); 7 — углеродистые яшмовкварциты; 8 — сланцеватые кварциты и кварцито-сланцы; 9 — известковые кварциты; 10 — кремнистые породы; 11 — известники; 12 — доломиты; 13 — известковые алевриты; 14 — «зеленокаменные» сланцы по туфам и туффитам; 15 — песчаные известники и известковые песчаники; 16 — зеленокаменные диабазы и габбро-диабазы.

I — горы Ауминзатау. Цифры в кружках — характеристика пород: 1 — зеленокаменные сланцы по туфам и туффитам среднего и основного состава, силы метадиабазов и метагаббро-диабазов, углеродистые яшмовкварциты, доломиты, известники, кварцито-сланцы; 2 — blastoalevritовые, blastoalevritовые микросланцы (филлиты), сланцеватые кварциты, кварцито-сланцы, известковые кварциты, углеродистые яшмовкварциты; 3 — углеродистые яшмовкварциты, доломиты, известники, сланцеватые кварциты; 4 — углеродистые кварцито-сланцы, сланцеватые кварциты, blastoalevritовые микросланцы (филлиты); 5 — blastoalevritовые, blastoalevritовые, blastoalevritовые микросланцы (филлиты), тонкослоистые; 6 — песчаники, алевриты, глинистые сланцы; базальный горизонт гравелитов, гравийных песчаников (полимиктовых). II — Мурунтауский район: 7 — зеленокаменные сланцы по туфам и туффитам среднего и основного состава, углеродистые яшмовкварциты, blastoalevritовые микросланцы, известники, доломиты; 8 — кремнистые пелитовые и псаммитовые микросланцы, сланцеватые углеродистые яшмовкварциты, кварцито-сланцы; 9 — углеродистые яшмовкварциты, доломиты, кремнистые пелитовые и псаммитовые микросланцы; 10 — blastoalevritовые, blastoalevritовые, blastoalevritовые микросланцы (филлиты), тонкослоистые; 11 — песчаники, алевриты, глинистые сланцы, гравийные песчаники, гравелиты; 12 — известники, доломиты с фауной, базальный горизонт конгломератов, гравелитов, песчаников, с обильной галькой жильного кварца.

III — хр. Сев. Нуратау: 13 — blastoalevritовые, blastoalevritовые, blastoalevritовые микросланцы (филлиты), известково-кремнистые микросланцы, углеродистые яшмовкварциты; 14 — углеродистые яшмовкварциты, доломиты, известники, кремнистые пелитовые микросланцы; 15 — кремнистые, пелитовые, псаммитовые микросланцы (филлиты), сланцеватые углеродистые яшмовкварциты; 16 — blastoalevritовые, blastoalevritовые, blastoalevritовые микросланцы (филлиты), тонкослоистые; 17 — базальный горизонт гравелитов, гравийных песчаников, алевритов; 18 — песчаники, алевриты, глинистые сланцы; 19 — песчаники, гравелиты, гравийные песчаники (полимиктовые), алевриты, глинистые сланцы; 20 — известники, известковые алевриты, глинистые сланцы, кремнистые породы с радиоляриями и проблематичными органическими остатками; 21 — алевриты, глинистые сланцы, плитчатые алевритовые известники, известники. В сланцах граптолиты: *Bryograptus* aff. *Kjerfältii* Larw, Br. sp., *Clonograptus* sp.; 22 — доломитизированные известники, доломиты с табулятами, с гравелитами в основании.

Примечание. Под «живачиской» свитой (См²? О¹г²) в данном случае понимаются известняково-сланцевые отложения, типичные разрезы которых обнажаются в верховьях Хаятсая на перевале Хаят-Баши и водоразделе хр. Нуратау.

ница свиты опущена вниз на 500 м, соответствующих нижней под-свите тасказганской свиты по сравнению со схемой Ю. А. Лихачева [25].

В разрезе свиты горного массива Ауминзатау намечаются две толщи, различающиеся между собой главным образом количеством и составом вулканитов. В нижней толще вулканогенные породы диабазо-спилитового состава существенно преобладают над туфогенными, осадочными и кремнистыми породами. К низам обнаженной части разреза приурочено значительное количество силлов габбро-диабазов. В верхней толще вулканиты сменяются туфами и туффитами, появляется большое количество карбонатных пород, переслаивающихся с углеродистыми яшмокварцитами и кварцито-сланцами. Нижняя толща обнажается в ядре главной ауминзинской антиклинальной структуры первого порядка, верхняя — сложена хлоритизированными, эпидотизированными туфами и туффитами с четко выраженной слоистостью. Они вмещают несколько силлов интрузивных габбро-диабазов. Максимальное количество силлов метаморфизованных габбро-диабазов сконцентрировано в нижней части разреза ауминзинской свиты.

В Мурунтауском районе породы, аналогичные ауминзинской свите по составу и стратиграфическому положению, выделены П. Н. Подкопаевым под названием «джургантауской» свиты. Последняя обнажается в ядрах Тасказганской и Таскаринской антиклиналей. Максимальная неполная мощность этой свиты, по данным П. Н. Подкопаева, 525 м. В ядре Таскаринской антиклинали (в северо-западной части Мурунтауского района) вскрыты самые верхние части разреза ауминзинской свиты, представленные эпидот-хлоритовыми сланцами, образующимися по туфам и туффитам среднего состава, переслаивающимися с мраморизованными доломитами и известняками, кварцито-сланцами и углеродистыми яшмокварцитами. В ядре Тасказганской антиклинали разрез ауминзинской свиты наращивается вниз, однако не выходит за пределы верхней толщи. Здесь развиты преимущественно туфогенно-осадочные породы, превращенные в эпидот-хлоритовые и эпидот-актинолитовые сланцы. Ниже по разрезу появляются в большом количестве метаморфизованные карбонатные породы, переслаивающиеся с углеродистыми яшмокварцитами. Терригенные породы превращены в олигоклаз-биотитовые кристаллические сланцы. В основании разреза появляются метавулканиты и силлы габбро-диабазов.

Отложения ауминзинской свиты в горах Ауминзатау и в Мурунтауском районе подверглись интенсивному наложенному региональному (зональному) плутоническому метаморфизму инверсионной стадии в различных фациях и превращены в эпидотовые амфиболиты, мраморы, графитовые яшмокварциты и альбит-порфиобластические кристаллические сланцы.

В разрезе ауминзинской свиты гор Джетымтау в отличие от гор Ауминзатау в значительно меньшем количестве присутствуют метавулканиты и интрузивные габбро-диабазы. Наряду с широ-

ким развитием полосчато-слоистых «зеленокаменных» сланцев, развивающихся по туфам и туффитам, которые переслаиваются с яшмокварцитами, присутствуют пачки терригенных алевропелитовых пород.

Породы ауминзинской свиты в горах Джетымтау подверглись наиболее слабому наложенному региональному плутоническому (зональному) метаморфизму. Вследствие этого в них наблюдаются лучшая сохранность первичного уровня перекристаллизации пород и реликты структур первичных пород (как эффузивных и интрузивных, так и туфогенно-осадочных), которые выступают на фоне регионально проявленных «зеленокаменных» изменений.

Тасказганская свита. Отложения свиты наиболее полно представлены в Мурунтауском районе Центральных Кызылкумов и в Северо-Нуратинском хребте. Типичные разрезы свиты Мурунтауского района обнажаются в ур. Тасказган. Здесь расчленение этой свиты сопряжено с большими трудностями из-за плохой обнаженности и блокового строения региона. В связи с этим нами детально свита расчленена в Северо-Нуратинском хребте, где прослежены по простиранию на значительной площади четыре подсвиты, установлены их объемы и границы. За основу расчленения на подсвиты принята маркирующая пачка, сложенная наиболее мощными горизонтами (до 50 м каждый) черных углеродистых яшмокварцитов с прослоями доломитов и подчиненных им кремнисто-пелитовых и псаммитовых микросланцев. Эта пачка наиболее обогащена углеродистым (графитовым) материалом.

Яшмокварцитовая пачка выделяется в средней части разреза свиты. Выше и ниже ее располагаются терригенные и кремнистые породы, содержащие маломощные горизонты безуглеродистых и углеродистых яшмокварцитов мощностью 1,5—2 м; доломиты отсутствуют. Эти отложения выделяются нами соответственно в «подъяшмокварцитовую» и «надъяшмокварцитовую» подсвиты. Верхняя песчано-сланцевая подсвита лишена прослоев яшмокварцитов, ее подошва проводится по последнему горизонту яшмокварцитов. Эта подсвита ранее относилась к бесапганской свите.

Таким образом, снизу вверх разрез тасказганской свиты Северо-Нуратинского хребта может быть представлен в следующем виде.

а. Нижняя подсвита кремнисто-сланцевая. Сложена кварцито-сланцами, blastопелитовыми и blastопсаммитовыми микросланцами, известковистыми яшмокварцитами и кварцито-сланцами, известково-кремнистыми породами с прослоями светлых безуглеродистых и в меньшей степени углеродистых яшмокварцитов. Неполная мощность этой подсвиты в отдельных участках 500—700 м.

б. Опорная подсвита углеродисто-карбонатно-яшмокварцитовая. Сложена мощными (до 50 м) горизонтами черных полосчатых углеродистых яшмокварцитов с линзами и горизонтами углеродистых карбонатных пород (доломитов и известняков), переслаивающихся с маломощными горизонтами (до 10 м) blastопелитовых кремнистых сланцев. Мощность этой подсвиты 200—500 м за счет раздвигания или выклинивания горизонтов яшмокварцитов в связи с пластическими деформациями их.

в. Средняя подсвита яшмокварцито-сланцевая. Сложена кремнистыми blastопелитовыми и blastопсаммитовыми микросланцами (филлитами), кварцито-слан-

цами, сланцеватыми светлыми безуглеродистыми яшмокварцитами и редкими маломощными прослоями черных углеродистых яшмокварцитов. Мощность подсвиты 400—500 м. Отличительной особенностью подсвиты является широкое развитие кремнисто-глинистых и кремнисто-песчаных пород, превращенных в кварцито-сланцы, в которых кварца 40—70%, остальное — слюдисто-хлоритовый агрегат.

г. Верхняя подсвита песчано-сланцевая. Сложена тонко ритмично пересланяющимися между собой метаморфизованными песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, представленными blastospammитовыми, blastoaleвролитовыми и blastopelitовыми серицит-хлоритовыми и хлорит-серицитовыми микросланцами. Мощность отдельных горизонтов различного литологического состава измеряется несколькими миллиметрами. Микрослоистость наблюдается часто в пределах одного шлифа. Мощность верхней подсвиты 800—1000 м.

Общая неполная мощность тасказганской свиты в Северо-Нуратинском хребте 1900—2700 м (см. рис. 2).

В Мурунтауском районе принято трехчленное деление тасказганской свиты. Опорная углеродистая карбонатно-яшмокварцитовая подсвита и «надьяшмокварцитовая» средняя объединены вместе ($Pt_3ts_2 = ts_2 + ts_3$) из-за невозможности в этом районе их расчленить. Обе подсвиты содержат горизонты углеродистых яшмокварцитов. Верхняя граница с песчано-сланцевой подсвитой проводится также по последнему горизонту углеродистых яшмокварцитов, а нижняя — по подошве мощной пачки углеродистых яшмокварцитов с доломитами, подстилающейся метавулканитами основного состава.

Общая мощность тасказганской свиты в Мурунтауском рудном районе 1950—2100 м, в горах Ауминзатау 1700—2300 м. Средняя мощность свиты по трем регионам 1900—2400 м.

Следовательно, средняя неполная мощность отложений верхнего протерозоя в обнаженной части Ауминза-Нуратинского поднятия составляет 2700—3000 м.

В разрезе отложений верхнего протерозоя, исключая фациальные изменения по простираанию, можно наметить следующую смену условий осадконакопления.

1. Вниз по разрезу увеличивается количество вулканогенных и карбонатных осадков при относительном постоянстве кремнистых пород (яшмокварцитов), уменьшается количество терригенного материала и увеличивается углеродистость пород.

2. Вверх по разрезу постепенно уменьшаются количество карбонатных пород и известковистость в целом, а также количество кремнистых пород до полного их исчезновения в верхней песчано-сланцевой подсвите тасказганской свиты.

3. Затухание вулканической деятельности во времени устанавливается по смене метавулканитов низов разреза ауминзинской свиты туфогенными и туфогенно-осадочными породами в верхней части этой свиты и, наконец, чисто осадочными в тасказганской свите.

4. Намечается связь кремнистых пород с вулканизмом, однако образование яшмокварцитов продолжается и после прекращения вулканической деятельности. Они полностью исчезают по мере преобладания терригенного материала и попадают в обломки песчаников верхней песчано-сланцевой подсвиты тасказганской свиты.

5. Процессы седиментации в отложениях верхнего протерозоя заканчиваются образованием флишеподобных осадков, к которым следует отнести верхнюю песчано-сланцевую подсвиту тасказганской свиты.

Первичные складчатые структуры

В *Мурунтауском* рудном районе главной первичной складчатой структурой верхнего протерозоя является Тасказганская симметричная антиклиналь широтного простирания, в ядре которой обнажаются верхние части разреза *ауминзинской свиты*. Антиклиналь погружается на востоке в районе месторождения *Мурунтау* и на западе в *Ясвайском* районе, где обнажаются верхние подсвиты тасказганской свиты. На запад наблюдается воздымание антиклинали, и в горах *Джамантау* и *Сызтау* снова на поверхность выходит нижняя подсвита тасказганской свиты.

Ось Тасказганской антиклинали прослеживается по простиранию на 50 км. Размах крыльев 12 км. Углы падения крыльев в среднем 45—50°. Северо-западное крыло антиклинали осложнено Таскаринской асимметричной антиклинальной складкой второго порядка, в ядре которой снова обнажаются наиболее верхние части разреза *ауминзинской свиты*. Южное крыло Таскаринской антиклинали оборвано сбросом, по которому верхи *ауминзинской свиты* тектонически контактируют со средней частью разреза тасказганской свиты. *Ясвайская* синклиналь, ядро которой сложено отложениями нижнего палеозоя (беспанская свита), является наложенной, унаследованной структурой. Тасказганская антиклиналь в *Мурунтауском* районе осложнена разновозрастными разломами на серию блоков, главным образом на крыльях. Наиболее интенсивно деформировано северное крыло структуры, в пределах которого распространены надвиги с горизонтальными перекрытиями в южном направлении (см. рис. 1, зона *Мурунтау* — Северо-Нуратинского глубинного разлома).

В *Северо-Нуратинском хребте* главной первичной складчатой структурой докембрия является Северо-Нуратинский симметричный антиклинорий, вскрытый почти полностью, с четко выраженными юго-восточной и северо-западной периклиналями. Простирание оси структуры выдержанное (310—320°); она прослеживается по простиранию на 80 км при максимальном размахе крыльев около 25 км. В замковой части структуры породы залегают полого: угол падения 15—25° на юго-восточной и 20—40° на северо-западной периклиналях. Крылья имеют выдержанные падения под углом 50° с колебаниями от 45 до 70°. В отличие от районов Центральных Кызылкумов в хр. Сев. Нуратау первичные структуры докембрия сохранились значительно лучше. Разрывные нарушения различного возраста приурочены главным образом к периферии *Ауминза-Нуратинского* поднятия и поэтому фиксируются преим-

щественно в породах палеозойского структурного этажа. Они концентрируются в зонах шириной около 3 км, примыкающих к глубинным разломам, ограничивающим Ауминза-Нуратинское поднятие. Несколько большее количество разломов установлено в породах докембрия на юго-восточной периклинали антиклинория, в участке резкого тектонического выклинивания поднятия (водораздел хр. Сев. Нуратау, верховья саев Сентяб и Маджерум). В центральных частях антиклинория широко проявились наложенные послойные пластические деформации, приуроченные к контактам пород разной компетентности.

Ядро Северо-Нуратинского антиклинория сложено интенсивно метаморфизованными породами нижней подсвиты тасказганской свиты и на значительной части прорвано гранитными интрузиями (Устукский и Темиркабукский массивы). Северное крыло антиклинория обнажено значительно хуже, чем южное. На западе структуры оно скрыто под чехлом четвертичных отложений, а на востоке несогласно перекрыто нижнепалеозойскими отложениями беспанской свиты, которые в центре структуры (горы Шишмола) перекрывают и ядерную часть. Интенсивно деформированное крутопадающее северное крыло антиклинория (углы падения 60—70°), сложенное глубокометаморфизованными породами нижней подсвиты тасказганской свиты, обнажается в районе совхоза Нурата, где оно в виде полосы шириной 1,5—2 км зажато между гранитами Темиркабукского массива с юго-запада, а с северо-востока отделено серией разломов от вулканогенно-осадочных толщ палеозоя Карачатырского эвгеосинклинального прогиба (см. рис. 1). Южное крыло антиклинория в юго-восточной и центральной частях имеет простое моноклинальное строение с выдержанными углами падения 45—50°. На северо-западе в части, примыкающей к ядру, оно представлено серией крутых изоклинальных складок, нередко опрокинутых на север, зонами послойных пластических деформаций и рассланцевания пород. Размах крыльев складок второго порядка 2 км, а третьего — 50—300 м.

Петрография пород ауминзинской и тасказганской свит

Рассмотрим петрографическую характеристику первичных стратифицированных пород верхнего протерозоя, не затронутых наложенными процессами зонального регионального плутонического метаморфизма. Наиболее типичны следующие разновидности: а) «зеленокаменные» альбит-кварц-хлорит-соссюритовые сланцы (метавулканиты и метатуфогенные породы основного состава); б) углеродистые (графитизированные) полосчатые яшмокварциты; в) углеродистые бластопсаммитовые и бластоалевритовые кварц-хлорит-«серицитовые» сланцы; г) бластопелитовые кварц-хлорит-«серицитовые» сланцы (филлиты); д) мраморизованные

графитизированные известняки и доломиты; е) «серицитовые» кварциты и кварцито-сланцы.

«Зеленокаменные» альбит-кварц-хлорит-соссюритовые сланцы имеют микрокристаллическое полосчатое строение (размер зерен 0,001—0,005 мм) и микронематогранобластовую структуру. Они состоят из чередующихся полос существенно хлоритового и хлорит-соссюрит-кварцевого состава. В полосках существенно хлоритового состава концентрируется рудный минерал (до 3%). В основной ткани сланцев наблюдаются угловатые зерна альбита, подчеркивающие обломочную (туфогенно-осадочную) природу сланцев. Реликты спилитовой структуры представлены ориентированными лейстами альбита, располагающимися в тонкокристаллическом агрегате соссюрита, кварца, хлорита и рудного минерала. Участки диабазовой структуры в рассланцованных и перекристаллизованных эффузивах представлены неориентированными зернами альбитизированного плагиоклаза № 6—16 лейстовидной формы размером 0,1—0,2 мм. В промежутках между плагиоклазом развиты микрзерна хлорита, соссюрита и актинолита. Более крупные (до 0,5—1,0 мм) скопления актинолита образовались, по видимому, по порфиоровым вкрапленникам темноцветного минерала. В основной массе в повышенном количестве встречается лейкоксен, сохраняющий форму зерен ильменита.

Графитизированные углеродистые яшмокварциты. Основная ткань яшмокварцитов сложена микрогранобластовым агрегатом зерен кварца размером 0,001—0,005 мм, в котором равномерно распределен дисперсный углеродистый материал. Полосчато-слоистая текстура яшмокварцитов подчеркивается неравномерным распределением углеродистого материала — концентрацией его в отдельных прослоях, а также наличием или отсутствием в них серицита.

Углеродистые бластосаммитовые и бластоалевритовые кварц-хлорит-«серицитовые» сланцы — это породы с тонкополосчатой сланцеватой текстурой, характеризующиеся чередованием полосок хлорит-«серицитового» и углеродисто-кварцевого состава. Кластогенные структуры выражены в наличии перекристаллизованных обломков кварца, реже альбит-олигоклаза. Размер обломочных зерен 0,05 мм. Основная ткань кварцевого и хлорит-«серицитового» состава с размером зерен 0,001—0,005 мм.

Бластосаммитовые и бластоалевритовые микросланцы верхней подсвиты тасказганской свиты отличаются от песчаников бесапанской свиты нижнего палеозоя существенно углеродистым кремнистым или «серицито»-кремнистым цементом (в песчаниках бесапанской свиты цемент глинистый); мономиктовым составом обломочного материала в отличие от полимиктового и олигомиктового состава песчаников бесапанской свиты; тонким (мощность прослоек 0,5—1 мм) ритмичным переслаиванием с бласто-алевритовыми и бластопелитовыми сланцами; отсутствием грубообломочных разновидностей.

Бластопелитовые кварц-хлорит-«серицитовые» микрокристаллические сланцы (филлиты) * состоят из кварца, альбит-олигоклаза, хлорита, «серицита» с размером зерен 0,001—0,005 мм. В переменном количестве присутствует углеродистый графитизированный материал. Акцессорные: циркон, рутил, апатит, турмалин, лейкоксенизированный титаномагнетит.

«Серицит» в бластопелитовых сланцах, как и во всех породах верхнего протерозоя, представлен тонкочешуйчатым агрегатом фенгитоподобной светлой слюды, с кристаллооптическими константами, отличными от мусковита ($+2V=21\div 25^\circ$; несколько меньший показатель преломления). В зоне хлорит-мусковита при региональном плутоническом метаморфизме за счет фенгитоподобных «серицитов» образуется типичный мусковит.

Мраморизованные графитизированные известняки и доломиты имеют панидиобластную и гетерогранобластную структуру; состоят из зерен кальцита и доломита размером 0,005—0,03 мм и микроагрегатного дисперсного углеродистого вещества. Скопления микрочешуек графита приурочены к участкам перекристаллизованного карбоната.

«Серицитовые» (фенгитовые) кварциты и кварцитосланцы — существенно кварцевые породы. Кварц-«серицитовые» полосы чередуются с полосами, сложенными микрогранобластовым агрегатом кварца. В незначительном количестве присутствует хлорит.

ХАРАКТЕР СОЧЛЕНЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ И НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ И ВТОРИЧНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В НИХ

Признавая перерыв перед отложением бесапанской свиты, большинство исследователей отрицает несогласие на границе тасказганская—бесапанская свиты. В исследованном районе отрицание структурного несогласия между указанными свитами, с нашей точки зрения, обусловлено следующими причинами.

1. Граница между этими свитами была принята не по подошве гравелитов, а в толще согласно залегающих кварцитов—песчаников и сланцев.
2. Пачка гравелитов, лежащая в основании бесапанской свиты, не прослеживалась по простирацию.
3. Совместная вторичная складчатость отложений тасказганской и бесапанской свит, с которой связано образование региональной сланцеватости, секущей поверхность несогласия и слонс-

* Под филлитами мы понимаем тонкозернистые «серицитовые» микрокристаллические сланцы, в которых «Серицит» представлен тонкочешуйчатым фенгитом, отличающимся от мусковита более низкими показателями преломления и углом оптических осей. Они образуются только при процессах регионального динамогеотермического метаморфизма песчано-сланцевых пород (первичная перекристаллизация их) определенного возраста. Все разновидности «серицитовых» микрокристаллических сланцев, имеющих иное происхождение, в которых «серицит» представлен тонкочешуйчатым агрегатом мусковита, во избежание путаницы, филлитами не называем. Тем более нельзя признать правильным применение термина «филлит» к биотитсодержащим разновидностям микрокристаллических сланцев.

тость пород бесапанской свиты, затушевала истинные взаимоотношения между рассматриваемыми отложениями.

4. Наложенный совместный региональный плутонический метаморфизм пород тасказганской и бесапанской свит в процессе формирования термальной метаморфической «антиклинали».

5. Совпадение вторичных структурных элементов (линейности, полосчатости) в метаморфических породах тасказганской свиты со структурой нижнего палеозоя, что является естественным следствием формирования метаморфогенных структур.

В результате прослеживания по простиранию пачки гравелитов на большой территории с учетом их метаморфизма была доказана принадлежность гравелитов к базальным горизонтам. Такое заключение основано главным образом на установлении зависимости состава обломочного материала в гравелитах от состава пород нижележащей тасказганской свиты и их относительного стратиграфического положения внутри этой свиты. Кроме того, расчленение тасказганской свиты показало, что базальный горизонт перекрывает не только различные подсвиты этой свиты, но и разные части первичной складчатой структуры верхнего протерозоя.

Выявление мелких структурных элементов в породах бесапанской свиты с учетом более поздних кливажа и метаморфической полосчатости, секущих слоистость, позволило установить очень пологое, почти горизонтальное, налегание пород базального горизонта бесапанской свиты на породы тасказганской свиты, имеющей углы падения 45—50°.

Все эти факты свидетельствуют не только об азимутальном, но и об угловом несогласии между тасказганской и бесапанской свитами. Крутые углы падения в бесапанской свите имеют, как правило, плоскости кливажа, секущие слоистость. Несогласия такого рода, наиболее распространенные в метаморфических толщах, известны под названием «скрытых» или «картографических», несогласий [56], которые выявляются только при съемке на больших площадях с учетом всех специфических структурных элементов метаморфических пород.

Наиболее отчетливо характер сочленения тасказганской и бесапанской свит выступает в Северо-Нуратинском хребте, где доказана принадлежность бесапанской свиты к нижнему палеозою. Структурное несогласие между этими свитами выражено в налегании базального горизонта как на крыльях, так и на ядро докембрийского Северо-Нуратинского антиклинория. Различие в степени консолидации структур докембрия и нижнего палеозоя привело при их более поздней совместной складчатости к пластическим деформациям в породах нижнепалеозойского яруса в зоне сочленения со складчатым основанием, скольжению и рассланцеванию базального горизонта, с образованием в нем вторичных мелких изоклинальных складок течения и плейчатости, осложненных крутопадающим кливажом, развивающихся в пологолежащих породах. Секущий кливаж скольжения в породах бесапанской свиты

убывает по мере удаления от непосредственного контакта. Простираание и падение кливажа в породах бесапанской свиты не совпадают со слоистостью, но аналогичны выдержанным элементам залегания слоистости и сланцеватости пород тасказганской свиты — азимут простираания СЗ 310—330°, угол падения 40—60°. Дифференциальное скольжение и пластические деформации, наблюдаемые в породах бесапанской и тасказганской свит в зоне их контакта, наложенные на разнотипные первичные структуры и выраженные в образовании складок течения и региональной вторичной сланцеватости, очень сходны с процессами, обнаруживаемыми в зонах сочленения различных структурных этажей.

Вторичные складчатые структуры в породах докембрия и нижнего палеозоя возникают в период наиболее интенсивных восходящих тектонических движений после ордовика и до девона. С кульминацией этих движений в силуре связано образование сложных складчато-глыбовых антиклинорных структур, в образовании которых участвуют породы докембрийского основания и нижнепалеозойского яруса. Главная причина возникновения вторичных складок — дифференциальное пластическое перемещение масс вдоль поверхности несогласия между докембрием и нижним палеозоем.

Основным вторичным структурным элементом в развитии складчато-глыбовых антиклинорных структур является региональная сланцеватость, которая возникла сопряженно с их ростом. Максимальная приуроченность фронта рассланцевания к зоне сочленения тасказганской и бесапанской свит — показатель концентрации основных пластических деформаций в поверхности структурного несогласия между докембрием и нижним палеозоем. Существенное значение в формировании вторичных складчатых структур принадлежит термальному фактору, обуславливающему увеличение пластичности пород. Наблюдаемая сопряженность в поведении элементов термальной и складчатой структур свидетельствует о том, что формирование антиклинорной структуры в целом — результат образования термальной «антиклинали» в ходе развития складчато-глыбовой антиклинорной структуры. Антиклинальный перегиб слоев нижнепалеозойского яруса свидетельствует о том, что антиклинорная структура в целом образовалась вследствие воздействия штампа [9]. Согласно со слоями нижнепалеозойского яруса залегание его базальной поверхности позволяет отнести этот вывод к байкальскому основанию, т. е. считать, что движение, обусловившее рост антиклинорной структуры, передавалось с глубины.

В докембрийском основании вторичные складки характеризуются невыдержанным простираанием и варьирующими углами падения крыльев. Характерны острозамковые складки с ундуляцией осей и крутым падением шарниров (угол падения 70—80°). Размах крыльев складок 1—50 м. Углы падения крыльев в среднем 40—50°. Повсеместно проявлены кливаж осевой плоскости и плейчатость. Наиболее интенсивно вторичные пластические деформации

ции проявлены в углеродистых яшмокварцитах, в которых возникают причудливой формы структуры течения, сопровождающиеся интенсивной перекристаллизацией кварца и графита. Следствием пластических деформаций являются выклинивание, переживание горизонтов яшмокварцитов с резким изменением их мощности.

В породах нижнего палеозоя вторичная складчатость приурочена к поверхности структурного несогласия с докембрийским основанием, а также развивается в аллохтоне надвигов. В базальном горизонте бесапанской свиты гальки гравелитов приобретают форму трехосного эллипсоида, длинная ось которого превышает короткую в 10 раз. Сланцеватость в слоях базальной поверхности нижнепалеозойского яруса в общем конформна контурам всей антиклинорной структуры. Однако соответствие не полное. Несоответствие наблюдается в участках погружения оси антиклинория.

Вторичные поперечные складки в породах бесапанской свиты с меридиональным простиранием осей группируются в зоны шириной 0,5—1 км и развиваются на крыльях и в ядре «первичной» Ясвайской мульды. К этим зонам приурочен интенсивный динамометаморфизм (тектонобластез) пород. В периферии таких зон наблюдается меридиональный разворот слоев широтного простирания. Размах крыльев складок 50—100, 5—10, 0,1—1 м. Шарниры складок полого ундулируют (10—15°). Интенсивность складчатости увеличивается по направлению к осевой части зоны. Углы падения крыльев складок 10—15, 15—35°.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ВЕРХНЕГО СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА

В разрезе бесапанской свиты, довольно выдержанном во всех районах, намечаются три толщи, которые грубо отражают смену условий седиментации (см. рис. 2). Нижняя толща — гравелитопесчаниковая — начинается базальной пачкой, которая сменяется однородными песчаниками. В верхней части этой толщи появляются маломощные прослои алевритов и алевропелитовых сланцев. Мощность толщи около 200 м. Средняя толща — песчаносланцевая — характеризуется грубым переслаиванием песчаников, алевритов и пелитовых сланцев, в которых не улавливается ритмичность. Горизонты песчаников достигают 3—5 м мощности. Мощность толщи около 600 м. Верхняя толща — песчано-гравелитовая. В отличие от нижней здесь горизонты гравелитов встречаются по всему разрезу толщи и в одинаковом количестве с песчаниками. Мощность прослоев гравелитов 0,5—1,5 м, а песчаников — до 10 м. Встречаются также маломощные прослои алевритов и глинистых сланцев. Мощность толщи 150—200 м.

В Мурунтауском районе наиболее полный разрез бесапанской свиты наблюдается в Ясвайской мульде. Здесь присутствуют все три толщи, включая и часть верхней песчано-гравелитовой, содержащей горизонты мелкогалечных конгломератов. Представлены

лишь низы верхней толщи, а кровля бесапанской свиты отсутствует. В Северо-Нуратинском хребте, на его водоразделе, в истоках Сопсая, кровля бесапанской свиты представлена тонкоплитчатыми известняками, начинающими разрез известняково-сланцевых отложений, типичных для «живачисайской» свиты. На всем протяжении южного склона хр. Сев. Нуратау развиты все три толщи бесапанской свиты, согласно перекрытой известняками и известковистыми песчаниками «живачисайской» свиты. Общая мощность бесапанской свиты около 1 км.

Для пород базального горизонта бесапанской свиты характерны следующие особенности.

1. Однообразный (качественно) состав обломков пород и минералов.

2. Наблюдаются количественные изменения состава обломочного материала в базальном горизонте по простиранию в зависимости от состава нижележащей подсвиты тасказганской свиты.

3. Повсеместное рассланцевание пород базального горизонта и последующая региональная биотитизация и метасоматическое окварцевание.

4. Широко, но неравномерно проявлены гидротермально-метасоматические изменения, наложенные на региональную биотитизацию и выраженные в окварцевании, альбитизации, карбонатизации, хлоритизации.

Количество обломков пород определенной литологической разновидности непостоянно и изменяется по простиранию базального горизонта. Кроме того, меняется соотношение количества обломков пород и минералов, а также наблюдаются количественные изменения состава обломков пород и минералов по простиранию базального горизонта в зависимости от состава подстилающей толщи тасказганской свиты.

Обломки в гравелитах базального горизонта представлены разновидностями пород, типичных для тасказганской свиты верхнего протерозоя: а) графитизированные и перекристаллизованные углеродистые яшмокварциты; б) серицитовые (фенгитовые) кварциты и кварцито-сланцы; в) крупнозернистые безуглеродистые кварциты. Встречаются также обломки жильных интрузивных пород с микропегматитовой структурой. В песчаниках нижней толщи состав обломков такой же, как и в гравелитах. Цемент слабо перекристаллизован, базально-поровый, хлорит-гидрослюдистого и кремнистого состава.

Песчаники и алевролиты средней толщи бесапанской свиты имеют олигомиктовый состав; цемент углеродисто-кремнисто-глинистый, превращенный в хлорит-гидрослюдистый агрегат. Пелитовые разновидности представлены аспидными сланцами. Чешуйки хлорита и гидрослюды размером 0,001—0,005 мм, слабо ориентированы. В верхней толще бесапанской свиты хр. Сев. Нуратау («колтадаванская» свита) преобладают гравелиты. В противоположность базальным гравелитам, они отличаются незначитель-

ной окатанностью, слабой сортировкой, существенно кремнистым цементом и появлением в обломках эффузивов и туфов основного и кислого состава.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ И НИЖНЕГО ПАЛЕЗОЯ

Первичные минеральные ассоциации в породах верхнего протерозоя и нижнего палеозоя, образующиеся в результате регионального динамогеотермического геосинклинального метаморфизма, сохраняются только в реликтах вследствие широкого развития наложенных процессов: локального тектонобластеза или динамометаморфизма и дислокационного метаморфизма, а также более позднего регионального плутонического метаморфизма инверсионной стадии.

В породах верхнего протерозоя (тасказганская свита), пелитового и псаммитового состава, с глинистым цементом, при первичной перекристаллизации возникает ассоциация хлорит-«серицит», который в отличие от мусковита фации зеленых сланцев представлен фенгитом. Он отличается от мусковита низким углом оптических осей ($2V = \pm 21 \div 25^\circ$). Электронографическое изучение «серицитов» из филлитов нижнего палеозоя Горного Алтая [50] показало, что в отличие от мусковитов хлорит-мусковитовой субфации фации зеленых сланцев, имеющих устойчивую полиптипию $2M_1$, они являются не упорядоченными (1Md). Подтверждением присутствия в филлитах тасказганской свиты тонкочешуйчатой слюды типа фенгита может служить тесное срастание ее с хлоритом, свидетельствующее о повышенной ее магнезиальности. В обломочном материале отсутствуют плагиоклазы более основные, чем альбит-олигоклаз и обломочные слюды. Углеродистое вещество полностью перекристаллизовано (графитизировано). Во всех разновидностях пород четко выражены кристаллизационная сланцеватость и полосчатость. Чешуйки хлорита и фенгита всегда ориентированы. Размер зерен $\sim 0,01$ мм.

Для метавулканитов основного состава характерны минеральные парагенезисы пренит-пумпеллитовой фации. В отличие от фации зеленых сланцев здесь отсутствуют актинолит и кристаллический эпидот, который наблюдается в форме соссорита.

В породах бесапанской свиты нижнего палеозоя степень перекристаллизации значительно меньше (размер зерен $\sim 0,001$ мм). Образующиеся в цементе песчаников и пелитов хлорит и «серицит» не обнаруживают ориентировки и концентрируются в тенях давления вокруг обломочных зерен («бородатые» зерна). Углеродистое вещество в цементе пород тонкодисперсно. Кристаллизационная сланцеватость проявлена слабо. Плагиоклаз значительно слабее деанортитизирован. «Серицит» представлен гидрослюдой (см. рис. 3).

Перечисленные особенности первичного минералогического состава и структуры пород бесапанской свиты отвечают фации хло-

рит-гидрослюдистых аспидных сланцев ([50], см. табл. 37). В породах «живачисайской» свиты присутствует обломочная биотитоподобная слюда, сохраняющая буро-коричневую окраску и плеохроизм, но в ней резко уменьшается двупреломление (до 0,010). Описываемый процесс гидратации и аморфизации биотита (?) характерен для зоны глубинного эпигенеза [21]. В отличие от «живачисайской» свиты в бесапанской гидратизированная биотитоподобная слюда отсутствует и нацело замещена хлоритом и гидрослюдой. Кроме того, в породах бесапанской свиты, по сравнению с «живачисайской» наблюдается более интенсивная перекристаллизация цемента обломочных пород и основной ткани пелитов.

Таким образом, в породах нижнего палеозоя и верхнего протерозоя первичный минеральный состав и уровень перекристаллизации резко отличны. Кроме того, намечаются, хотя и в меньшей степени, отличия в уровне перекристаллизации в породах «живачисайской» и бесапанской свит. В «живачисайской» свите постдиагенетическая перекристаллизация отвечает фации измененного глинистого вещества, регенерационного кварца, гидратированного и хлоритизированного биотита, что соответствует стадии глубинного эпигенеза [21]. В породах бесапанской свиты, вне зон динамометаморфизма, намечается едва заметная макроскопически ориентировка гидрослюдисто-хлоритового материала, что характерно для фации хлорит-гидрослюдистых аспидных сланцев регионального динамогеотермического метаморфизма [50].

Для характеристики степени раскристаллизации углистого вещества в породах тасказганской свиты методом ДТА* исследованы наименее метаморфизованные углеродистые яшмокварциты Мурунтауского района, практически не подвергшиеся динамометаморфизму и региональному плутоническому метаморфизму (периферическая часть зоны хлорита). Температура начала экзотермического эффекта, отвечающая выгоранию углерода, в этих породах равна 440°C^{**} . В аншлифах, изготовленных из этого образца, отчетливо виден анизотропный микрокристаллический агрегат графитоподобного вещества, лишенный, однако, признаков структуры, свойственной настоящим графитам. Такие образования, состоящие почти из чистого углерода и занимающие промежуточное положение между антрацитом и настоящим графитом, М. Т. Маковская и Е. Стах [72] предлагают выделять в самостоятельную группу графитовых кристаллитов. Последние имеют структуру, непохожую на структуру графита, но в отличие от антрацита, содержащего углеводородные группы, представляют собой углеродистый кристаллический агрегат. Группа графитовых кристаллитов включает углеродистые образования в различной стадии графитизации.

* Термический анализ углеродсодержащих пород с целью их фациальной характеристики производился в термической лаборатории ВСЕГЕИ Т. Н. Красавиной.

** Кривые нагревания углеродистых пород приведены в статье авторов [6]. Здесь рассмотрим основные результаты и их интерпретацию.

Для пород нижнего палеозоя получен большой разброс значений температуры начала экзотермического эффекта в интервале 360—550°С, что связано с различным характером и степенью наложенных процессов в этих породах. Самые низкие температуры термоэффекта (360—400°С) получены для пород «живачисайской» и «колтадаванской» свит хр. Сев. Нуратау, представленных неизменными углеродистыми алевролитами. Динамометаморфизованные разновидности пород этих свит имеют температуру 440°С. Для пород бесапанской свиты как Мурунтауского района, так и Северо-Нуратинского хребта, испытавших слабый прогрессивный метаморфизм в зоне хлорита и в периферической части зоны биотита, получена температура 440°С. Для интенсивно динамометаморфизованной разновидности бесапанской свиты, находящейся вблизи зоны надвига, подвергшейся прогрессивному метаморфизму и представленной кварц-хлорит-мусковитовым микросланцем, температура начала экзотермического эффекта 550°С. Это соответствует температуре, полученной для пород тасказганской свиты верхнего протерозоя в зоне хлорита—мусковита.

Просмотр шлифов, изготовленных из исследованных образцов «живачисайской» и бесапанской свит, показал, что степень раскристаллизации графитовых кристаллитов в них меньше, чем в тасказганской свите докембрия.

Для сравнения исследованы динамометаморфизованные углистые алевролиты и алевропесчаники среднего палеозоя из зоны Мурунтау Северо-Нуратинского глубинного разлома. Температура термоэффекта в них 440°С.

Анализ данных термического анализа позволяет сделать следующие выводы.

1. Углистое вещество очень хрупкое, значительно более чувствительно к процессам динамометаморфизма (тектонобластеза) по сравнению с низкотемпературными термальными воздействиями (зона хлорита и периферическая часть зоны биотита). При тектонобластезе оно подвергается перекристаллизации, соответствующей по уровню более высокотемпературным прогревам. Поэтому наложенный динамометаморфизм, или тектонобластез, проявленный локально, резко повышает уровень перекристаллизации углистого вещества, тем самым искажая уровень перекристаллизации, который характерен для периода первичного регионального геосинклинального метаморфизма.

2. Устойчивость углеродистых яшмокварцитов к процессам динамометаморфизма и незначительное влияние низкотемпературных процессов прогрессивного регионального плутонического метаморфизма на перекристаллизацию углистого вещества дают основание считать, что температура 440°С соответствует первичному уровню перекристаллизации углистого вещества в породах тасказганской свиты при процессах регионального динамогеотермического метаморфизма.

3. Поскольку аналогичная температура (440°С) возникает в углеродсодержащих пелитовых породах бесапанской свиты, бо-

лее чувствительных к тектонобластезу и подвергшихся региональному плутоническому метаморфизму в зоне биотита, то, следовательно, уровень первичной перекристаллизации углистого вещества в этих породах был значительно ниже. Соответственно еще ниже уровень первичной перекристаллизации углистого вещества в породах «живачисайской» свиты (360—400° С).

Петрографическое и термическое изучение углеродсодержащих пород верхнего протерозоя и нижнего палеозоя показывает, что

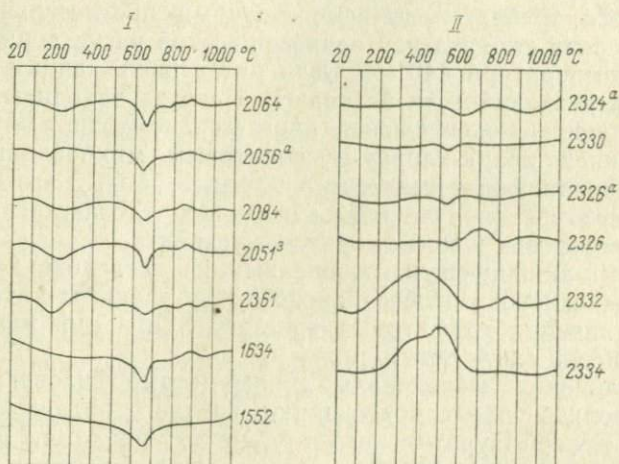


Рис. 3. Кривые нагревания наименее метаморфизованных пород нижнего палеозоя, не испытавших прогрессивного, зонального регионального метаморфизма.

I — породы беспанской свиты (фашия хлорит-гидрослюдистых аспидных сланцев), *II* — породы «живачисайской» свиты (фашия глубинного эпигенеза).

углеродистое вещество в них не принадлежит настоящему графиту (графит появляется только в мусковит-хлоритовой субфашии фашии зеленых сланцев), а относится к группе графитовых кристаллитов. В породах тасказганской, беспанской и «живачисайской» свит графитовые кристаллиты находятся на различной стадии графитизации. Эти данные подтверждают приведенный выше вывод о том, что уровень первичной перекристаллизации разновозрастных пород уменьшается от древних к молодым.

В базальных гравелитах, не затронутых динамометаморфизмом, обломки (галки) пород сильнее метаморфизованы, чем цемент. Для пород «живачисайской» свиты уровень первичной перекристаллизации соответствует глубинному эпигенезу, а первичная перекристаллизация в породах беспанской свиты соответствует начальной ступени регионального динамогеотермического метаморфизма — фашии хлорит-гидрослюдистых аспидных сланцев. Соответственно в породах верхнего протерозоя уровень регионального динамогеотермического метаморфизма отвечает филли-

товой стадии или фации хлорит-соссюрит-серцитовых (фенгитовых) микросланцев (см. табл. 37).

Для выявления состава слюдистого материала в породах нижнего палеозоя получены кривые нагревания для пород бесапанской и «живачисайской» свит, не затронутых прогрессивным региональным плутоническим метаморфизмом (рис. 3). На кривых нагревания, полученных для пород бесапанской свиты, отчетливо фиксируются хлорит и гидрослюда, типичные для фации хлорит-гидрослюдистых аспидных сланцев (см. рис. 3, I). Для пород «живачисайской» свиты на кривых нагревания фиксируются лишь экзотермические эффекты, характерные для углеродистого вещества. Типичных для гидрослюды экзотермических эффектов не установлено (см. рис. 3, II). Эти данные могут служить косвенным подтверждением изложенных выше выводов о принадлежности пород бесапанской свиты к начальной стадии регионального метаморфизма (стадии аспидных сланцев).

ПОЛИФАЦИАЛЬНЫЕ (ЗОНАЛЬНЫЕ) ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Все полифациальные (зональные) метаморфические комплексы Ауминза-Нуратинского поднятия с антиклиналеподобной метаморфогенной структурой являются полиметаморфическими, так как метаморфическая зональность накладывается на филлитовый монофациальный метаморфический комплекс верхнего протерозоя и нижнепалеозойские породы, метаморфизованные в фации хлорит-гидрослюдистых аспидных сланцев.

Из четырех термальных метаморфических «антиклиналей», выявленных в Ауминза-Нуратинском поднятии (см. рис. 1), для решения ряда петрогенетических вопросов наибольший интерес представляют Мурунтауская и Северо-Нуратинская. В процессе формирования метаморфических «антиклиналей» развивающаяся в породах верхнего протерозоя и нижнего палеозоя горизонтальная метаморфическая зональность выражена в одновременном образовании полифациальной серии метаморфических пород.

Мурунтауский комплекс

Мурунтауский полифациальный комплекс приурочен к Таскаганской антиклинали. Метаморфические породы, образующие три зоны метаморфизма, слагают площадь размерами 10×50 км (см. приложение I). Изограды, являющиеся границами зон метаморфизма и оконтуривающие антиклиналеподобную метаморфогенную структуру, повсеместно пересекают стратиграфические границы, вследствие чего нередко разновозрастные породы попадают в одну зону метаморфизма, т. е. метаморфизованы в одной фации. В Мурунтауской метаморфической «антиклинали» от периферии к ядру выделены изограды хлорита, биотита, роговой обманки

(плаггиоклаза), ограничивающие соответствующие зоны метаморфизма (см. приложение I).

Периферическая граница всех изученных метаморфических «антиклиналей» Ауминза-Нуратинского поднятия — изограда хлорита, которая фиксирует первое появление порфиروبласт хлорита и метаморфогенного мусковита вместо фенгита в филлитах верхнего протерозоя и вместо гидрослюды в аспидных сланцах нижнего палеозоя.

Зона хлорита — мусковита. В мурунтауском полифациальном комплексе зона хлорита — мусковита, ограниченная изографами хлорита и биотита (см. приложение I), сложена метаморфизованными осадочными породами верхней подсвиты тасказганской свиты и нижней толщи бесапанской свиты. Изменения, наблюдаемые в породах этих свит в зонах хлорита — мусковита и биотита — мусковита, существенно не отличаются. В зоне хлорита — мусковита в процессе прогрессивного метаморфизма осадочных пород бесапанской свиты наблюдаются следующие изменения.

1. Происходит частичная или полная перекристаллизация цемента песчаников и основной ткани алевропелитов, что выражено в укрупнении размера зерен кварца и чешуек гидрослюды от 0,01 до 0,05 мм.

2. Появляются гломеробластовые скопления и порфиروبласты хлорита и мусковита размером 0,5 мм.

3. Происходит деанортитизация обломочного плаггиоклаза, состав которого становится постоянным (№ 10—25 вместо № 12—50).

4. Появляются послойные и секущие метаморфогенные прожилки кварца.

5. Появляется четкая кристаллизационная сланцеватость, и осадочные породы превращаются в микрокристаллические сланцы.

В филлитах верхнего протерозоя в зоне хлорита — мусковита наблюдается прогрессивная перекристаллизация первичных хлорита и фенгитоподобной тонкочешуйчатой светлой слюды с увеличением размера чешуек от 0,03 до 0,05 мм и параллельно с этим появляются новообразования порфиروبласт хлорита и мусковита. Породы приобретают микрополосчатое строение. Количество метаморфогенных кварцевых прожилков заметно увеличивается по сравнению с метаморфизованными породами нижнего палеозоя.

Углеродистые яшмокварциты тасказганской свиты в зоне хлорита — мусковита превращаются в графитовые, и появляется обилие послойных плейчатых прожилков кварца. Мраморизованные карбонатные породы превращаются в мраморы с панидиобластовой, гетерогранобластовой структурой и полосчатой текстурой, которая подчеркивается скоплениями графита. Метавулканиты ауминзинской свиты встречены в зоне хлорита — мусковита только в горах Джетымтау, где они сохраняют первичный облик «зеленокаменных» сланцев.

Зона биотита — мусковита. Эта зона с периферии ограничена изографой биотита, а по направлению к ядру термальной «анти-

клинали» — изоградой роговой обманки — плагиоклаза (см. приложение I). Положение изограды биотита на картах метаморфической зональности уточнено по микроскопическим данным. Она отражает сечение геотермической поверхности, в которой в породах фиксируется первое появление биотита. В породах внешней части зоны биотит приурочен к порфиробластовым и гломеробластовым скоплениям хлорита и мусковита, а в средней части появляются порфиробласты биотита размером 0,1—1,5 мм, которые или равномерно распределены в породе, или концентрируются в плоскостях кливажа, секущих слоистость.

Зона имеет максимальную ширину по сравнению с другими зонами и достигает 20 км на восточной периклинали Мурунтауской термальной «антиклинали», где она захватывает все подслиты тасказганской свиты и нижнюю гравелито-песчаниковую толщу бесапанской свиты. Продуктивная (рудовмещающая) толща месторождения Мурунтау представлена регионально-биотитизированными blastopсаммитовыми и blastopелитовыми филлитами верхней подслиты тасказганской свиты. На западной периклинали Мурунтауской термальной «антиклинали» изограда биотита замыкается в участке погружения шарнира Тасказганской антиклинали и далее на запад снова прослеживается, оконтуривая ядро Джамантауской антиклинали (см. приложение I).

Вулканогенно-осадочные породы ауминзинской свиты, метаморфизованные в зоне биотита — мусковита, обнажаются в ядре Таскаринской антиклинали и образуют внешнюю периферию ядра Мурунтауской термальной метаморфической «антиклинали». Они представлены эпидот-хлоритовыми сланцами, графитовыми мраморами, тонкополосчатыми, частично пльчатými среднезернистыми графитовыми кварцитами (яшмокварцитами) и биотитовыми сланцами с реликтами обломочной структуры.

В осадочных породах нижнего палеозоя, уровень первичной перекристаллизации которых отвечает фации хлорит-гидролюдистых аспидных сланцев, биотит развивается за счет хлорит-мусковитового агрегата, возникшего в зоне хлорита — мусковита. Биотит концентрируется преимущественно в прослоях существенно глинистого состава и миметически развивается по слабо ориентированным чешуйкам хлорита и мусковита. В рассланцованных алевролитах и песчаниках биотит развивается вдоль плоскостей вторичной сланцеватости, а также образует порфиробласты размером 0,1—0,5 мм, располагающиеся перпендикулярно к направлению вторичной сланцеватости. Количество биотита варьирует от 5 до 20%.

К плоскостям вторичной сланцеватости приурочены метаморфогенные кварцевые прожилки, содержащие зерна новообразованного рудного минерала и перекристаллизованные чешуйки хлорита и мусковита. Параллельно с биотитизацией сланцеватых алевропелитов и песчаников бесапанской свиты в них происходит перекристаллизация кварц-хлорит-мусковитового агрегата, возникшего в зоне хлорита — мусковита, и породы приобретают

облик микросланцев, внешне сходных со слабо биотитизированными филлитами верхнего протерозоя тасказганской свиты. Именно по этой причине при отсутствии горизонтов гравелитов границу между указанными свитами в поле провести трудно.

Филлиты тасказганской свиты в зоне биотита — мусковита превращаются в blastopelitic и blastopsammitic биотит-мусковитовые метаморфические сланцы. Изменения филлитов сводятся к прогрессивной перекристаллизации кварца, графита и метаморфогенного мусковита, возникшего в зоне хлорита — мусковита; происходят полное замещение хлорита биотитом, регенерация обломочного зеленого турмалина и образование вторичного коричневого, возникает метаморфогенный альбит и происходит собирательная перекристаллизация рудного минерала, регенерация обломочных рутила и апатита.

Во внутренней части зоны биотита — мусковита метаморфизованы породы нижней и карбонатно-яшмокварцевой (опорной) подсвиты тасказганской свиты, для которых характерны прослои кварцито-сланцев, карбонатных кварцито-сланцев, графитовых кальцитовых и доломитовых мраморов. Кварцито-сланцы кремнисто-пелитового состава превращаются в графит-мусковит-кварцевые сланцы, состоящие из 80% кварца, 2—3% графита и 10—15% мусковита. Известковистые кремнисто-пелитовые породы превращаются в актинолитовые кварцито-сланцы, имеющие в составе, %: кварца — 75, актинолита — 5—10, биотита — 10, сфена, плагиоклаза (андезина) — в небольшом количестве, и гранат-актинолитовые карбонатные кварцито-сланцы, в состав которых входят, %: кварц — 40, кальцит — 40, актинолит — 5, плагиоклаз (андезин) — 5, гранат — 5. Графитовые мраморы и доломиты — почти чисто карбонатные породы, содержащие 10—15% графита и 3—5% тремолита.

Кремнисто-пелитовые породы нижней подсвиты тасказганской свиты повсеместно в зоне биотита — мусковита превращены в кварц-биотитовые сланцы, содержащие незначительную примесь метаморфогенного мусковита, а также реликты фенгитоподобной слюды («серицита») филлитового субстрата. Характерно обилие рудного минерала.

«Зеленокаменные» сланцы, metabasites и metagabbro-diorites ауминзинской свиты, метаморфизованные в зоне биотита — мусковита, встречаются в ядре Ауминзинской метаморфической «антиклинали» (см. рис. 1), а также слагают «крылья» Мурунтауской метаморфогенной структуры (см. приложение I). «Зеленокаменные» сланцы превращаются в грубо- и тонкополосчатые кварц-биотит-хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы, количественно-минералогический состав которых, %: актинолит — 40—50, альбит и альбит-олигоклаз (№ 18) — 20, эпидот — 20—40, кварц — 10—25, хлорит — 0—5, магнетит — 2—5, кальцит — 0—5, биотит — 2. Новообразованиями, возникающими при прогрессивном метаморфизме в зоне биотита — мусковита, являются эпидот (клиноцоизит) вместо соссюрита и актинолит вместо хлорита.

Метагаббро-диабазы и метадиабазы, образующие силлы среди метавулканитов и метатифогенных пород ауминзинской свиты, в зоне биотита — мусковита интенсивно рассланцованы и перекристаллизованы. Реликты диабазовой структуры подчеркиваются лейстами альбитизированного плагиоклаза и монокристаллами идиоморфного актинолита. Количественно-минералогический состав, %: актинолит — 70—75, клиноцоизит (эпидот) — 18—20, альбит-альбит-олигоклаз (№ 5—11) — 3—5, кварц — 2—3, магнетит — 2—3.

Графитовые мраморы и графитовые яшмокварциты ауминзинской свиты в зоне биотита — мусковита аналогичны таковым тасказганской свиты.

В мурунтауском полифациальном метаморфическом комплексе среди пород ауминзинской свиты в зоне биотита — мусковита широко распространены биотитизированные blastoaleвропелитовые хлоритовые туффитовые сланцы и туфы кварцевых порфиритов, а также эпидот-актин литовые и хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы, образовавшиеся по метавулканитам и туффитовым сланцам. В этих породах биотит образует порфиробласты, нередко ориентированные попере́к сланцеватости. Кристаллокласты перекристаллизованы и представлены кварцем и кислым плагиоклазом. Хлорит окрашен в ярко-зеленый цвет, почти изотропен, с едва уловимой аномальной интерференционной окраской. Рудный минерал в этих породах породообразующий и составляет 5—7%. Он представлен реликтовым лейкоксенизированным титано-магнетитом и вновь образованным магнетитом, включенным в биотит.

Зона роговой обманки — плагиоклаза. Метаморфогенные минеральные парагенезисы рассматриваемой зоны образуются в вулканогенно-осадочных породах верхней части разреза (см. рис. 2) ауминзинской свиты и приурочены к ядру Мурунтауской метаморфической «антиклинали» (см. приложение I). Зона ограничена с периферии от зоны биотита — мусковита изоградой роговой обманки и плагиоклаза, которая выделяется по первому появлению в породах пелитового состава метаморфогенного плагиоклаза (олигоклаз № 18), а в метавулканитах — плагиоклаза (андезин № 30—38) и роговой обманки вместо актинолита.

В зоне присутствуют следующие разновидности пород: графитовые мраморы и графитовые яшмокварциты, гранат-биотит-эпидотовые, альбит-эпидот-роговообманковые сланцы и альбит-эпидотовые амфиболиты, графит-биотит-плагиоклазовые кристаллические сланцы и кварциты-сланцы.

Все эти метаморфические породы возникают на прогрессивном метаморфическом этапе регионального плутонического метаморфизма филлитов и «зеленокаменных» сланцев ауминзинской свиты. Размеры выхода на поверхность зоны роговой обманки — плагиоклаза в Мурунтауской метаморфогенной «антиклинали» — 1,5×7 км. В метаморфических породах широко проявлены наложенные гидротермально-метасоматические изменения, характери-

зующие регрессивный, метасоматический, этап регионального плутонического (зонального) метаморфизма.

Графитовые яшмокарциты и графитовые мраморы в зоне роговой обманки — плагиоклаза не имеют существенных минеральных превращений по сравнению с зоной биотита — мусковита. Они испытывают лишь собирательную перекристаллизацию. В яшмокарцитах возникают структуры течения — птигматитовая складчатость кварцевых прожилков. Увеличивается размер чешуек графита до 0,1 мм. Для фациальной характеристики этой зоны наиболее показательны биотит-плагиоклазовые кристаллические сланцы, образующиеся по филлитам, роговообманковые сланцы и эпидотовые амфиболиты, образующиеся по метавулканитам и метауффитам («зеленокаменные» сланцы).

Эпидотовые амфиболиты — массивные породы с гранонематобластовой неориентированной структурой. В их состав входят, %: зеленая роговая обманка — 35, актинолит — 15, эпидот-клиноцоизит — 30, альбит-олигоклаз — 20, карбонат и рудный минерал — 2. Зеленая роговая обманка с плеохроизмом от голубовато-зеленого по N_g до зеленовато-желтого по N_p ; $2VN_p = 70 \div 72^\circ$; $cN_g = 16 \div 18^\circ$; $N_g = 1,675$, $N_m = 1,667$, $N_p = 1,655$. Актинолит слабо окрашен с плеохроизмом: N_g — светло-зеленый, N_p — светло-желтовато-зеленый; $2VN_p = 80^\circ$; $cN_g = 20 \div 22^\circ$. Эпидот-клиноцоизит бесцветный, $2VN_p$ от 80—85 до 88—90°, $cN_p = 2 \div 4^\circ$ $N_g = 1,750$, $N_m = 1,737$, $N_p = 1,721$. Рудный минерал — пирротин и магнетит.

Альбит-олигоклаз-эпидот-роговообманковые сланцы — породы с гранонематобластовой структурой. Состоят из зеленой роговой обманки (40%), ориентированной по сланцеватости, аналогичной роговой обманке амфиболитов; эпидота (15%), олигоклаза (№ 18, закон двойникования (001) — 45%).

Гранат-биотит-эпидотовые сланцы — породы с гранолепидобластовой, порфиробластовой, бластоалевритовой структурой, в состав которых входят, %: эпидот (клиноцоизит) — 35, биотит — 20, гранат — 5, хлорит — 10, кварц — 10, олигоклаз (№ 18—20) — 20. Реликты пирокластической структуры улавливаются по угловатым зернам плагиоклаза и кварца. Кристаллизационная сланцеватость подчеркивается биотитом, хлоритом, отчасти эпидотом — клиноцоизитом. Гранат образует порфиробласты.

Графит-биотит-плагиоклазовые кристаллические сланцы почти повсеместно изменены метасоматическими процессами. Наименее измененные биотит-плагиоклазовые кристаллические сланцы — сланцеватые, плейчатые породы с очковой порфиробластовой структурой и гранонематобластовой структурой основной ткани. Очки сложены скоплениями зерен измененного андезина (№ 38), которые замещаются кислым плагиоклазом — альбит-олигоклазом (№ 18—14). Биотит находится в различной стадии замещения мусковитом, что сопровождается выносом железа в виде окислов, которые скапливаются в участках посветления биотита. Графит перекристаллизовывается и концентрируется в полосах, сложен-

ных вторичным мусковитом, а также включается в порфиробласты альбит-олигоклаза с образованием гелицитовой структуры. Состав метасоматически измененных графит-биотит-плагноклазовых кристаллических сланцев, %: измененный андезин в реликтовых зернах — 25, метасоматический альбит-олигоклаз — 20, биотит — 5, измененный биотит — 12, вторичный мусковит — 20, кварц — 15, графит — 1, рудный минерал и окислы железа — 2. Наименее измененный (хлоритизированный) биотит имеет варьирующий показатель преломления $N_m = 1,617 \div 1,623$ (среднее 1,620), железистость такого биотита меньше 30%. В неизмененных кристаллических сланцах N_m биотита равно 1,640; 1,639; 1,643, соответственно железистость 45—47%. Эти данные подтверждают вывод о выносе железа при мусковитизации.

Метасоматические процессы, выраженные в фельдшпатизации, мусковитизации и окварцевании, наиболее интенсивно проявились в слюдяных кристаллических сланцах и кварцито-сланцах. В эпидотовых амфиболитах и роговообманковых сланцах они приводят к актинолитизации и частичной хлоритизации, реже биотитизации роговой обманки и появлению порфиробласт альбит-олигоклаза, который везде образует простые двойники по карлсбадскому закону.

Конечным продуктом метасоматоза биотит-плагноклазовых кристаллических сланцев являются порфиробластические кварц-альбит-олигоклаз-мусковитовые сланцы. Структура пород порфиробластовая с гранонематобластовой структурой основной ткани. В порфиробластах — альбит-олигоклаз с гелицитовой структурой, образованной ориентированными включениями реликтов измененного плагноклаза и графита. Биотит полностью замещен мусковитом, который вместе с кварцем слагает основную ткань породы. Количественные соотношения между минералами варьируют в зависимости от степени изменения исходной породы.

Порфиробластические альбит-олигоклаз-графит-мусковитовые кварцито-сланцы — метасоматические породы, образующиеся в результате фельдшпатизации и мусковитизации биотит-графитовых кварцито-сланцев; они отличаются от охарактеризованных выше пород отсутствием метаморфогенного плагноклаза и значительным количеством первичного кварца, образовавшегося в результате перекристаллизации кремнистого материала. Количественно-минералогический состав, %: альбит-олигоклаз № 14—18—35, реликты биотита — 8, мусковит — 15, кварц — 40, графит — 2.

К регрессивной, метасоматической, стадии регионального плутонического метаморфизма относится также образование в метаморфических породах кварц-альбитовых жил. В отличие от метасоматических порфиробластов альбит-олигоклаза в кристаллических сланцах, в жилах присутствует чистый альбит ($N_g = 1,536$; $N_m = 1,530$; $N_p = 1,527$). Содержание анортитовой молекулы в этом альбите 0—1% (метод инфракрасной спектроскопии) и рентгенометрические данные — $\Delta 2\theta \ 131-131\bar{1} = 1,02$.

Северо-Нуратинский комплекс

В хр. Сев. Нуратау наиболее полно выражена горизонтальная метаморфическая зональность, образующая внутреннюю структуру термальной «антиклинали». Выявление этой структуры затруднительно из-за обилия гранитных интрузий, локализующихся в ядре ее и прерывающих зоны регионально-метаморфизованных пород. Вместе с тем этот район наиболее благоприятный для выяснения соотношения во времени и пространстве процессов прогрессивного (зонального) регионального плутонического метаморфизма, интрузивного гранитоидного магматизма и связанного с ним контактового метаморфизма.

До наших исследований господствовало представление о том, что метаморфизм весь имеет контактовую природу и возникает под влиянием верхнепалеозойских гранитных интрузий, локализующихся среди метаморфических пород. Этот вывод базировался исключительно на пространственной приуроченности наиболее глубоко метаморфизованных пород к выходам интрузий и на наличии в метаморфических породах биотита и андалузита, по форме выделения напоминающих подобные минералы, которые образуются в контактовых ореолах интрузий, располагающихся за пределами региональной метаморфической зональности.

При съемке метаморфической зональности установлено, что простирание зон метаморфизма не подчиняется положению контактовой поверхности гранитных интрузий, которая пересекает изограды метаморфизма. Простирание изоград подчинено простиранию складчатых структур. Гранитные интрузии пересекают зоны метаморфизма, сложенные минеральными парагенезисами различных фаций. На основании изучения детальных петрографических профилей (см. приложение III), составленных перпендикулярно к направлению контактовой поверхности интрузий и пересекающих контактовый ореол, установлено наложение контактового метаморфизма на региональную метаморфическую зональность.

В Северо-Нуратинском хребте горизонтальная региональная метаморфическая зональность со структурой термальной «антиклинали», подобно всем аналогичным структурам Ауминза-Нуратинского поднятия (см. рис. 1), развивается одновременно в породах докембрийского складчатого основания и нижнепалеозойского структурного яруса и не захватывает отложения среднего палеозоя.

Северо-Нуратинская метаморфическая «антиклиналь» состоит из четырех зон: хлорита — мусковита, биотита — мусковита, андалузита — биотита и ставролита — граната, ограниченных соответственно изоградами хлорита, биотита, андалузита и ставролита (см. приложения II, III).

Изограда хлорита — внешняя граница метаморфогенной структуры в хр. Сев. Нуратау — прослеживается на южной периферии и восточном тектоническом выклинивании Ауминза-Нуратинского поднятия исключительно в породах нижнего палеозоя, слагающих

крылья и восточную периклинали Северо-Нуратинского антиклинория. Она характеризуется макроскопически появлением в рассланцованных породах бесапанской и «живачисайской» свит на водоразделе хр. Сев. Нуратау, в истоках р. Маджерум, мелкой «крапчатости», которая, как показало микроскопическое изучение, обусловлена скоплениями порфиروбластов хлорита и мусковита, включающих кристаллы пирита, замещенного гидроксидами железа.

Зона хлорита — мусковита сложена бластопсаммитовыми и бластопелитовыми хлорит-мусковитовыми микрокристаллическими сланцами, аналогичными охарактеризованным выше при описании Мурунтауской метаморфической «антиклинали».

Зона биотита — мусковита. Изограда биотита, являющаяся внешней границей зоны биотита — мусковита, в Северо-Нуратинской метаморфогенной структуре также выделена в породах нижнего палеозоя, но только в бесапанской свите (см. приложения II, III) и фиксируется по первому появлению чешуек биотита. Биотитизация накладывается на первичную перекристаллизацию пород (на филлиты и аспидные сланцы), а также тектонобластез (динамометаморфизм) и прогрессивный метаморфизм зоны хлорита — мусковита. Максимальная ширина зоны (20 км) наблюдается на западной периклинали термальной «антиклинали». На южном «крыле» ее зона имеет ширину 11 км; на восточной периклинали ширина зоны сокращена до 10 км вследствие тектонических движений по постметаморфическим разломам, а на северном «крыле» термальной «антиклинали» срезана Мурунтау-Северо-Нуратинским глубинным разломом и перекрыта четвертичными осадками. В Сангузарском районе, на северном склоне Северо-Нуратинского хребта (юго-восточнее совхоза Нурата), зона выделена условно в отложениях, предположительно относимых к верхам тасказганской и бесапанской свит (нерасчлененные $Pt_3ts_{3-4} + Cm_{2-3}(?)bs$).

Макроскопически (визуально) региональная биотитизация отчетливо устанавливается только в средней части зоны, где развиты биотитовые сланцы с порфиробластами биотита, выделяющимися в форме «крапчатости» на плоскостях сланцеватости. Внешняя часть зоны биотита и изограда биотита откартированы с помощью микроскопической обработки шлифов, отобранных по разрезам — петрографическим профилям (см. приложения II, III).

Петрографический состав пород, слагающих зону биотита — мусковита в Северо-Нуратинском хребте, не отличается от пород, слагающих эту зону в Мурунтауском районе. По осадочным породам нижнего палеозоя в этой зоне образуются биотитизированные микрокристаллические сланцы, а по филлитам верхнего протерозоя — мусковит-биотитовые метаморфические сланцы.

Зона андалузита — биотита. Изограда андалузита, являющаяся внешней границей рассматриваемой зоны, выделена по первому появлению в биотитизированных пелитовых породах тасказганской и бесапанской свит крупных длиннопризматических кристал-

лов андалузита. Ширина выхода на поверхность зоны везде выдержанна (1—1,5 км). Зона вытянута в северо-западном направлении, параллельно оси термальной «антиклинали» и оси Северо-Нуратинского антиклинория. Она сложена крупнокристаллическими порфиروبластическими биотит-андалузитовыми кристаллическими сланцами. Изограда андалузита, так же как и изограда ставролита, являющаяся внутренней границей зоны андалузита — биотита, прослеживается преимущественно в породах нижней подсвиты тасказганской свиты, слагающей ядро антиклинорных термальной и складчатой структур. Андалузитовые и ставролитовые кристаллические сланцы, образующиеся по пелитовым породам (аспидным сланцам) бесапанской свиты, обнаружены в ядре термальной «антиклинали», где породы бесапанской свиты несогласно перекрывают нижнюю подсвиту тасказганской свиты, слагающей ядро докембрийской антиклинальной структуры (см. приложения II, III).

Среди метаморфических пород рассматриваемой зоны выделяются следующие разновидности: 1) биотит-андалузитовые кристаллические сланцы, 2) биотитовые кристаллические сланцы и кварцито-сланцы, 3) гранат-амфибол-плаггиоклазовые, гранат-пироксен-плаггиоклазовые кварциты, 4) графитовые мраморы, 5) графитовые яшмокварциты.

Биотит-андалузитовые кристаллические сланцы — крупнокристаллические сланцеватые породы с порфиробластовой структурой. Порфиробласты андалузита представлены крупными (до 2 см) длиннопризматическими кристаллами, вытянутыми вдоль сланцеватости. Количественно-минералогический состав, %: андалузит — 10—40, биотит — 20—40, метаморфогенный перекристаллизованный мусковит — 15—25, кварц — 20—30, ильменит — 3, графит — 0—2. Кристаллооптические константы андалузита; $cNp=0^\circ$; $2VNp=85^\circ$; $Ng=1,640$; $Np=1,630$.

Биотитовые кристаллические сланцы — плейчатые сланцеватые и микрополосчатые графитсодержащие породы, характеризующиеся чередованием меланократовых полос, обогащенных биотитом, метаморфогенным мусковитом и графитом, и полос, сложенных кварцем с незначительной примесью графита и метаморфогенного мусковита. В этих полосах отчетливо видны реликты «серицита» филлитов. «Серицит» отличается от метаморфогенного мусковита более низким показателем преломления $Ng=1,612$; $Nm=1,610$; $Np=1,571$ и величиной $2VNp=25\div 27^\circ$, слабозеленоватым цветом и приближается к феррифенгитам. Биотитовые кварцито-сланцы характеризуются повышенным содержанием кварца (до 50%).

Плаггиоклаз-биотитовые кристаллические сланцы — породы, образующиеся по бластоалевропелитовым филлитам, с гранолепидобластовой структурой; состав их, %: зеленовато-бурый биотит — 40, кварц — 40, плаггиоклаз (№ 17—19) — 15 и поздний мусковит — 3—5. В этих разновидностях не сохраняется реликтовый фенгит («серицит») и метаморфогенный мусковит. Олигоклаз концентри-

руется преимущественно в полосах, обогащенных биотитом, имеет четко выраженный метаморфогенный облик.

Гранат-амфибол-плаггиоклазовые и гранат-пироксен-плаггиоклазовые кварциты возникают по карбонатно-кремнистым прослоям среди яшмокварцитов. Эти породы характеризуются массивной текстурой и микрогранобластовой структурой и напоминают контактовые рогики.

Амфибол-плаггиоклазовые кварциты состоят из зеленой роговой обманки — 10%, лабрадора (№ 50) с двойниками \perp (001) — 20%, кварца — 70%. Зеленая роговая обманка выделяется в форме радиально-лучистых призматических кристаллов ($cNg=15\div\div 17^\circ$, $2VNg=74\div 76^\circ$, $Ng=1,675$, $Nm=1,667$, $Np=1,655$) и относится к группе роговых обманок промежуточного типа между обыкновенной роговой обманкой и гастингситом (по Диру). Параметры элементарной ячейки: $a=9,875\div 9,882$ Å, $b=18,11\div\div 18,10$ Å, $c=5,29\div 5,30$ Å.

Гранат-амфибол-пироксен-плаггиоклазовые кварциты с эпидотом и карбонатом образуют прослой, чередующиеся с охарактеризованными выше кварцитами. Они также имеют массивное сложение, микрогранобластовую неравномерnozернистую структуру. В их составе, %: гранат гроссулярового ряда ($N=1,781\div 1,787$) — 10, пироксен-диопсид ($cNg=38^\circ$, $2VNg=60^\circ$) — 5—15, зеленая роговая обманка — 5—10, плаггиоклаз (№ 50) — 20, кварц — 70, эпидот-клиноцоизит ($2VNg=85\div 90^\circ$) — 5—10, карбонат — 3—5, сфен — до 1.

Графитовые яшмокварциты и графитовые мраморы в зоне андалузита — биотита по вещественному составу не отличаются от аналогичных пород в зоне роговой обманки и плаггиоклаза. Отличием от зоны биотита — мусковита является более высокая степень перекристаллизации. Исчезает полосчатость, кварц образует крупные (0,5—1 мм) изометричные зерна с мостовой структурой. Графит группируется в кучные скопления и агрегаты чешуек размером 0,1 мм, ориентированные в направлении сланцеватости. В графитовых мраморах карбонат интенсивно перекристаллизован и образует вытянутые вдоль сланцеватости зерна размером 0,5—1,5 мм. Графит равномерно распределен в породе, не обнаруживает никакой ориентировки.

Зона ставролита — граната. Изограда ставролита, которая проводится по первому появлению в породах пелитового и псаммитового состава кристаллов ставролита, является границей между зонами андалузита — биотита и ставролита — граната. В периферической части зоны ставролита — граната устойчив андалузит, который в ассоциации со ставролитом слагает ставролит-андалузит-биотитовые кристаллические сланцы. В направлении к ядру термальной «антиклинали» андалузит исчезает и появляются гранат-ставролитовые кристаллические сланцы. Внутренняя часть зоны ставролита — граната, представляющая собой ядро Северо-Нуратинской термальной «антиклинали», сложена гранат-ставролитовыми и гранат-биотитовыми кристаллическими сланцами, образующимися по пелитовым, алевропелитовым и псаммитовым поро-

дам, гранат-амфибол-пироксеновыми кварцитами — по мергелисто-карбонатно-кремнистым породам и графитовыми кварцитами — по углеродисто-кремнистым породам нижней подсвиты тасказганской свиты, и приурочена к ядру Северо-Нуратинского антиклинория. Ставролит — типоморфный минерал рассматриваемой зоны, отчетливо выделяется макроскопически на поверхности сланцеватости пород в виде черных кристаллов изометричных поперечных сечений, реже в виде крестообразных сростков.

Видимая ширина выхода на поверхность зоны ставролита — граната резко варьирует. Минимальная ширина (около 1 км) наблюдается на восточном погружении термальной структуры, а на западном погружении неполная ширина этой зоны 2,5 км (см. приложения I, II). Метаморфические породы зоны ставролита — граната вмещают Устукский и Темиркабукский гранитные массивы, которые как бы «съедают» метаморфические породы, поэтому истинную ширину этой зоны установить трудно.

Изограда ставролита оконтуривает эллиптическую поверхность, длинная ось которой 52, а короткая — 10 км. Этими размерами определяется площадь выхода на поверхность зоны ставролита — граната. Простирание длинной оси эллипса, соответствующее простиранию оси термальной «антиклинали», совпадает с простиранием оси Северо-Нуратинского антиклинория (СЗ 310°). На северном склоне Северо-Нуратинского хребта в бассейне р. Сангузар (район совхоза Нурата) прослеживается северное полукольцо изограды ставролита, образующее северное крыло термальной «антиклинали». Здесь изограда ставролита смещается поперечными разломами.

Метасоматический этап регионального плутонического метаморфизма в северо-нуратинском полифациальном метаморфическом комплексе представлен высоко- и низкотемпературной стадиями. К высокотемпературной стадии относится образование фибролита и кордиерита, возникающих в результате реакционного замещения соответственно биотита и ставролита, а также процессы фельдшпатизации (образование порфиробластов альбит-олигоклаза) и мусковитизации. К низкотемпературной стадии относятся окварцевание метаморфических пород, а также образование кварц-альбитовых и кварцевых жил. Охарактеризованные процессы наблюдаются исключительно в ядре термальной «антиклинали», а на его крыльях в периферической части зоны биотита — мусковита в регионально-биотитизированных породах беспанской свиты развиваются гидротермально-метасоматические процессы, выраженные сначала в собирательной перекристаллизации регионального биотита (образование «пятен» биотита), затем его хлоритизации и окварцевании.

Гидротермальная «пятнистость», наблюдаемая в Сев. Нуратау, характерна и для восточных флангов Мурунтауского рудного поля, где она также проявлена в породах беспанской свиты и знаменует собой начальные фазы гидротермальной деятельности. На последующих фазах происходит образование кварц-полево-

шпатовых и кварцевых метасоматитов, замещающихся кварц-полевошпатовыми и кварцевыми жилами с повышенным содержанием золота.

В пределах зоны ставролита — граната выделяются следующие разновидности метаморфических пород: 1) андалузит-ставролит-биотитовые кристаллические сланцы, 2) биотит-ставролитовые кристаллические сланцы и кварцито-сланцы, 3) гранат-ставролит-биотитовые кристаллические сланцы и кварцито-сланцы, 4) гранат-амфибол-пироксен-плагиоклазовые кварциты, 5) гранат-биотитовые кварцито-сланцы, 6) графитовые яшмокварциты, 7) графитовые мраморы.

Андалузит-ставролит-биотитовые кристаллические сланцы — крупнокристаллические сланцеватые породы с порфиробластовой и лепидобластовой структурой. Количественно-минералогический состав, %: ставролит — 20, андалузит — 15, биотит — 35, мусковит — 20, кварц — 5, маггемит (гематит шпинелевого типа) — 3, хлорит — 2. Ставролит ($N_g=1,753$, $N_p=1,737$) образует крупные (1—7 мм) окрашенные в желтый цвет кристаллы. Андалузит выделяется в форме крупных (до 2 см в длину) призматических кристаллов, переполненных поздними включениями красно-коричневого биотита и маггемита. Биотит образует две генерации. Более ранняя генерация зеленовато-коричневого цвета ($N_m=1,640 \div 1,645$, $F=45-50\%$), ориентирована по сланцеватости. Более поздняя генерация — «поперечный» биотит красно-коричневого цвета ($N_m=1,675$, $F=75\%$) — образует широкооблитчатые чешуйки, выполняющие промежутки между кристаллами андалузита и трещинки в нем. Высокотемпературный мусковит развивается позже андалузита, ставролита и «раннего» биотита. Наиболее поздним минералом является хлорит, выделяющийся в форме «поперечных» порфиробласт и радиально-лучистых агрегатов ($N_m=1,629$).

Биотит-ставролитовые кристаллические сланцы и кварцито-сланцы — породы с порфиробластовой структурой и гранолепидобластовой основной тканью. Они содержат, %: ставролит — 30, биотит — 40, мусковит — 15, кварц — 10, ильменит и маггемит — 5, хлорит — 5. Биотит $N_m=1,653 \div 1,654$, $F=55 \div 58\%$.

Состав графитовых биотит-ставролитовых кварцито-сланцев, %: ставролит — 10, зелено-бурый биотит — 25, ранний метаморфогенный мусковит — 20, кварц — 40, графит — 5, ильменит — 1 и поздний гидротермальный хлорит, почти изотропный, сходный с хлоритом внешней зоны гидротермально-метасоматической зональности Мурунтауского рудного поля.

Состав гранат-ставролит-биотитовых кристаллических сланцев, %: ставролит ($2V N_g=88^\circ$, $N_g=1,757$, $N_p=1,744$) — 15—20, гранат — 5—10, зеленовато-бурый биотит ($N_m=1,645 \div 1,653$) — 50, графит — 10, кварц — 10, мусковит — 3, поздний гидротермальный хлорит — 2. Гранат иногда составляет до 30% породы ($N=1,810$). При замещении биотита хлоритом первый светлеет ($N_m=1,629$).

Гранат-амфибол-плагиоклазовые и гранат-пироксен-плагиокла-

зовые кварциты по составу аналогичны подобным породам зоны андалузита, но отличаются более крупнозернистым сложением и ориентировкой плагиоклаза и амфибола. Количественно-минералогический состав гранат-амфибол-плагиоклазовых кварцитов, %: гранат — 5—10, роговая обманка — 15, плагиоклаз (№ 50) — 10, кварц — 80, сфен и рудный минерал — 1. В пироксенсодержащих разновидностях кварцитов количественно-минералогический состав следующий, %: гранат — 13, пироксен — 10, лабрадор — 15, кварц — 60, роговая обманка — 2, эпидот-пистацит — 10, сфен — 0,5.

Гранат-мусковит-биотитовые кварцито-сланцы — полосчатые сланцеватые породы с порфиробластовой и гранолепидобластовой структурой. Порфиробласты представлены гранатом, содержащим многочисленные включения ильменита. Количественно-минералогический состав, %: гранат — 10, биотит — 25, мусковит — 20, кварц — 45.

Графитовые яшмокварциты и мраморы в зоне ставролита и граната не отличаются по минеральному составу от аналогичных пород в других зонах метаморфизма, увеличивается лишь степень перекристаллизации.

В кристаллических сланцах зоны ставролита — граната, слагающих ядро Северо-Нуратинской термальной «антиклинали», проявлены метасоматические процессы, аналогичные наблюдаемым в метаморфических породах зоны роговой обманки — плагиоклаза мурунтауского метаморфического комплекса. Они выражены в фибролитизации, плагиофельдшпатизации, мусковитизации и окварцевании.

В ставролит-гранатовых кристаллических сланцах образуются порфиробласты олигоклаза (№ 19—22) с характерными для них простыми карлсбадскими двойниками. Биотит замещается крупнокристаллическим мусковитом, содержащим обильную вкрапленность ильменита. Количественно-минералогический состав этих пород, %: гранат — 10, биотит — 20, «вторичный» мусковит — 40, «вторичный» олигоклаз — 15, кварц — 10, ильменит — 5. Породы иногда приобретают полосчатую текстуру, выраженную в чередовании лейкократовых и меланократовых полосок. Первые сложены олигоклазом и кварцем с коррозионными соотношениями между ними, а меланократовые — слюдами, ильменитом и реликтами высокоглиноземистых минералов: ставролита и граната, которые корродируются кварцем. В результате метасоматического процесса изменения кристаллических сланцев происходит обогащение их ильменитом.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ТЕМПЕРАТУРА ОБРАЗОВАНИЯ ТИПОМОРФНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПОЛИФАЦИАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Характеристика минералов

Биотиты. Намечаются следующие генетические типы биотитов: а) биотиты регионально-метаморфизованных пород («региональные» биотиты); б) биотиты регионально-метаморфических пород,

измененные в зонах гидротермального метасоматоза (хлоритизация); в) биотиты регионально-метаморфизованных пород, подвергшиеся высокотемпературной хлоритизации и мусковитизации; г) биотиты, образующиеся в контактовых ореолах с интрузиями («контактовые» биотиты) в метаморфических породах различных зон регионального плутонического прогрессивного метаморфизма.

«Региональные» биотиты в различных зонах прогрессивного метаморфизма отличаются по составу (табл. 2, 3). Наблюдаются некоторые вариации в железистости, которая возрастает в «контактовых» биотитах (табл. 4). Для всех биотитов этой группы из различных зон метаморфизма характерна однопакетная политипная модификация с незначительной примесью двухпакетной ($1M + 2M_1$ следы). В зоне ставролита появляются биотиты со структурой $1Md$ (неупорядоченные). В биотитах рассматриваемой группы наблюдается некоторое увеличение содержания алюминия в шестерной координации по мере усиления метаморфизма (см. табл. 2): в зоне биотита $A1=0,33$, в зоне роговой обманки — $0,66$, в зоне андалузита — $0,88$, в зоне ставролита — $0,65$ и исчезновение кальция в катионной группе биотитов в зоне ставролита.

«Региональные» биотиты, измененные в зонах среднетемпературного гидротермального метасоматоза. Во всех зонах, возникших в прогрессивный этап регионального плутонического метаморфизма, гидротермально-метасоматические изменения регрессивного этапа приводят сначала к перекристаллизации биотита, сопровождающейся выносом железа и уменьшением величины показателя преломления, но с сохранением структуры биотита (см. табл. 4, обр. 2030^д, 2ЦК).

При интенсивных гидротермально-метасоматических преобразованиях биотит-плагноклазовых кристаллических сланцев, превращенных в порфиробластические кварц-олигоклаз-мусковит-хлоритовые сланцы, биотит замещен хлоритом, с образованием структуры хлорита (обр. 1604, табл. 4). Однако от типичного хлорита вторичные хлориты (обр. 1562, 1604) отличаются повышенным содержанием калия, пониженным содержанием магния, закиси железа и алюминия в катионной группе. По химическому составу вторичные хлориты занимают промежуточное положение между хлоритами и биотитами и относятся к группе смещанослойных слюд.

«Региональные» биотиты, подвергшиеся высокотемпературной мусковитизации. В отличие от второй группы, рассматриваемые биотиты развиты исключительно в зонах андалузита и ставролита — ядре термальной «антиклинали». Изменения биотитов выражены в уменьшении величины показателя преломления и просветлении.

Биотиты, возникшие в контактовых ореолах с гранитными интрузиями. В отличие от «региональных» биотитов, характеризующихся выдержанной зеленовато-коричневой окраской, контактовые биотиты имеют красновато-коричневую окраску, которая особенно характерна для «контактовых» биотитов, возникающих

Номер пробы	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	F	O=2F	Σ
2532	Графит-кв рц-биотитовый сланец	43,27	2,41	17,24	9,72	8,93	0,21	6,38	0,20	0,72	6,66	—	4,58	—	—	100,32
1ЦК	Биотитовый сланец	37,18	1,84	15,96	15,58	3,64	0,18	10,97	0,25	0,42	6,41	—	—	—	—	92,43
2ЦК	Биотитизированный алевролит из месторождения Мурунтау	37,90	2,20	17,18	4,77	11,60	0,29	13,30	0,25	0,37	8,18	—	3,25	—	—	99,29
1562	Псаммитовый филлит с порфиробластами биотита	36,50	1,14	18,69	9,77	11,27	0,12	10,91	0,22	0,68	1,58	Сл.	8,85	0,17	0,07	99,90
2030 ^д	Порфиробластический биотит-хлоритовый сланец	36,60	1,66	17,28	5,27	14,29	0,10	10,97	0,29	0,35	7,85	.	4,95	0,30	0,13	99,91
1604	Альбит-порфиробластический хлорит-мусковитовый сланец	41,80	1,55	18,00	8,20	6,57	0,18	12,67	0,17	0,55	2,05	0,09	8,11	0,23	0,10	100,17
3367	Андалузитовый сланец	39,45	1,40	19,82	6,71	11,71	0,14	9,16	0,12	0,31	7,22	0,05	3,70	0,15	0,06	99,94
2344	Ставролит-мусковит-биотитовый сланец	36,30	1,38	20,78	6,78	12,87	0,15	8,43	Сл.	0,38	7,85	Сл.	4,74	0,12	0,05	99,73
2635	Андалузит-ставролитовый сланец	37,50	1,46	20,43	5,80	13,38	0,12	9,71	.	0,38	7,48	0,07	3,97	0,17	0,07	100,47
2639	Гранат-ставролитовый двуслюдяной сланец	36,10	1,55	20,37	10,56	9,55	0,17	8,90	.	0,30	7,85	—	4,16	0,24	0,10	99,75
2422	Андалузитовый двуслюдяной сланец	35,60	1,81	19,99	4,37	15,77	0,19	9,75	.	0,25	7,10	0,11	4,83	0,16	0,07	99,82
1817	Биотит-мусковит-андалузитовый сланец	35,60	1,81	18,91	11,93	6,61	0,17	10,77	—	0,22	8,65	Сл.	4,83	0,16	0,09	100,51

* Прямая вода не определялась.

Кристаллохимическая характеристика биотитов

Номер пробы	Зона метаморфизма	Кристаллохимические формулы
2532	Биотита—мусковита	$[(K, Na)_{0,77}Ca_{0,01}]_{0,78}(Mg_{0,74}Fe^{2+}_{0,58}Fe^{3+}_{0,57}Ti_{0,14}Mn_{0,01}Al_{0,99})_{3,00}(Si_{3,37}Al_{0,63})_{4,00}O_{10}((O, OH)_{2,00})$
1ЦК	То же	$[(K, Na)_{0,72}Ca_{0,01}]_{0,73}(Mg_{0,71}Fe^{2+}_{0,20}Fe^{3+}_{0,90}Ti_{0,12}Mn_{0,01}Al_{0,47})_{3,00}(Si_{3,00}Al_{1,00})_{4,00}O_{10}(O, OH)_{2,00}$
2ЦК	.	$[(K, Na)_{0,12}Ca_{0,01}]_{0,93}(Mg_{0,71}Fe^{2+}_{0,82}Fe^{3+}_{0,43}Ti_{0,13}Mn_{0,02}Al_{0,89})_{3,00}(Si_{3,19}Al_{0,81})_{4,00}O_{10}(O, OH)_{2,00}$
1562	.	$[(K, Na)_{0,25}Ca_{0,02}]_{0,27}(Mg_{1,21}Fe^{2+}_{0,70}Fe^{3+}_{0,60}Ti_{0,06}Mn_{0,08}Al_{0,35})_{3,00}(Si_{2,71}Al_{1,29})_{4,00}O_{10}(O_{0,07}OH_{1,85}F_{0,08})_{2,00}$
2030 ^д	.	$[(K, Na)_{0,84}Ca_{0,02}]_{0,86}(Mg_{1,24}Fe^{2+}_{0,90}Fe^{3+}_{0,34}Ti_{0,13}Mn_{0,01}Al_{0,33})_{2,05}(Si_{2,78}Al_{1,22})_{4,00}O_{10}(O_{0,07}OH_{1,90}F_{0,03})_{2,00}$
1604	Роговой обманки—плаггиоклаза	$[(K, Na)_{0,27}Ca_{0,01}]_{0,28}(Mg_{1,42}Fe^{2+}_{0,41}Fe^{3+}_{0,42}Ti_{0,09}Mn_{0,01}Al_{0,66})_{3,01}(Si_{3,08}Al_{0,92})_{4,00}O_{10}(O_{0,38}OH_{1,60}F_{0,02})_{2,00}$
3367	Андалузита—биотита	$[(K, Na)_{1,16}Ca_{0,01}]_{1,17}(Mg_{1,05}Fe^{2+}_{0,75}Fe^{3+}_{0,40}Ti_{0,08}Mn_{0,01}Al_{0,88})_{3,17}(Si_{3,01}Al_{0,99})_{4,00}O_{10}(O_{1,73}OH_{0,23}F_{0,04})_{2,00}$
2344	Ставролита—граната	$[(K, Na)_{0,83}]_{0,83}(Mg_{0,98}Fe^{2+}_{0,83}Fe^{3+}_{0,39}Ti_{0,08}Mn_{0,01}Al_{0,65})_{2,94}(Si_{2,78}Al_{0,22})_{4,00}O_{10}(O_{1,13}OH_{0,80}F_{0,07})_{2,00}$
2635	То же	$[(K, Na)_{0,77}]_{0,77}(Mg_{1,09}Fe^{2+}_{0,87}Fe^{3+}_{0,33}Ti_{0,08}Al_{0,64})_{3,01}(Si_{2,88}Al_{1,18})_{4,00}O_{10}(O_{0,70}OH_{1,26}F_{0,04})_{2,00}$
2639	.	$[(K, Na)_{0,80}]_{0,80}(Mg_{1,00}Fe^{2+}_{0,60}Fe^{3+}_{0,60}Ti_{0,09}Mn_{0,1}Al_{0,55})_{2,94}(Si_{2,74}Al_{1,26})_{4,00}O_{10}(O_{0,57}OH_{1,37}F_{0,16})_{2,00}$
2422	Контактового метаморфизма	$[(K, Na)_{0,56}]_{0,56}(Mg_{0,84}Fe^{2+}_{0,78}Fe^{3+}_{1,31}Ti_{0,08}Mn_{0,01})_{3,00}(Si_{2,06}Al_{1,37}Fe^{3+}_{0,5})_{3,93}O_{10}(O_{0,81}OH_{1,35}F_{0,04})_{2,00}$
1817	То же	$[(K, Na)_{0,87}]_{0,87}(Mg_{1,22}Fe^{2+}_{0,42}Fe^{3+}_{0,68}Ti_{0,10}Mn_{0,11}Al_{0,46})_{2,99}(Si_{2,77}Al_{1,23})_{4,00}O_{10}(O_{0,97}OH_{0,98}F_{0,05})_{2,00}$

Рентгеноструктурная, кристаллооптическая характеристика и железистость биотитов различных генетических типов

Номер образца	Зона прогрессивного регионального метаморфизма	Рентгеноструктурная характеристика			Nm	Общая железистость (по диаграмме В. С. Соболева), %	Общая железистость, рассчитанная из анализа, %
		b, Å	c sin, Å	Полиптипия			

„Региональные“ биотиты

2532	Биотита	9,240	10,08	1M+2M ₁ (?)	1,648	53	61
1ЦК	„	9,21	9,9	1M+2M ₁ сл.	1,653	55	47,5
2030 ^г	„	Не определялось			1,643	47	—
3367	Андалузита	„			1,647	52	52
2566	Ставролита	„			1,640	45	—
2564	„	„			1,645	50	—
2645	„	„			1,648	55	—
2639	„	„			1,653	55	54,5
2344	„	9,245	10,070	1Md	Не опр.	—	52
2357	„	9,240	10,070	1M+2M ₁ сл.	„	—	—

„Региональные“ биотиты, измененные в зонах гидротермального метасоматоза

1562	Биотита	9,250	14,180	—	1,640	45	52
2ЦК	„ (Мурнтауское рудное поле)	9,25	10,1	1M+2M ₁ сл.	{ 1,627 1,605	{ >30 >30	65,6
2030 ^а	Роговой обманки	9,25	10,070	—	1,639	45	51
1604	То же	9,25	14,210	—	(Np=1,595) 1,620	>30	58

„Региональные“ биотиты, подвергшиеся высокотемпературной мусковитизации

1069	Андалузита	Не определялось			1,626	>30	—
2566	Ставролита	„			1,629	>30	—
2564	„	„			1,629	>30	—
2645	„	„			1,629	>30	—

„Контактный“ биотит

1817	Биотита	9,220	10,045	1M	Не опр.	—	47,5
1918	„	9,258	10,06	—	„	—	—
2382	„	Не определялось			1,656	60	—
1972	Андалузита	„			1,691	91	—
2639	Ставролита	„			1,675	75	—
2422	„	„			—	—	75,8

в зоне андалузита и ставролита. «Контактовые» биотиты обогащены титаном и железом (резко возрастает общая железистость и показатель преломления, см. табл. 4) и содержат меньшее количество алюминия в шестерной координации по сравнению с «региональными» биотитами. Для «контактовых» биотитов характерна исключительно однопакетная политипная модификация.

Для выделенных биотитов Е. А. Липатовой в лаборатории ВСЕГЕИ получены инфракрасные спектры поглощения. В спектрах всех образцов биотита наблюдаются полосы поглощения валентных колебаний гидроксильных групп, входящих в решетку кристаллов биотита (3600 см^{-1}); поглощение, вызываемое валентными колебаниями молекул воды, находящихся в межпакетной прослойке (3400 см^{-1}); полоса поглощения с максимумом около 1640 см^{-1} , вызываемая деформационными колебаниями молекул воды. По характеру спектров намечаются следующие три группы биотитов.

1. Биотиты, имеющие сильное поглощение в области от 3250 до 3650 см^{-1} с пропусканием, не превышающим во всем интервале 15% . В области деформационных колебаний у этих биотитов наблюдается полоса при 1640 см^{-1} , также отчетливо выраженная с пропусканием в максимуме поглощения, не превышающем 40% для всех образцов. Сильное поглощение в области 1640 см^{-1} свидетельствует о наличии большого количества межслоевой воды, а плохое разрешение и размытость полос, по-видимому, связаны с какими-то нарушениями в структуре этих биотитов.

К этой группе относятся биотиты андалузитовых кристаллических сланцев зоны андалузита — биотита (обр. 1857, 1972, 24106, 1920, 1069), подвергшихся высокотемпературным метасоматическим изменениям регрессивного этапа регионального плутонического метаморфизма, а также роговики (обр. 2382), подвергшиеся постмагматическому метасоматозу.

2. Биотиты, имеющие более высокое пропускание: до 25% в области валентных колебаний и до 78% в максимуме полосы поглощения деформационных колебаний. Эти биотиты, по-видимому, содержат меньше воды, чем образцы 1-й группы, но близки к ним по плохому разрешению полос поглощения, так как имеют широкие размытые полосы. Биотиты этой группы принадлежат более высокотемпературным кристаллическим сланцам зоны ставролита, и, кроме того, попадают в зону контактового ореола с гранитами (обр. 2365а, 2422, 2564). Меньшее содержание в них воды вполне закономерно, как в более глубокометаморфизованных породах. Нечеткая картина спектра связана с термальным воздействием интрузии и как следствие этого перекристаллизацией биотита.

3. Биотиты, имеющие еще более высокое пропускание, чем биотиты 1-й и 2-й групп. На всех кривых поглощения этих биотитов четко выражена полоса валентных колебаний гидроксильных групп при 3600 см^{-1} , связанная с повышенным содержанием в них алюминия в шестерной координации, и полоса деформационных

колебаний молекул воды при 1640 см^{-1} . Кроме того, виден также максимум поглощения при 3300 см^{-1} , относящийся к валентным колебаниям молекул воды, связанных сильной водородной связью или, возможно, с наличием NH_4^+ , изоморфно замещающего K^+ .

Таким образом, в 3-ю группу попадают биотиты с наиболее разрешенными (четко выраженными полосами поглощения) спектрами, которые, очевидно, отражают их структурную однородность. Для этой группы биотитов характерно наличие наименьшего количества межслоевой воды, находящейся в капельножидкой форме, которой соответствует полоса с максимумом около 3400 см^{-1} .

В эту группу попали «региональные» биотиты, не измененные наложенными метасоматическими процессами (см. табл. 4), из различных зон метаморфизма: зоны биотита — обр. 2532, зоны андалузита — обр. 3367, зоны ставролита — обр. 2566 и 2645, причем последовательное изменение характера спектра точно совпадает с прогрессивной метаморфической зональностью. Низкое содержание межслоевой воды, находящейся в капельножидкой форме в биотитах этой группы, свидетельствует о незначительной роли растворов в метаморфогенном минералообразовании на прогрессивном этапе регионального плутонического метаморфизма и заметном увеличении роли растворов на регрессивном метасоматическом этапе, что фиксируется в биотитах 1-й и 2-й групп.

Из сопоставления генетических групп биотитов с группами, выделенными по данным инфракрасной спектроскопии, можно сделать следующие выводы.

1. Намечается совпадение генетических групп биотитов с группами, выделенными по характеру спектров в инфракрасной области.

2. Характер спектра четко фиксирует структурные перестройки в биотитах под влиянием наложенных процессов изменения и содержание в них межслоевой воды.

3. Наименьшее количество межслоевой воды наблюдается в неизменных «региональных» биотитах, и количество ее возрастает в зависимости от интенсивности гидротермально-метасоматических изменений биотитов (хлоритизации и мусковитизации).

4. Постепенное изменение характера спектров в неизменных «региональных» биотитах, входящих в 3-ю группу, отражает прогрессивное образование более высокотемпературных модификаций биотита в процессе формирования метаморфической зональности.

Амфиболы. В изученных породах встречаются преимущественно метаморфогенные амфиболы, образующиеся при прогрессивном региональном плутоническом метаморфизме метавулканитов ауминзинской свиты (обр. 1602, зона роговой обманки — плагиоклаза, мурунтауский метаморфический комплекс) и карбонатно-кремнистых пород нижней подсвиты тасказганской свиты — северо-нуратинский метаморфический комплекс. На месторождении Мурунтау встречаются метаморфогенные прожилки, сложенные кварцем и амфиболом (обр. 3018).

Амфибол обр. 1602 из эпидотовых амфиболитов и амфиболовых сланцев имеет показатели преломления: $N_g = 1,675 \pm 0,002$, $N_m = 1,667 \pm 0,002$, $N_p = 1,655 \pm 0,002$, $cN_g = 15^\circ$.

Амфибол обр. 3018 темноокрашенный: $N_g = 1,671 \pm 0,002$, $N_m = 1,664 \pm 0,002$, $N_p = 1,652 \pm 0,002$, $cN_g = 16^\circ$.

Показательно, что оба амфибола очень сходны между собой и по данным инфракрасной спектроскопии относятся к обыкновенной роговой обманке эденит-гастингситового типа.

По рентгеноструктурным особенностям ($a = 9,872 \text{ \AA}$; $b = 18,08 \text{ \AA}$, $c = 5,30 \text{ \AA}$, $\angle \beta = 106^\circ 38'$) амфибол из месторождения Мурунтау (обр. 3018) близок к роговым обманкам метаморфических пород (гранат-амфибол-пироксен-лабрадоровый кварцит) северо-нуратинского метаморфического комплекса (табл. 5). Амфиболы в различных зонах метаморфизма имеют почти одинаковые показатели преломления: обр. 2532^a — $N_g = 1,675$; $N_m = 1,667$; $N_p = 1,655$; обр. 2632^r — $N_g = 1,673$; $N_p = 1,655$. Оба амфибола окрашены в светло-зеленый цвет. Из сопоставления кристаллохимических формул образцов амфибола, отобранных из различных зон (см. табл. 5), видно, как изменяется его состав.

Учитывая тот факт, что метаморфизму подверглись породы, принадлежащие одной подсвите, и очень постоянного исходного состава, изменения в элементарном составе амфибола можно отнести за счет метаморфизма. Так, при прогрессивном метаморфизме от зоны биотита к зоне ставролита в амфиболах уменьшается содержание кальция в формульных единицах: от 1,5 до 1,18 (в гранатах, ассоциирующих с амфиболом, увеличивается содержание кальция). Содержание закисного железа уменьшается от 1,83 до 1,42, а окисного — от 0,82 до 0,55; возрастает содержание алюминия в четвертой координации: от 0 до 0,50. Общая железистость амфиболов характеризуется следующими величинами, %: в зоне биотита (обр. 2532^a) — 57; в зоне андалузита (обр. 2342^ж) — 48; в зоне ставролита (обр. 2632^r) — 54. Рентгеноструктурная характеристика изученных амфиболов приведена в табл. 6.

По заключению Е. П. Соколовой, исследованные амфиболы относятся к серии роговых обманок промежуточного типа между обыкновенной роговой обманкой (как минеральным видом, в понимании Дира) и гастингситами.

Андалузиты. В северо-нуратинском полифациальном полиметаморфическом комплексе встречаются два генетических типа андалузитов: «региональные» и «контактные». Первые встречаются в кристаллических сланцах зоны андалузита — биотита и во внешней части зоны ставролита — граната. Андалузит образует парагенезисы с биотитом и ставролитом, но не встречается с гранатом. Сравнительная кристаллооптическая характеристика «региональных» и «контактных» андалузитов, а также изменения в кристаллооптических константах, наблюдаемые в региональных андалузитах при наложении контактового метаморфизма, приведены в табл. 11. Здесь рассмотрим кристаллохимические и рентгеноструктурные параметры андалузитов различных типов. Результа-

Химический состав (вес. %) и кристаллохимические формулы амфиболов*

Номер образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Σ
2532 ^а	Гранат-диопсид-амфиболовый кварцит	48,40	0,92	8,98	6,70	13,45	0,61	7,83	8,58	0,42	0,27	3,78	99,94
2342 ^ж	Амфибол-гранат-лабрадорový кварцит	50,95	2,40	6,83	3,27	13,75	0,81	10,10	0,23	0,26	0,31	—	97,91
2632 ^г	То же	52,60	0,96	9,22	5,22	12,03	0,46	7,86	7,84	0,37	0,17	—	96,73

Номер образца	Зона метаморфизма	Кристаллохимические формулы
2532 ^а	Биотита—мусковита	$[Ca_{1,5} (Na, K)_{0,18} Mn_{0,08}]_{1,76} (Mg_{1,90} Fe^{2+}_{1,83} Fe^{3+}_{0,82} Al_{1,72})_{6,27} (Si_{7,59} Ti_{0,11})_{8,00} O_{22} (OH, O)_{2,00}$
2342 ^ж	Андалузита—биотита	$[Ca_{1,43} (Na, K)_{0,13} Mn_{0,1}]_{1,66} (Mg_{2,18} Fe^{2+}_{1,66} Fe^{3+}_{0,38} Al_{0,80})_{5,00} (Si_{7,38} Ti_{0,26} Al_{0,36})_{8,00} O_{22} (OH, O)_{2,00}$
2632 ^г	Ставролита—граната	$[Ca_{1,18} (Na, K)_{0,13}]_{1,31} (Mg_{1,65} Fe^{2+}_{1,42} Fe^{3+}_{0,55} Al_{1,03} Mn_{0,04})_{4,69} (Si_{7,40} Ti_{0,1} Al_{0,5})_{8,0} O_{22} (OH, O)_{2,00}$

* Прямая вода не определялась.

Рентгеноструктурная характеристика амфиболов

Номер образца	Порода	Зона метаморфизма	$a, \text{Å}$	$b, \text{Å}$	$c, \text{Å}$	$\angle \beta$
2532 ^a	Гранат-диопсид-амфибол-анортитовый кварцит	Биотита	9,882	18,10	5,30	106°36'
2632 ^г	Амфибол-гранат-анортитовый кварцит	Ставролита	9,875	18,11	5,29	106 25
3018	Кварц-амфиболовые прожилки	Месторождение Мурунтау	9,872	18,08	5,30	106 31

ты химического состава андалузитов приведены в табл. 7, а их кристаллохимическая формула — в табл. 8. По химическому составу «контактовые» андалузиты (обр. 1817) отличаются от «региональных» повышенным содержанием магния и щелочей (в формульных единицах), с чем, по-видимому, связан их розовый цвет. По остальным элементам существенных различий не наблюдается. Показатели преломления «региональных» андалузитов: $N_g = 1,639$; $N_p = 1,629$, а «контактовых» — $N_g = 1,640$; $N_p = 1,631$.

С целью выяснения структурных отличий в андалузитах различных генетических групп проведен рентгеновский анализ для 11 проб андалузитов (6 «региональных», 2 «контактовых» и 3 «региональных», подвергшихся воздействиям в контактовом ореоле интрузии). Для всех этих андалузитов вычислены межплоскостные расстояния на рентгеновском дифрактометре. В результате сравнительного анализа этих данных не обнаружено никаких отличий в структуре андалузитов разных генетических типов. Однако, учитывая факт, что в пробах андалузита была механическая примесь кварца и X-фазы, обнаружить тонкие различия в структуре андалузита, если они имеются, не представилось возможным.

Ставролиты. Изучены три ставролита. Они характеризуются постоянным составом, что нашло отражение в выдержанности общей железистости 81—82%. Для пяти проб ставролитов на рентгеновском дифрактометре вычислены межплоскостные расстояния, характерные для ставролитов. Химический состав ставролитов приведен в табл. 7, а их кристаллохимические формулы — в табл. 8. Обр. 2344 отобран из внешней части зоны ставролита, где он находится в ассоциации с андалузитом, а обр. 2635 и 2639 — из внутренней части зоны, где ставролит находится в ассоциации с гранатом. Показатели преломления ставролитов во внутренней части зоны довольно постоянны: $N_g = 1,754 \div 1,757$; $N_p = 1,742 \div 1,744$. Ставролиты из внешней части зоны в ассоциации с андалузитом (обр. 2566) имеют более низкий показатель преломления: $N_g = 1,753$; $N_p = 1,737$. Точность — 0,002.

Химический состав андалузитов, ставролитов и гранатов

Номер пробы	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Σ
Андалузиты														
3367	Андалузитовый сланец	39,50	—	58,47	0,32	0,20	—	Сл.	0,29	0,30	0,28	0,37	0,75	100,48
2635	Андалузит-ставролитовый сланец	37,50	—	61,28	0,54	0,18	—	—	0,29	0,11	0,18	0,09	0,24	100,41
2344	Ставролит-мусковит-биотитовый сланец	39,40	0,04	58,94	—	0,55	0,02	0,43	0,15	0,09	0,06	—	—	99,68
2422	Андалузитовый двуслюдяной сланец	37,30	—	60,41	0,60	Сл.	—	Сл.	0,43	0,14	0,39	0,31	0,50	100,08
1918	Андалузитовый двуслюдяной роговик	43,10	—	55,00	0,60	—	—	—	0,33	0,11	0,35	0,13	0,31	99,93
1817	Биотит-мусковит-андалузитовый сланец	39,43	0,33	56,77	—	0,55	0,01	0,43	0,41	0,29	1,24	—	—	99,46
Ставролиты														
2344	Ставролит-мусковит-биотитовый сланец	34,10	0,34	49,60	—	11,48	0,41	1,00	0,32	0,15	0,27	0,06	2,48	100,22
2635	Андалузит-ставролитовый сланец	31,90	0,50	50,25	—	12,63	0,36	1,63	0,22	0,22	0,33	0,10	2,04	100,38
2639	Гранат-ставролитовый двуслюдяной сланец	30,50	0,58	51,40	—	13,54	0,35	1,11	0,29	0,17	0,25	0,09	1,51	99,79
Гранаты														
2569 ^б	Гранат-амфибол-диопсид-лабрадор- розовый кварцито-сланец	47,59	0,80	12,67	1,17	15,45	7,80	1,33	13,00	0,14	0,10	—	—	100,05
2342 ^ж	Амфибол-гранат-лабрадор- розовый кварцит	45,20	1,00	17,17	—	13,63	8,88	1,71	12,15	0,28	0,23	0,23	—	100,48
2357	Гранат-биотитовый сланцеватый кварцит	41,17	0,09	19,86	7,19	22,84	7,03	0,80	1,25	0,07	0,06	—	—	100,36
2639	Гранат-ставролитовый двуслюдя- ной сланец	37,20	1,21	18,90	1,38	26,13	9,73	2,24	2,18	0,26	0,28	0,34	—	99,85
2645	Гранат-ставролитовый слюдяной сланец	39,00	0,30	18,64	6,47	26,44	4,95	2,28	1,45	0,11	0,09	—	—	99,73
2632 ^г	Гранат-амфибол-лабрадор- розовый кварцит	52,14	0,31	15,00	4,88	10,30	5,00	—	12,70	0,09	0,09	—	—	100,51

Кристаллохимическая характеристика андалузитов, ставролитов и гранатов

Номер пробы	Зона метаморфизма	Кристаллохимические формулы
Андалузиты		
3387	Андалузита	$[Al_{1,87} Fe^{3+}_{0,01} Ca_{0,01} (Na, K)_{0,03} Si_{0,07}]_{1,99} Si_{1,00} O_5$
2635	Ставролита	$[Al_{1,96} Fe^{3+}_{0,01} Ca_{0,01} (Na, K)_{0,01} Si_{0,01}]_{2,00} Si_{1,00} O_5$
2344	"	$[Al_{1,82} Fe^{3+}_{0,01} Ca_{0,04} (Na, K)_{0,06} Mg_{0,02}]_{1,95} Si_{0,91} O_5$
2422	Контактового метаморфизма	$[Al_{1,94} Fe^{3+}_{0,01} Ca_{0,04} (Na, K)_{0,02} Si_{0,02}]_{2,03} Si_{1,00} O_5$
1918	То же	$[Al_{1,75} Fe^{3+}_{0,01} Ca_{0,01} (Na, K)_{0,01} Si_{0,17}]_{1,95} Si_{1,00} O_5$
1817	"	$[Al_{1,83} Fe^{3+}_{0,01} Ca_{0,01} (Na, K)_{0,06} Si_{0,02} Mg_{0,07}]_{2,00} Si_{1,02} O_5$
Ставролиты		
2344	Ставролита	$[Fe^{2+}_{0,64} Mg_{0,10} Ca_{0,02} (Na, K)_{0,04} Mn_{0,02} Ti_{0,02}]_{0,84} (Al_{3,90} Si_{0,26})_{4,16} Si_{2,00} O_{10} (OH)_2$
2635	"	$[Fe^{2+}_{0,70} Mg_{0,16} Ca_{0,02} (Na, K)_{0,06} Mn_{0,02} Ti_{0,03}]_{0,69} (Al_{3,93} Si_{0,07})_{4,00} Si_{2,00} O_{10} (OH)_2$
2639	"	$[Fe^{2+}_{0,75} Mg_{0,11} Ca_{0,02} (Na, K)_{0,04} Mn_{0,02} Ti_{0,03}]_{0,97} (Al_{4,00})_{4,00} Si_{2,00} O_{10} (OH)_2$
Гранаты		
2569 ^b	Биотита	$(Ca_{1,08} Fe^{2+}_{1,01} Mn_{0,50} Fe^{3+}_{0,07} Mg_{0,04} K_{0,03})_{2,73} (Al_{1,16} Si_{0,75})_{1,91} (Si_{2,95} Ti_{0,05})_{3,00} O_{12}$
2342 ^ж	Андалузита	$[Ca_{0,99} Fe^{2+}_{0,87} Mn_{0,63} (K, Na)_{0,06} Mg_{0,19}]_{2,74} (Al_{1,54} Si_{0,49})_{2,03} (Si_{2,94} Ti_{0,06})_{3,00} O_{12}$
2357	Ставролита	$(Fe^{2+}_{1,49} Fe^{3+}_{0,40} Mn_{0,47} Ca_{0,10} Mg_{0,09} Na_{0,01})_{2,56} (Al_{1,80} Si_{0,20})_{2,00} (Si_{3,00} Ti_{0,01})_{3,01} O_{12}$
2639	"	$(Fe^{2+}_{1,77} Mn_{0,67} Mg_{0,27} Ca_{0,19} Na_{0,07})_{2,97} (Al_{1,81} Si_{0,08} Fe^{+3}_{0,08})_{1,97} (Si_{2,93} Ti_{0,07})_{3,00} O_{12}$
2645	"	$[Fe^{2+}_{1,76} Fe^{3+}_{0,39} Mn_{0,33} Mg_{0,27} Ca_{0,12} (Na, K)_{0,03}]_{2,96} (Al_{1,75} Si_{0,13})_{1,88} (Si_{2,98} Ti_{0,02})_{3,00} O_{12}$
2632 ^г	"	$[Ca_{0,99} Fe^{2+}_{0,69} Mn_{0,31} Fe^{3+}_{0,27} (Na, K)_{0,02}]_{2,28} (Al_{1,29} Si_{0,80})_{2,09} (Si_{3,00} Ti_{0,01})_{3,01} O_{12}$

Гранаты. Гранаты обнаружены в метаморфических породах мурунтауского комплекса в зоне роговой обманки — плагиоклаза и северо-нуратинского комплекса, где они образуются по породам кремнисто-глинистого, алевро-глинистого и карбонатно-мергелисто-кремнистого составов. В мурунтауском комплексе гранат встречается в незначительном количестве в слюдяных сланцах, образующихся по вулканогенно-осадочным породам ауминзинской свиты в зоне роговой обманки — плагиоклаза и биотита — мусковита. Нами изучены гранаты северо-нуратинского комплекса, среди которых по составу выделены две группы (по преобладанию того или иного элемента): 1) марганцево-железо-кальциевые алюмогранаты, 2) магнезиально-марганцево-железистые алюмогранаты.

Первая группа гранатов характерна для первично карбонатно-мергелисто-кремнистых пород и входит в состав гранат-амфибол-диопсид-лабрадоровых кварцитов с карбонатом или без него, встречающихся в различных зонах метаморфизма. Вторая группа гранатов характерна для первично кремнисто-глинистых и алевро-глинистых пород и входит в состав гранат-биотит-ставролитовых кристаллических сланцев зоны ставролита — граната. Химический состав изученных гранатов двух групп приведен в табл. 7, а их кристаллохимические формулы — в табл. 8. В табл. 9 показан компонентный состав, параметры элементарной ячейки и общая железистость $\frac{(\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3)}{(\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})}$ этих же гранатов.

1. Марганцево-железо-кальциевые алюмогранаты. В этой группе гранатов можно проследить изменение состава в зависимости от степени метаморфизма. В зоне биотита (обр. 2569^б, табл. 9) гранаты этой группы характеризуются повышенным содержанием спессартиновой молекулы, которое закономерно уменьшается в гранатах зоны андалузита (обр. 2342^ж) и ставролита (обр. 2632^г). Параллельно с этим наблюдается увеличение гроссуляровой молекулы. Содержание пироповой молекулы возрастает несколько в зоне андалузита, но пироп отсутствует в рассматриваемых гранатах зоны ставролита. Содержание альмандиновой молекулы уменьшается в процессе метаморфизма. Показатель преломления граната — 1,781 (в зоне биотита) и 1,787 (в зоне ставролита). Изменение элементарного состава гранатов этой группы в формульных единицах (см. табл. 8) в процессе метаморфизма выражено в следующем: содержание кальция остается более или менее постоянным, закисного железа уменьшается от 1,01 до 0,69, окисного железа возрастает от 0,07 до 0,27, марганца уменьшается от 0,5 до 0,31; магний исчезает в этих гранатах в зоне ставролита.

По изменению соотношения компонентов в гранатах этой группы намечается переход от гроссуляр-спессартин-альмандинового граната в спессартин-альмандин-гроссуляровый гранат. Общая железистость в гранатах этой группы незакономерно возрастает (см. табл. 9) от 82 до 100% (максимальное значение в зоне ставролита).

Компонентный состав, рентгеноструктурная характеристика
и общая железистость гранатов

Номер образца	Зона метаморфизма	Порода	Алм	Пи	Сп	Гр	Ан	Параметры a элементарной ячейки, Å	Общая железистость F , %
2569 ^б	Биотита	Гранат-амфибол-диопсид-лабрадор- вый кварцито-сланец	52,7	2,2	29,4	8,7	—	$11,652 \pm 0,005$	96
2342 ^ж	Андалузита	Гранат-амфибол-лабрадор- овый кварцит	37,5	8,4	27,3	26,8	—	$11,565 \pm 0,006$	82
2357	Ставролита	Гранат-биотитовый сланцеватый кварцит	72,0	3,9	19,8	4,3	—	$11,524 \pm 0,008$	78
2639	"	Гранат-ставролитовый двуслюдяной сланец	62,5	9,5	22,5	—	4,5	$11,607 \pm 0,005$	88
2645	"	То же	72,7	10,2	12,6	4,5	—	$11,539 \pm 0,05$	89
2632 ^г	"	Гранат-амфибол-лабрадор- овый кварцит	42,4	—	16,0	41,6	—	$11,694 \pm 0,05$	100

Параметры элементарной ячейки чистых разновидностей гранатов (по Диру, a , Å)

Железо-магнезиальные гранаты

Пироп ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$) — 11,459; альмандин ($Fe^{2+}Al_2Si_3O_{12}$) — 11,526

Существенно кальциевые гранаты

Гроссуляр ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$) — 11,851; андрацит ($Ca_3Fe_2^{3+}Si_3O_{12}$) — 12,048

Марганцевые гранаты

Спессартин ($Mn_3Al_2Si_3O_{12}$) — 11,621

2. Магнезиально-марганцево-железистые алюмогранаты. К этой группе относятся пироп-спессартин-альмандиновые гранаты с незначительной примесью гроссуляровой молекулы. В одном случае вместо гроссуляра установлен андрадит (обр. 2639, табл. 9). Пробы граната отобраны из различных частей зоны ставролита — граната: обр. 2357 — из внешней части, а обр. 2639 и 2645 — из внутренней; соответственно наблюдается увеличение содержания пироповой молекулы во внутренней части зоны ставролита — граната, т. е. с увеличением степени метаморфизма, что является общей закономерностью. Также закономерно увеличивается общая железистость гранатов этой группы от внешней к внутренней части зоны (78—88—89%, см. табл. 9) за счет увеличения закисного железа при относительно постоянном значении окисного железа и магния. Показатель преломления в обр. 2639 и 2645 равен 1,810.

Результаты термического анализа графитсодержащих метаморфических пород, отобранных из различных зон метаморфизма Северо-Нуратинской термальной «антиклинали» [6], показали, что при прогрессивном региональном плутоническом метаморфизме происходит дальнейшая графитизация графитовых кристаллитов. Первое появление графита фиксируется в зоне хлорита — мусковита, отвечающей низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев. Температура выгорания графита в этой зоне 550°С. Графит в породах нижнего палеозоя и верхнего протерозоя в зоне хлорита — мусковита устанавливается по смене тонкодисперсного углеродистого вещества чешуйками графита размером 0,001 мм.

В породах тасказганской свиты в зоне биотита — мусковита по мере увеличения степени перекристаллизации пород размер чешуек графита увеличивается до 0,005 мм. В метаморфогенных кварцевых прожилках, развивающихся в графитовых яшмокварцитах, размер чешуек графита достигает 0,01 мм. Температура начала экзотермического эффекта в графитах зоны биотита — мусковита 650°С. В породах зоны андалузита — биотита графит характеризуется температурой выгорания 650—700°С, а в зоне ставролита — граната — 740°С.

Петрохимия пород различных зон метаморфизма

Для выяснения степени миграции вещества при формировании метаморфической зональности в мурунтауском и северо-нуратинском полифациальных метаморфических комплексах сделан силикатный химический анализ 20 проб пелитовых пород одной и той же подсвиты тасказганской свиты, отобранных из различных зон прогрессивного регионального метаморфизма (7 анализов для каждой зоны). Основная цель петрохимического анализа — установить факт миграции вещества и степень его миграции, без количественной оценки, так как для этого недостаточен имеющийся химико-аналитический материал. На рис. 4, а приведена вариационная диаграмма поведения основных окислов в процессе развития метаморфической зональности. Учитывая постоянный исход-

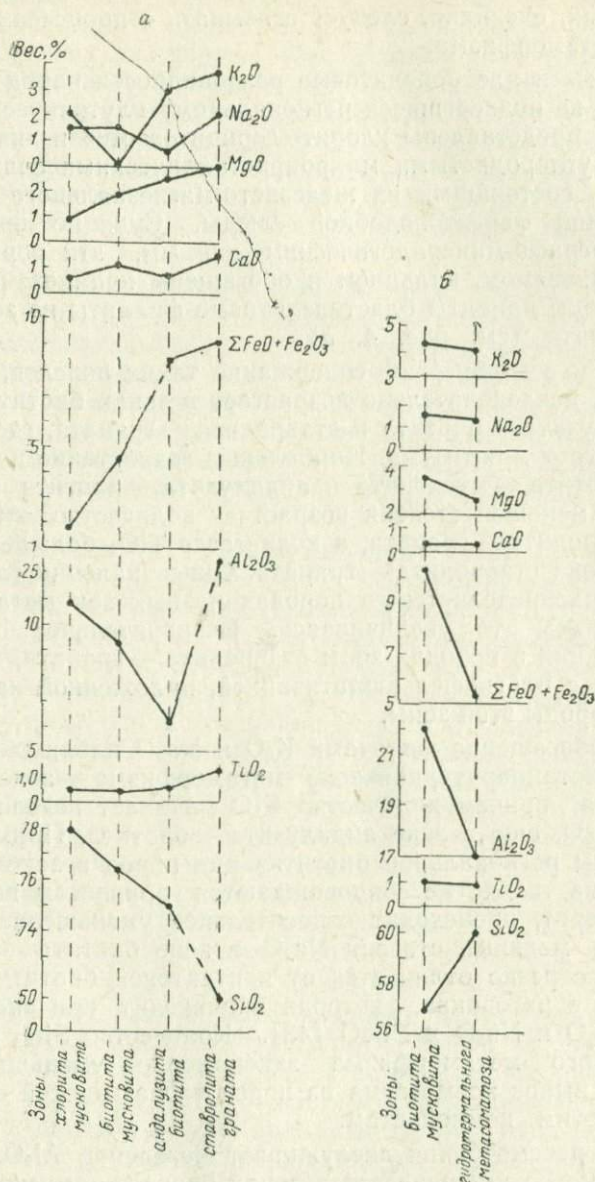


Рис. 4. Вариационные диаграммы поведения основных окислов: а — в процессе развития прогрессивной метаморфической зональности; б — в процессе развития гидротермально-метасоматической зональности.

ный состав пелитовых и алевропелитовых пород тасказганской свиты, наблюдаемые в них изменения химического состава в различных зонах, очевидно, следует связывать с процессами прогрессивного метаморфизма.

Пелитовые и алевропелитовые разновидности пород тасказганской свиты, не подвергшиеся региональному плутоническому метаморфизму, представлены хлорит-«серицитовыми» и кварц-«серицитовыми» углеродистыми микрористаллическими сланцами или филлитами, состоящими из железисто-магнезиального хлорита и магнезиальной фенгитоподобной слюды. Судя по приведенным выше петрографо-минералогическим данным, эти породы бедны калием, глиноземом, кальцием и обогащены кремнеземом. За исходные породы приняты blastopelitic филлиты из зоны хлорита — мусковита (см. рис. 4, а).

Как видно из рис. 4, а, содержание таких окислов, как MgO , ΣFeO , TiO_2 , последовательно возрастает в зонах биотита — мусковита, андалузита — биотита и ставролита — граната, где количество их достигает максимума. Наибольшее возрастание наблюдается в зонах биотита — мусковита и андалузита — биотита (для MgO , ΣFeO) и в меньшей степени возрастает количество этих окислов в зоне ставролита — граната, а количество TiO_2 больше всего возрастает в зоне ставролита — граната. Окись кальция главным образом перераспределяется в породах разных зон метаморфизма, то уменьшаясь, то увеличиваясь. Незначительное обогащение окисью кальция в породах зоны ставролита — граната, по-видимому, связано с плагиофельшпатизацией, наложенной на метаморфические породы этой зоны.

Резкое обогащение щелочами K_2O и Na_2O наблюдается в наиболее высокотемпературной зоне метаморфизма — зоне ставролита — граната, причем количество K_2O начинает возрастать раньше, чем Na_2O , еще в зоне андалузита — биотита. Примечательно, что процессы региональной биотитизации пород в зоне биотита — мусковита не только не сопровождаются привнесением щелочей, но даже, наоборот, происходит относительное уменьшение количества K_2O и в меньшей степени Na_2O в зоне биотита — мусковита. Этот процесс резко отличается от контактовой биотитизации, наблюдаемой в роговиках, которая происходит при значительном привносе K_2O и Na_2O и ΣFeO [43]. Количество SiO_2 в процессе прогрессивного метаморфизма закономерно уменьшается, т. е. происходит вынос кремнезема из пород тасказганской свиты, обогащенных этим компонентом.

Особого рассмотрения заслуживает поведение Al_2O_3 . Количество его заметно уменьшается в зонах биотита — мусковита и андалузита — биотита и резко возрастает в зоне ставролита — граната, где также в большом количестве присутствует андалузит. Таким образом, происходит вторичное обогащение глиноземом в породах внутренних высокотемпературных зон метаморфизма за счет выноса его из пород внешних более низкотемпературных зон.

Этот факт, во-первых, свидетельствует о том, что процесс прогрессивного регионального плутонического метаморфизма не является строго изохимическим и протекает при участии не только поровых, но и привнесенных растворов, обеспечивающих миграцию таких инертных компонентов, как Al_2O_3 и TiO_2 . Во-вторых, при палеолитологических реконструкциях высокоглиноземистых кристаллических сланцев необходимо иметь в виду, что они могут образоваться за счет осадочных пород, первоначально не содержащих повышенного количества глинозема, в результате вторичного обогащения этим компонентом в процессе прогрессивного регионального плутонического метаморфизма.

Намеченный по петрохимическим данным характер миграции вещества при прогрессивном метаморфизме полностью подтверждается приведенным выше анализом изменения элементарного состава породообразующих минералов метаморфических пород в различных зонах метаморфизма. Так, увеличение содержания окиси магния в процессе метаморфизма проявляется в увеличении количества пироповой составляющей в гранатах, обогащении магнезиальной составляющей амфиболов за счет уменьшения содержания кальция.

Возрастание ΣFeO и TiO_2 фиксируется главным образом увеличением содержания ильменита в метаморфических породах зоны андалузита и ставролита. Общая железистость биотитов повышается в зоне ставролита за счет появления высокожелезистого «контактового» биотита. В ряду «региональных» биотитов с увеличением степени метаморфизма существенного изменения железистости не наблюдается. Возрастание ΣFeO в высокотемпературных зонах метаморфизма, фиксируемое в анализах пород, связано кроме обогащения ильменитом с увеличением железистости гранатов алмандинового ряда. В гранатах гроссулярового ряда и амфиболах из этих же пород общая железистость в зоне андалузита несколько падает, но резко возрастает в зоне ставролита. В целом в ядре метаморфической термальной «антиклинали» происходит концентрация фемических компонентов (Fe , Mg), вынесенных, по-видимому, из расположенной глубже зоны гранитизации.

Выявленная петрохимическая закономерность увеличения содержания Al_2O_3 в высокотемпературных зонах за счет выноса глинозема на низкотемпературной стадии прогрессивного метаморфизма четко фиксируется в составе породообразующих минералов. Так, в биотитах в зоне андалузита резко возрастает содержание алюминия в шестерной координации, а в амфиболах зоны андалузита и особенно ставролита возрастает содержание алюминия в четвертой координации. Появление в высокотемпературных зонах богатых глиноземом минералов, таких как андалузит, ставролит и алюмогранаты, — показатель повышения содержания Al_2O_3 . А если учесть, что метаморфизму подвергаются те же, что и в зоне биотита, бедные глиноземом глинисто-кремнистые породы

тасказганской свиты, то это обогащение Al_2O_3 можно отнести только за счет его перераспределения при метаморфизме.

Доказательством повышенного содержания глинозема в высокотемпературных метаморфических породах могут служить процессы фибролитизации, мусковитизации и фельдшпатизации, развивающиеся только в этих породах. Эти процессы одновременно являются показателем привноса щелочей, что также фиксируется химическими анализами.

Для выяснения характера миграции вещества на самой ранней фазе регрессивных гидротермально-метасоматических процессов формирования метаморфогенно-гидротермальной «пятнистости» по данным химических анализов была построена вариационная диаграмма (рис. 4, б). Исходными породами являются регионально-биотитизированные алевролиты бесапанской свиты нижнего палеозоя зоны биотита — мусковита северо-нуратинского полифациального метаморфического комплекса. «Пятнистые» гидротермально-измененные породы отобраны из различных зон Каттаич-Сентябского и Кошсай-Бешмодинского участков (см. карту).

Как видно из рис. 4, б, направленность миграции вещества диаметрально противоположна той, которая наблюдалась на прогрессивном этапе формирования метаморфической зональности (рис. 4, а). Обращает на себя внимание резкое возрастание SiO_2 при формировании «пятнистости», в то время как во всех зонах метаморфизма SiO_2 выносятся. Наоборот, Al_2O_3 , Fe_2O_3 и MgO при гидротермальном процессе выносятся, в то время как на прогрессивном метаморфогенном этапе шло накопление этих окислов. Это значит, что процесс образования биотитовых и хлоритовых «пятен» не сопровождается привносом MgO , а, наоборот, общее количество его в породе уменьшается с локализацией в отдельных «пятнах». Образование хлорита вместо мусковита и биотита, естественно, приводит к уменьшению Al_2O_3 . Содержание щелочей (Na_2O и K_2O) и CaO остается постоянным. Несколько уменьшается содержание TiO_2 .

Процесс образования метаморфогенно-гидротермальной «пятнистости» является диффузионным с локализацией минералообразования в точечных центрах кристаллизации за счет мобилизации порового раствора. Концентрически-зональное строение «пятен» свидетельствует о том, что отсутствовала свободная циркуляция раствора. Следовательно, на этой стадии окварцевание происходит за счет переотложения кварца, вынесенного на прогрессивном этапе метаморфизма из нижележащих кремнистых пород тасказганской свиты. Гидротермальная «пятнистость» наблюдается только в породах бесапанской свиты нижнего палеозоя, располагающихся выше несогласия с верхнепротерозойским складчатым основанием и являющихся экраном для гидротермальных растворов. Поэтому здесь происходят исключительно диффузионные метаморфогенно-гидротермальные процессы. Как видно из рис. 4, б, на этой стадии не наблюдается накопления рудных и феррических компонентов.

Характеристика минеральных парагенезисов в различных зонах метаморфизма

Зона хлорита — мусковита во всех полифациальных метаморфических комплексах, за исключением джетымтауского (см. рис. 1), развивается в терригенных песчано-сланцевых породах нижнего палеозоя и реже верхнего протерозоя близкого исходного литологического состава. Типоморфной минеральной ассоциацией для этой зоны являются кварц — магнезиально-железистый хлорит — мусковит. В джетымтауском комплексе в эту зону, кроме того, входят вулканиты ауминзинской свиты, и по ним развивается минеральная ассоциация альбит — хлорит — эпидот — (актинолит). Обе минеральные ассоциации отвечают мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев.

Зона биотита — мусковита в мурунтауском метаморфическом комплексе развивается как в углеродисто-терригенно-кремнистых и песчано-сланцевых, так и в вулканогенно-терригенных породах верхнего протерозоя. Типоморфной минеральной ассоциацией этой зоны является графит — биотит — мусковит — хлорит и альбит — эпидот — актинолит, соответствующие биотит-мусковитовой субфации фации зеленых сланцев.

Зона роговой обманки — плагиоклаза выделена только в мурунтауском метаморфическом комплексе и образуется по вулканогенно-осадочным породам ауминзинской свиты. Типоморфными минеральными парагенезисами для этой зоны являются: зеленая обыкновенная роговая обманка — эпидот — плагиоклаз (андезин) (по вулканитам) и биотит — (мусковит) — (гранат) — плагиоклаз (андезин) — кварц (по терригенным породам). Обе ассоциации соответствуют эпидот-амфиболитовой фации.

Наиболее показательным для выяснения типа фациальной серии является северо-нуратинский полифациальный метаморфический комплекс. Здесь прогрессивному метаморфизму подвергаются породы близкого литологического состава — кремнистые и песчано-сланцевые отложения верхнего протерозоя и нижнего палеозоя. Последовательность зон наглядно видна в приложениях II и III.

Минеральные парагенезисы зон хлорита — мусковита и биотита — мусковита в северо-нуратинском комплексе аналогичны охарактеризованным выше. В обеих зонах устойчив метаморфогенный мусковит и хлорит. Количество последнего уменьшается по мере увеличения биотита, образующегося за счет реакции между хлоритом и мусковитом. Во внутренней части зоны биотита — мусковита биотит значительно преобладает над мусковитом. При дальнейшем прогрессивном метаморфизме пелитовых пород последовательность минералообразования следующая: андалузит, андалузит — ставролит, ставролит — гранат. Отличительные особенности этой фациальной серии — появление андалузита раньше ставролита, отсутствие кордиерита, кианита, появление граната позже андалузита в ставролитовой зоне. Кордиерит в северо-нуратин-

ском комплексе появляется исключительно в контактовых ореолах с гранитными интрузиями.

Силлиманит отсутствует в кристаллических сланцах зоны ставролита — граната и только в виде фибролита появляется в них совместно с поздним контактово-метасоматическим мусковитом и

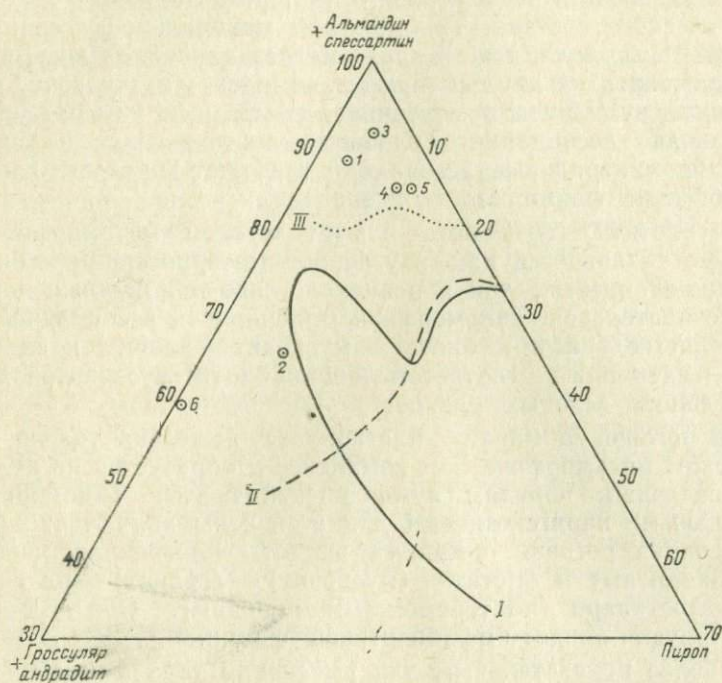
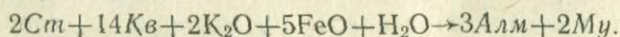


Рис. 5. Диаграмма пироп — альмандин — гроссуляр для метаморфических пород северо-нуратинского полифациального метаморфического комплекса (границы фаций по Г. М. Друговой и В. А. Глебовицкому [14]).

Фашиа: I — гранулитовая; II — амфиболитовая; III — эпидот-амфиболитовая; зона метаморфизма известковых пород: 1 — биотита, 2 — андалузита, 6 — ставролита; зона метаморфизма пелитовых пород (ставролита): 3 — внешняя часть, 4, 5 — внутренняя часть.

кварцем в стадию кислотного выщелачивания в экзоконтактах с гранитными интрузиями.

Во внутренней части зоны ставролита гранат появляется в ассоциации с высокотемпературным метаморфогенным мусковитом за счет уменьшения количества ставролита, что требует привноса K_2O . Последнее подтверждается данными химического анализа пород (см. рис. 4, а). Процесс образования граната (альмандин) в ассоциации с мусковитом в ставролитовой зоне иллюстрируется следующей реакцией:



Температура образования минеральных ассоциаций

Зона андалузита — биотита

Геотермометр амфибол — гранат (по мергелисто-кремнистым породам)

Номер образца	Порода	$X_{Mg}^{Амф}$	$X_{Mg}^{Гра}$	Температура, °С
2342ж	Гранат-амфибол-лабрадорный кварцит	0,71	0,22	470

Зона ставролита — граната

Геотермометр биотит — гранат (по пелитовым породам)

Номер образца	Порода	$X_{Mg}^{Би}$	$X_{Mg}^{Гра}$	Температура, °С
2639	Гранат-биотит-ставролитовый кристаллический сланец	0,654	0,198	530
2645	Гранат-биотитовый сланец	0,675	0,200	520

Геотермометр ставролит — гранат

Номер образца	Порода	$\left(\frac{X_{Mg}}{1-X_{Mg}}\right)^{Гра}$	$\left(\frac{X_{Mg}}{1-X_{Mg}}\right)^{Ст}$	Температура, °С
2639	Гранат-биотит-ставролитовый кристаллический сланец	0,250	0,326	570

Геотермометр амфибол — плагиоклаз (по мергелисто-кремнистым породам)

Номер образца	Порода	$X_{Ca}^{Амф}$	$X_{Ca}^{Пла}$	Температура, °С
2632г	Гранат-амфибол-лабрадорный кварцит	0,855	0,500	545—550

Таким образом, появление граната свидетельствует о привносе воды, K_2O и FeO , т. е. элементов, мигрирующих из расположенной в кристаллическом фундаменте зоны гранитизации (см. главу 3).

Метаморфизм карбонатно-мергелисто-кремнистых пород в зоне биотита, андалузита и ставролита приводит к образованию сходных по составу гранат-амфибол-диопсид-лабрадоровых кварцитов. Изменение состава граната и амфибола в различных зонах метаморфизма было показано выше. Состав плагиоклаза не изменяется и во всех зонах отвечает лабрадору (№ 50).

Северо-нуратинская фациальная серия не имеет точных аналогов среди типов фациальных серий, описанных Г. Ридом, А. Миширо и А. Хиетанен, и может быть выделена в самостоятельную фациальную серию (см. рис. 29). Северо-нуратинская фациальная серия типична для процессов регионального плутонического метаморфизма. Ставролитсодержащие ассоциации противопоказаны для контактовых роговиков и архейских гнейсовых и гранулитовых серий. Фациальные особенности гранатов северо-нуратинского комплекса приведены на рис. 5.

На основании приведенных выше химических анализов минералов, выделенных из одной и той же породы, с использованием парных геологических термометров, рассчитанных Л. Л. Перчуком [34], получены следующие температуры образования минеральных ассоциаций, слагающих зоны андалузита — биотита и ставролита — граната северо-нуратинского метаморфического комплекса (табл. 10).

Приведенные значения температуры, полученные по трем геологическим термометрам для четырех пар минералов из зоны ставролита — граната (лишенной андалузита), укладываются в довольно узкий интервал температур ($520—570^{\circ}C$), который по всем данным отвечает нижнему пределу амфиболитовой фации.

СООТНОШЕНИЕ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА С РЕГИОНАЛЬНОЙ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТЬЮ

Положение верхнепалеозойских гранитных интрузий в Северо-Нуратинской термальной «антиклинали»

Гранитные массивы прорывают метаморфические породы и размещаются в различных зонах прогрессивного регионального плутонического метаморфизма, простираение которых не совпадает с контурами гранитных массивов. Контактная поверхность интрузий пересекает различные изограды метаморфизма, а также зоны гидротермально-метасоматических изменений (на Каттаич-Сентябском перспективном участке метасоматическая зональность срезается контактовой поверхностью Сентябского гранитного массива, см. приложения II, III).

В нижнем течении р. Кургансай (приток р. Каттаич) изограда биотита перекрывается базальной пачкой карбонатной толщи нижнего девона, в которой отсутствуют процессы прогрессивного

регионального плутонического метаморфизма. Гранитоидные интрузии в этом районе прорывают отложения девона и нижнего карбона и оказывают на них контактовое воздействие. Следовательно, прогрессивный и регрессивный (метаморфический и метасоматический) этапы регионального плутонического метаморфизма проявились до нижнего девона, а интрузии внедрились после нижнего карбона. Это значит, что формирование термальной Северо-Нуратинской метаморфогенной структуры, характеризующейся региональной метаморфической и метасоматической зональностью, предшествовало локализации в ее пределах гранитоидных интрузий.

Таким образом, фронт прогрессивного регионального плутонического метаморфизма и метасоматоза и фронт гранитного магматического «замещения», совмещенные в пространстве в ядре единой антиклинальной складчатой структуры, не совпадают во времени.

Приведенный выше петрохимический анализ метаморфических пород различных зон регионального плутонического метаморфизма подтверждает предположение о том, что этот процесс протекает при участии щелочных растворов глубинного происхождения [22], что эти растворы на заключительных стадиях приводят к гранитизации и гидротермально-метасоматическим изменениям и в крайнем случае могут способствовать локальному селективному выплавлению гранитного (чаще гегматитового) материала из метаморфических пород. Однако тепловая энергия этих растворов недостаточна для регионального магматического «замещения» метаморфических пород и образования больших масс гранитного расплава, способного дать интрузии батолитовых размеров. Для этого необходима дополнительная энергия. Источником ее могут служить расплавы базальтового состава, в частности базальтовые астенолиты, с точки зрения В. В. Белоусова [4], под влиянием которых будет происходить значительный подъем геоизотерм, обеспечивающий региональное переплавление уже метаморфизованных и гранитизированных пород. Этот процесс происходит в глубинных сечениях метаморфогенных структур, представленных архейским кристаллическим фундаментом, где прогрессивный региональный плутонический метаморфизм перерастает в гранитоидный ультраметаморфизм, который предшествует региональному магмообразованию (магматическому «замещению»).

Приуроченность магматического фронта к тем же структурам, что и более ранних метаморфических термальных «антиклиналей», обусловлена унаследованностью тектонического развития многоантиклинальных поднятий типа Ауминза-Нуратинского, для которого на всех этапах характерно преобладание восходящих движений, обуславливающих конвективный вынос глубинного тепла. По-видимому, в таких структурах причиной восходящих тектонических движений и складчатости являются восходящие потоки глубинного тепла, которые обеспечивают перемещение масс.

Разрыв во времени между мстаморфическо-метасоматическим и гранитоидным магматическими фронтами определяется историей геологического развития миогеоантиклинальных поднятий, где продукты этих фронтов совмещены в пространстве. Термальные метаморфические «антиклинали» и гранито-гнейсовые купола, являющиеся следствием развития метаморфическо-метасоматического фронта, приурочены к миогеоантиклинальным поднятиям — положительным структурам ранней консолидации. В этих структурах формирование термальных метаморфических «антиклиналей» по времени отвечает частной инверсии в прогибах геосинклинальной системы, в то время как возникновение магматического фронта связано с общей инверсией всей геосинклинальной системы. Локализация в верхних структурных этажах гранитоидных «батолитов» приурочена к заключительным стадиям инверсионного этапа развития геосинклинальной системы в целом. Поэтому разрыв во времени между частной инверсией в прогибах и общей инверсией всей геосинклинальной системы и определяет разрыв между образованием термальных метаморфических «антиклиналей» (или поясов) и гранитоидных магматических формаций.

В каждой геосинклинальной системе этот разрыв может быть различным. Так, например, в каледонидах Шотландского нагорья и Горного Алтая образование зональных метаморфических комплексов типа термальных «антиклиналей» связано с салаирской, предордовикской фазой тектогенеза, а гранитные интрузии имеют позднеордовикский — раннесилурийский возраст. В варисцидах юго-западной части Алтая формирование Иртышско-Маркульского метаморфического пояса относится к раннему карбону, а гранитные интрузии калбинского комплекса имеют позднекаменноугольный возраст. В каледоно-варисской складчатой системе Западного Узбекистана полифациальные метаморфические комплексы имеют силурийский (?), додевонский возраст, а гранитоидные интрузии средне-позднекаменноугольный. В варисско-киммерийской складчатой системе Южного Памира полифациальные метаморфические комплексы возникают в начале раннего карбона и в ранней юре, а гранитные интрузии имеют каменноугольный и раннемеловой возраст.

Контактово-метаморфическое минералообразование в породах северо-нуратинского метаморфического комплекса

В экзоконтакте Акчабского гранитного массива (см. приложение II) бластоалевритовые хлорит-мусковитовые сланцы нижнего палеозоя (бесапанская свита) *зоны хлорита — мусковита* превращаются в посттектонические кордиеритовые роговики во внешней части и кордиерито-андалузитовые — во внутренней части контактового ореола. Пинитовые псевдоморфозы по кордиериту и призматические кристаллы розового андалузита не ориентирова-

ны по отношению к лепидобластовому/ хлорит-мусковитовому агрегату, содержащему перекристаллизованные обломочные зерна кварца и плагиоклаза.

Биотит-мусковитовые бластоалевропелитовые сланцы верхнего протерозоя *зоны биотита — мусковита* в контактовом ореоле Устукоского массива превращаются в андалузитовые и кордиеритовые роговики. Несмотря на появление признаков роговиковой структуры, сохраняется сланцеватая текстура и микрогранобластовое сложение. Контактными минералами являются кордиерит в форме пинитовых псевдоморфоз, красновато-коричневый биотит, образующий широкие таблички, располагающиеся перпендикулярно по отношению к более раннему зеленовато-желтому «региональному» биотиту, образующему линейность и кристаллизационную сланцеватость, и розовый андалузит.

В андалузитовых кристаллических сланцах *зоны андалузита — биотита* в экзоконтакте с гранитной интрузией исчезает сланцеватая текстура, происходит перекристаллизация кварц-биотитовой основной ткани, появляются скопления крупнокристаллического красно-коричневого биотита, который выполняет трещины в крупных кристаллах «регионального» андалузита. В последнем появляются участки перекристаллизации, в которых возникает розовая окраска, типичная для «контактового» андалузита. Наложенная биотитизация имеет метасоматический характер и сопровождается концентрацией ильменита, коррозией и грануляцией кристаллов андалузита. Крупные монокристаллы андалузита превращаются в мелкозернистый гранулированный агрегат, который сохраняет первичные ограничения кристалла.

Образование вторичного красно-коричневого биотита в кристаллических сланцах происходит с привнесением железа и сопровождается обогащением титаном. Это доказывается приуроченностью кристаллов ильменита к мономинеральным скоплениям красно-коричневого биотита, который отличается значительно большей железистостью по сравнению с зеленовато-коричневым биотитом кристаллических сланцев. Так, для кристаллических сланцев, не подвергшихся контактовому метаморфизму, характерен биотит следующего состава: $Nm=1,647 \div 1,648$, $F=52 \div 53\%$. На начальной стадии перекристаллизации зеленовато-коричневый биотит приобретает едва уловимый красноватый оттенок и его состав меняется: $Nm=1,653 \div 1,658$, $F=55 \div 62\%$; в мономинеральных скоплениях красно-коричневый биотит имеет следующий состав: $Nm=1,675 \div 1,691$, $F=75 \div 91\%$.

Во внешней части контактового ореола в андалузит-ставролитовых кристаллических сланцах *зоны ставролита — граната* происходит дальнейшая перекристаллизация андалузита, причем грануляция его идет вдоль трещин, не совпадающих ни с границами кристалла, ни с его спайностью. Параллельно с этим возникает вторичный кварц, который образует совместно с андалузитом своеобразные симплектиты. Ставролит подвергается резорбции только в средней части контактового ореола в результате реак-

ция его с вторичным кварцем. Во внутренней части контактового ореола ставролит исчезает полностью и появляется свежий контактовый кордиерит с характерными плеохроичными двориками. В процессе перекристаллизации кристаллов «регионального» андалузита происходит изменение его кристаллооптических констант, и во внутренней части контактового ореола «региональный» андалузит характеризуется аномальными константами. В табл. 11 приведена средняя кристаллооптическая характеристика 18 замеров на столике Федорова трех типов андалузитов.

ТАБЛИЦА 11

Средняя кристаллооптическая характеристика андалузитов

Тип андалузита	cNp	$2VNp$
Из андалузитовых кристаллических сланцев, расположенных за пределами контактового ореола	0°	85°
Из андалузитовых кристаллических сланцев во внешней части контактового ореола	0—2	87—89
Из кристаллических сланцев внутренней части контактового ореола с частичным появлением розовой окраски	2—6(8)	88—90
Розовый, из андалузитовых роговиков, образующихся по регионально-метаморфизованным породам в зоне биотита — мусковита	6—12	85

Изменения в кристаллооптических константах андалузита кристаллических сланцев, попадающих в контактовый ореол интрузий, наблюдаются повсеместно и сопровождаются появлением розовой плеохроирующей окраски, отсутствующей в андалузитах кристаллических сланцев, находящихся за пределами контактовых ореолов. Четко выраженная неравномерность изменения кристаллооптических констант в андалузитах кристаллических сланцев одного и того же состава и одной степени метаморфизма исключает региональный характер этих изменений. Зависимость количественного изменения величин этих констант в андалузитах от удаления кристаллических сланцев от контакта с интрузией свидетельствует о прямой связи изменений с контактовым метаморфизмом. Наблюдаемые в шлифах грануляция и перекристаллизация «региональных» андалузитов в связи с появлением контактового высокожелезистого биотита, а также приведенная выше кристаллохимическая характеристика андалузитов различных типов свидетельствуют о том, что кристаллооптические изменения в «региональных» андалузитах связаны с контактово-метасоматическими, а не с чисто термальными процессами.

Андалузиты из роговиков, возникающих в контактовых ореолах интрузий, прорывающих регионально-метаморфизованные породы зоны биотита — мусковита (лишенные «регио-

нального» андалузита), характеризуются постоянными и выдержанными кристаллооптическими константами: $cNp=6\div 12^\circ$; $2VNp=85^\circ$, и повсеместно окрашены в розовый цвет. В отличие от вторично окрашенных в розовый цвет «региональных» андалузитов в андалузитах роговиков сохраняется не измененной величина $2VNp=85^\circ$.

Гидротермально-метасоматическая зональность, наложенная на метаморфические породы *зоны биотита — мусковита*, впервые выявлена нами в Северо-Нуратинском хребте на Каттаич-Сентябском участке, который выделен в качестве перспективного на нахождение золоторудной минерализации мурунтауского типа (см. приложения II, III). Гидротермально-метасоматическая зональность выражена в образовании в периферических частях таких участков своеобразных концентрически-зональных овальных образований хлорит-биотитового, хлоритового, хлорит-альбит-кварцевого состава. Центральные части этих овальных «пятен» размерами до 5 мм сложены кварцем и альбитом, а периферия — хлоритом и биотитом. В этих «пятнах» отчетливо выражена регрессивная последовательность минералообразования: биотит — хлорит — альбит — кварц, с постепенным замещением в виде микрозон. Центральная часть таких перспективных участков сложена кварц-полевошпатовыми и кварцевыми метасоматитами. Контактный метаморфизм, связанный с Сентябским гранитным массивом, наложен на гидротермальную «пятнистость». Контактное воздействие выражено в собирательной перекристаллизации овальных микрозональных «пятен», замещении хлорита периферии «пятен» красно-коричневым «контактовым» биотитом и появлении розового контактового андалузита в центре таких «пятен».

ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА КИММЕРИД ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА

Юго-Западный Памир — южная, пограничная с Афганистаном часть Памира, занимающая междуречье Гунт — Пяндж и включающая хребты Шугнанский, Шахдаринский и Ваханский. В тектоническом отношении (по Б. П. Бархатову [3]) эта территория входит в киммерийско-альпийскую Каракорумскую складчатую систему и выделена им в самостоятельную структурно-формационную зону Юго-Западного Памира. Южной границей этой зоны является Южно-Памирский глубинный разлом, прослеживающийся вдоль долины р. Пяндж. На севере и востоке зона Юго-Западного Памира граничит по Гунт-Аличурскому глубинному разлому (по Б. П. Бархатову) с зоной Юго-Восточного Памира, на западе уходит за пределы Советского Союза (рис. 6).

ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Зону Юго-Западного Памира составляют почти исключительно метаморфические и ультраметаморфические породы и разновозрастные граниты, объединенные Б. А. Николаевым [32] под названием «южно-памирской кристаллической серии».

Обзор истории исследований Юго-Западного Памира приводится в сводке по Памиру Б. П. Бархатовым [3]. Наибольший вклад в изучение метаморфических толщ Юго-Западного Памира внесли В. А. Николаев, С. И. Клунников, М. И. Рабкин, В. А. Масленников, Н. А. Хорев, В. П. Булин, К. Т. Буданова, В. И. Буданов, А. Г. Давыдченко. Б. Я. Хорева занималась специальным геолого-петрографическим изучением метаморфических толщ Юго-Западного Памира в течение трех периодов: 1942—1947, 1962—1967, 1971—1973 гг.

Первое петрологическое изучение метаморфических толщ Юго-Западного Памира проведено В. А. Николаевым [32]. Последующие исследования были направлены главным образом на стратиграфическое расчленение кристаллической серии.

Сопоставление различных схем расчленения метаморфических толщ
Юго-Западного Памира

По С. И. Клунникову (1936)		По М. И. Рабкину и В. А. Масленникову (1955)		Схема стратиграфии, принятая для карт м-ба 1 : 200 000 (1961)	
Свита, мощность, м	Вещественный состав	Свита, мощность, м	Вещественный состав	Свита, мощность, м	Вещественный состав
Аличурская, около 1800	Буровато-серые мелко- очковые гнейсы. В верхней и средней ча- стях — мраморы	Аличурская, около 3000	Верхи свиты — биотито- вые гнейсы, катакла- зиты, милониты, миг- матиты с прослоями кварцитов и биотито- вых и кварцитовидных сланцев	Аличурская, не менее 3500	Биотитовые гнейсы, мра- моризованные извест- няки, слюдяные кри- сталлические сланцы
Врангская, около 1000	Гнейсы, переслаивающи- еся с мощными пач- ками белых мраморов	Друмдарин- ская, 1500	Тонкопереслаивающиеся разнообразные гнейсы без мраморов	Друмдарин- ская, 1500	Гранат-биотитовые гней- сы
		Даштская, 500	Мраморы с подчинен- ными горизонтами биотитовых гнейсов	Врангская, 1500	Биотитовые гнейсы с го- ризонтами кальцито- вых мраморов
Шугнанская, около 700	Серые, часто полосча- тые мраморы с галь- кой гнейсо-гранитов.	Эмудская, около 700	Чередующиеся слои мел- козернистых биотито- вых, гранат-биотито- вых и амфибол-биоти- товых гнейсов с лин- зами мраморов, иногда с будиноподобными образованиями	Шугнанская, около 1400	Гранат-биотитовые гней- сы
Хорогская, около 200	Мигматитовые биотито- вые гнейсы без про- слоев мраморов	Птупская, 800	Гранат-биотитовые гней- сы с редкими мало- мощными пластинами мраморов	Даршайская, 2650	Гранат-биотитовые с кианитом, роговооб- манково-биотитовые и биотитовые гнейсы с прослоями мраморов
		Ямчинская, 1000	Биотит-амфиболовые плагигнейсы и био- титовые гнейсы	Хорогская, 850	Гранат-роговообманко- вые гнейсы, с просло- ями биотитовых гней- сов, амфиболиты
Горанская, около 3000	Доломитизированные „воночие“ мраморы и мигматитовые гней- сы с подчиненными прослоями роговооб- манковых гнейсов и ортогнейсов	Гармчашмин- ская, 1500	Биотитовые гнейсы и мигматиты с просло- ями силлиманитовых и других гнейсов	Горанская, 3900	Мигматизированные био- титовые гнейсы с про- слоями роговообман- ковых гнейсов, мощ- ные пачки минерали- зованных доломитовых мраморов и кварцитов
		Горанская, 2000	Биотитовые, реже сил- лиманитовые, иногда гранатсодержащие гнейсы. Прослойки ска- рированных мраморов и амфиболовых гней- сов		

ров), впервые примененный на Юго-Западном Памире в 1942 г. М. И. Рабкиным, Б. Я. Хоревой и Н. А. Хоревым

Зона Юго-Западного Памира трактуется Б. П. Бархатовым [3] как докембрийский срединный массив, не участвующий в палеозое и мезозое в геосинклинальном развитии и являющийся областью сноса для сопредельных территорий осадконакопления.

Геотектоническое районирование зоны Юго-Западного Памира в продольном направлении на Шугнанскую (северную) и Ваханскую (южную) подзоны впервые предложено Б. П. Бархатовым. Граница между подзонами условная и делит зону Юго-Западного Памира на области, отличающиеся по степени переработки докембрийских метаморфических толщ мезозойскими плутоническими процессами.

Все метаморфические и ультраметаморфические породы Юго-Западного Памира, объединенные под названием «ваханской серии», до последнего времени рассматривались как разновозрастные образования, принадлежащие к одному докембрийскому комплексу регионально-метаморфизованных и ультраметаморфизованных пород. Принятая в 1961 г. схема расчленения ваханской серии предусматривает выделение семи свит, постепенно сменяющих друг друга снизу вверх в направлении с запада на восток. Вещественный состав свит и их мощности приведены в табл. 12.

В 1962—1965 гг. под руководством Б. Я. Хоревой совместно с геологами Памирской экспедиции (В. И. Будановым, К. Т. Будановой, С. Л. Шварковым, А. Г. Давыдченко) предпринято специальное петрологическое изучение метаморфических толщ Юго-Западного Памира. Основная цель этих исследований — выявить особенности и возраст регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, выделить этапы метаморфизма и выяснить внутреннее строение зоны Юго-Западного Памира.

На основе этих исследований Б. Я. Хорева [51], предложила новую схему тектонического районирования зоны Юго-Западного Памира (см. рис. 6).

Выделенный Б. П. Бархатовым «Гунт-Аличурский» разлом, отделяющий зону Юго-Западного Памира от палеозойско-мезозойского прогиба Юго-Восточного Памира, представляет собой длительно развивавшуюся разрывную структуру. Западная часть этого разлома выделяется под названием «Гунтского надвига», а восточная — «Аличурского разлома», являющихся разновозрастными и разнотипными разрывными структурами.

Гунтский надвиг имеет раннемезозойский возраст, что доказывается надвиганием докембрийских толщ на осадочные породы пермо-триасового возраста, слагающие Рушанский хребет (рушанский осадочный комплекс, см. рис. 6). Главные деформации в зоне Гунтского надвига, сопровождающиеся образованием милонитов по породам докембрия и пермо-триаса, имели место до процессов мезозойской гранитизации, с которой связано образование гранито-гнейсов Хорогского массива, залечивающего поверхность надвига. Горизонтальное перекрытие в зоне Гунтского

надвига устанавливается примерно в 12—15 км, которое и определило развитие в этой зоне постнадвиговых процессов мезозойского регионального плутонического метаморфизма и гранитизации, возникающих как в породах пермо-триаса, так и в милонитизированных породах докембрия. Зоны гранитизации и прогрессивного регионального плутонического метаморфизма, приуроченные к Гунтскому надвигу, прорываются трещинной интрузией двуслюдяных гранитов мелового возраста, приуроченной к центральной части Хорогского массива гранито-гнейсов.

Аличурский разлом является альпийской разрывной структурой типа сброса и характеризуется образованием катаклазитов и ультракатаклазитов в контактирующих по разлому интенсивно дислоцированных кварцитах и черных филлитовидных сланцах среднего палеозоя (выделенных В. П. Булиным и Г. В. Кузнецовым) в немацдаринскую свиту D_3 — C_1 ?), гранитоидах Звордаринской интрузии палеозойского возраста (см. табл. 14), гнейсах и мигматитах докембрия и двуслюдяных гранитах мелового возраста. Вдоль Аличурского разлома фиксируются самые молодые деформации, обусловившие возникновение послепалеогеновой Аличурской депрессии, развивающейся на сочленении зон Юго-Восточного и Юго-Западного Памира.

Даршайский надвиг (см. рис. 6) представляет собой пологую разрывную структуру покровного типа, приуроченную к границе горанской и хорогской свит и характеризующуюся широким развитием blastsмилонитов, милонитов и филлонитов, развивающихся преимущественно в породах аллохтона, которым являются гнейсы и амфиболиты хорогской свиты ваханской серии (см. табл. 12). Останцы аллохтона наблюдаются на водоразделе Шахдаринского хребта в виде горизонтальнолежащих «нашлепок», сложенных амфиболитами и роговообманковыми гнейсами, и хорогской свиты, налегающих на различные части разреза горанской свиты. В основании таких «нашлепок» всегда выделяется мощная зона милонитов, контакт пологий, почти горизонтальный, повсеместно тектонический.

Даршайский надвиг — структура последокембрийского, но до-мезозойского возраста, что доказывается повсеместным наложением гранитизации последокембрийского возраста на милониты с образованием порфиробластических мигматитов с реликтовой милонитовой структурой и пересечением этих мигматитов свежими раннемезозойскими дайками магматических пород габбро-пикритовой формации послетриасового, но доюрского возраста (см. рис. 6).

Процессы гранитизации, развивающиеся в породах хорогской свиты докембрия и, несомненно, накладывающиеся на милонитизацию, т. е. являющиеся посленадвиговыми, по характеру проявления имеют много общего с процессами гранитизации, приуроченными к Гунтскому надвигу, но отличаются по возрасту (домезозойский). На основании многочисленных радиологических данных, полученных различными методами, процессы гранитизации,

приуроченные к Даршайскому надвигу, относятся к палеозою (см. табл. 14).

Мац-Кокбайский разлом — крутопадающая разрывная структура северо-западного простирания, прослеживается в восточной части зоны Юго-Западного Памира примерно по контакту аличурской свиты с различными частями разреза врангской и друмдаринской свит ваханской серии (см. рис. 6). К Мац-Кокбайскому разлому приурочены, так же как и к Гунтскому надвигу, трещинные интрузии двуслюдяных гранитов памиро-шугнанского комплекса, которые прорывают гранитизированные милониты, обходящиеся по контактирующим свитам докембрия.

В отличие от Гунтского и Даршайского надвигов в зоне Мац-Кокбайского разлома движения продолжались и после позднего мела, так как деформации подвергаются меловые граниты памиро-шугнанского комплекса. В эти деформации вовлекаются и палеогеновые отложения, развитые в нижнем течении р. Едомдара, вблизи зоны Мац-Кокбайского разлома. В зоне Мац-Кокбайского разлома, подобно Аличурскому разлому, преобладают процессы катаклаза, достигающие максимальной интенсивности (образование ультракатаклизитов), мезозойские граниты превращены в кластогранитные брекчии. Процессы милонитизации более раннего этапа деформаций по Мац-Кокбайскому разлому имеют реликтовый характер.

В соответствии с разработанной Б. Я. Хоревой методикой расчленения полиметаморфизованных толщ в фанерозойских складчатых областях [42, 52] на Юго-Западном Памире проведен следующий комплекс наблюдений.

1. Изучение характера взаимоотношений свит ваханской серии между собой и в зонах Даршайского надвига и Мац-Кокбайского разлома.

2. Анализ первичных складчатых структур, образуемых породами различных свит в участках Юго-Западного Памира, разделенных указанными выше разломами.

3. Анализ соотношения последовательности формирования свит и процессов первичного регионального геосинклинального (в применении к архейским толщам догеосинклинального и протогеосинклинального) метаморфизма и ультраметаморфизма I типа и наложенного инверсионного ультраметаморфизма и регионального плутонического метаморфизма II типа [46, 49].

4. Анализ соотношения разнотипных процессов регионально-го метаморфизма и ультраметаморфизма со складчатыми и разрывными деформациями и процессами интрузивного магматизма.

Совокупность полученных данных и легла в основу предложенной схемы тектонического районирования зоны Юго-Западного Памира (см. рис. 6).

Несмотря на то, что намеченное усилиями больших коллективов расчленение стратифицированных метаморфических толщ Юго-Западного Памира на 7 свит и их последовательность подтвердились, детальное геолого-петрологическое изучение пока-

ло неравноценность по масштабу отдельных свит и роль каждой из них в структуре Юго-Западного Памира. Даршайский надвиг и Мац-Кокбайский разлом разделяют области распространения стратифицированных метаморфических пород, отличающихся по мощности, литологии, внутренней структуре и степени первичной перекристаллизации (фации регионального геосинклинального динамотермического) метаморфизма седиментационных образований. На этом основании стратифицированные метаморфические толщи Юго-Западного Памира, ранее объединенные в единую ваханскую серию, расчленяются нами на три самостоятельные метаморфические серии.

1. Горанская серия по объему отвечает горанской свите и представлена стратифицированными первично терригенно-магнезиально-карбонатно-кремнистыми отложениями, регионально равномерно перекристаллизованными и превращенными в биотит-роговообманково-клинопироксен-плагиоклазовые гранатосодержащие гнейсы, параамфиболиты, кварциты, кварцито-гнейсы, форстеритсодержащие доломитовые и магнезитовые мраморы, кальцифиры. Первичные складчатые структуры горанской серии имеют форму куполообразных складок север-северо-западного (субмеридионального) простирания осей.

2. Шахдаринская серия объединяет хорогскую, даршайскую, шугнанскую, врангскую и друмдаринскую свиты (см. табл. 12). Она сложена первично терригенно-вулканогенно-кальциево-карбонатными отложениями, также регионально равномерно перекристаллизованными и превращенными в ортоамфиболиты, биотит-амфибол-плагиоклазовые гранат- и кианитсодержащие гнейсы, преимущественно кальцитовые мраморы. Первичная складчатая структура шахдаринской серии представляет собой чередование широких вытянутых пологих сводообразных антиклиналей и чащеобразных синклиналей восток-северо-восточного (субширотного) простирания — ваханская антиклиналь и шугнанская синклиналь (см. рис. 6).

3. Аличурская серия по объему грубо отвечает аличурской свите, резко отличается по уровню первичного регионального геосинклинального (динамогеотермического) метаморфизма от первых двух серий и представлена карбонатно-терригенными отложениями, превращенными в мраморизованные известняки, мусковит-хлоритовые сланцы, кварциты и кварцито-сланцы. Складчатая структура серии имеет субширотное (северо-западное) простирание осей.

Каждая из перечисленных серий соответствует понятию «монофациальный метаморфический комплекс». Границами горанской и шахдаринской метаморфических серий является Даршайский надвиг, а шахдаринской и аличурской серий — Мац-Кокбайский разлом. По Даршайскому надвику с запада срезаются широтные структуры шахдаринской серии (Шугнанская синклиналь на севере и Ваханская антиклиналь на юге, см. рис. 6), а Мац-Кокбайский разлом срезает эти же структуры с востока.

Изучение последовательности наложенного метаморфогенного и ультраметаморфогенного минералообразования в стратифицированных метаморфических породах перечисленных серий, а также анализ соотношения его с процессами тектогенеза и интрузивного магматизма позволили выделить на Юго-Западном Памире следующие этапы преобразования стратифицированных метаморфических толщ докембрийского фундамента.

I. Позднеархейские этапы протогеосинклинального регионального ультраметаморфизма метаморфогенно-анатектического типа.

II. Позднеархейский этап инверсионного регионального ультраметаморфизма палингенно-метасоматического типа.

III. Раннепротерозойский этап регионального щелочного и магнезиального метасоматоза и биметасоматоза.

IV. Палеозойский этап плутоно-метаморфической и ультраметаморфической активизации докембрийского фундамента.

V. Мезозойский этап плутоно-метаморфической и ультраметаморфической активизации докембрийского фундамента.

С каждым из этих этапов связано образование закономерных ассоциаций метаморфических и ультраметаморфических пород, которые в сочетании с соответствующими стратифицированными метаморфическими сериями образуют полиметаморфические и полимигматитовые комплексы. На схеме тектонического районирования зоны Юго-Западного Памира (см. рис. 6) дано распространение разновозрастных и разнотипных полиметаморфических комплексов. В отличие от схемы районирования, предложенной Б. П. Бархатовым [3], граница подзон является не продольной, а поперечной и совпадает с Мац-Кокбайским разломом. При выделении тектонических подзон мы исходили из анализа истории геотектонического развития отдельных частей зоны Юго-Западного Памира.

Область распространения горанской и шахдаринской метаморфических серий выделена в Ваханскую подзону, представляющую собой выступ архейского кристаллического фундамента, испытавшего ультраметаморфическую активизацию в палеозое и мезозое, с образованием палеозойского и мезозойского ультраметаморфических полимигматитовых комплексов. Ваханская подзона является относительным поднятием в пределах зоны Юго-Западного Памира. В современной структуре этой зоны среднепалеозойские (?) отложения в Шугнанском хребте залегают непосредственно на верхнеархейских толщах шахдаринской серии (см. рис. 6). Область распространения аличурской серии выделена в Койтезекскую подзону, которая является выступом позднепротерозойского складчатого основания, также испытавшего плутоно-метаморфическую активизацию в палеозое и мезозое с образованием южно-аличурского полифациального полиметаморфического комплекса. Койтезекская подзона — относительно более прогибающаяся часть зоны Юго-Западного Памира. В современной ее структуре предположительно среднепалеозойские отложения, сохраняющиеся фрагментарно, залегают на верхнепротерозойских

филлитовых толщах аличурской серии. Верхний структурный этаж зоны Юго-Западного Памира представлен неметаморфизованными осадочными среднепалеозойскими отложениями.

Приведенная выше схема последовательности формирования полиметаморфических комплексов Юго-Западного Памира базируется на геолого-петрогенетических и радиологических данных обоснования возраста этапов седиментации и минералообразования. Рассмотрим обоснование среднепалеозойского возраста осадочных пород верхнего структурного этажа зоны Юго-Западного Памира.

В низовье р. Немацдара в зоне Аличурского разлома (см. рис. 6) вскрыт тектонический блок, сложенный неметаморфизованными осадочными породами, которые В. П. Булин и Г. В. Кузнецов выделили в немацдаринскую свиту. Эти отложения сопоставляются ими с отложениями, выделенными этими же исследователями восточнее, на периферии зоны Юго-Западного Памира (пик Тербой, водораздел рек Кара — Джилга и Суулу — Тагаркаты), и содержащими споры нижнекаменноугольного типа (определения И. А. Северцевой): *Zonotriletes subcrenates* Waltz, *Crassipterus* Waltz, *Lepidozonotriletes latispinus* Lub. В. П. Булин и Г. В. Кузнецов предполагают, что из аналогичных толщ происходит обломок известняков с руководящей фауной, найденный Д. В. Наливкиным в морене р. Памир [31].

В зоне Юго-Западного Памира предположительно с немацдаринской свитой параллелизуются нами регионально не метаморфизованные ороговикованные осадочные породы, обнажающиеся на водоразделе Шугнанского хребта, в истоках левых притоков р. Гунт (Шорипдара и Багывдара) и слагающих кровлю Шугнанского массива двуслюдяных гранитов (см. рис. 6). Они представлены песчаниками и черными глинистыми сланцами и вмещают редкометалльные пегматиты, генетически связанные с гранитами Шугнанского массива.

Уровень первичного геосинклинального регионального метаморфизма в рассматриваемых породах аналогичен уровню этого метаморфизма в палеозойских породах зоны Юго-Восточного Памира. Выходы очень слабо метаморфизованных осадочных пород, испытавших лишь незначительный контактовый метаморфизм, установлены в различных участках зоны Юго-Западного Памира. Так, на водоразделе р. Мацдара и ее левого притока Банг-Ильга А. Г. Давыдченко обнаружена пачка ороговикованных алевролитов с прослоями серых слабодискристаллизованных известняков. В последних содержатся неопределимые микроорганические остатки (по заключению М. А. Калмыковой). В. А. Масленников (устное сообщение) указывает, что в верховьях р. Даршай, на правом склоне, почти в водораздельной части Шахдаринского хребта, в осыпи он наблюдал обломки черных глинистых сланцев и алевролитов, совсем неметаморфизованных; аналогичные породы найдены К. Т. Будановой в верховье р. Едомдара. По-видимому, все перечисленные выходы регионально

неметаморфизованных осадочных пород в зоне Юго-Западного Памира имеют среднепалеозойский возраст. Отложения этого возраста имели здесь широкое распространение и были эродированы только в период новейших послепалеогеновых поднятий Памира (палеогеновые отложения Юго-Западного Памира залегают на высоте около 5000 м над уровнем моря). Уровень перекристаллизации осадочных пород, относимых к среднему палеозою, по классификации А. Г. Коссовской, отвечает глубинному эпигенезу, а верхнетриасовых отложений — начальному эпигенезу.

По работам советской геологосъемочной экспедиции (1969—1972 гг.) палеозойские отложения широко распространены в Восточном Афганистане на погружении структур Юго-Западного Памира. Здесь коллективом советских геологов (устное сообщение Н. Г. Власова) обнаружены фаунистически охарактеризованные отложения всего палеозоя начиная с нижнего ордовика. В прогибах эти отложения без выявленных несогласий перекрываются отложениями триаса и юры. В поднятиях различные части разреза палеозоя залегают с резким угловым и стратиграфическим несогласием на докембрийском фундаменте, с базальными конгломератами в основании или без них, иногда на коре выветривания. Установлено залегание фаунистически охарактеризованных отложений нижнего ордовика на филлитовом комплексе верхнего протерозоя, отложений верхнего девона и верхней перми непосредственно на архейском кристаллическом фундаменте, без базальных конгломератов. Отложения палеозоя смяты в простые относительно пологие складки.

Приведенные данные свидетельствуют о наличии в зоне Юго-Западного Памира палеозойского этапа осадконакопления и доказывают допалеозойский (дораннеордовикский) возраст всех стратифицированных метаморфических пород горанской, шахдаринской и аличурской серий. Дорифейский возраст метаморфических пород горанской и шахдаринской серий впервые установлен В. П. Тимофеевым в 1957 г. находками спор в образцах, отобранных Н. А. Хоревым в районе Шахдаринского хребта. Определены следующие виды: *Leioligotritetes crassus* (Naum.) Tim.; *Mycteroligotritetes narmoratus* Tim., *Bathroligotritetes exasperatus* Tim., *Trachyoligotritetes nevelensis* Tim. Некоторые формы идентичны спорам, определявшимся ранее В. П. Тимофеевым из докембрия Карелии.

Для датирования этапов формирования полиметаморфических комплексов Юго-Западного Памира, выделенных на основе геолого-генетической типизации процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, были поставлены специальные геолого-геохронологические изотопные исследования. Эти работы начаты в 1960 г. и продолжаются до настоящего времени. Они проводятся при непосредственном участии Б. Я. Хоревой совместно с радиологами ВСЕГЕИ (Г. А. Муриной, А. Д. Искандеровой, С. Л. Миркиной, Л. К. Левским). На материале Юго-Западного Памира, полученном Б. Я. Хоревой при геолого-петрологическом

изучении метаморфических толщ, радиологами ВСЕГЕИ проведены методические исследования по выяснению характера и степени миграции радиогенных изотопов при различных процессах метаморфизма и ультраметаморфизма из пород и породообразующих минералов. Аналитические данные, графические материалы в виде изохрон, а также геолого-радиологическая интерпретация полученных значений возраста приведены в статьях авторов [30, 47, 52]. Здесь рассмотрим только конечные, наиболее надежные значения возраста, которые позволяют датировать определенные геологические этапы (табл. 13, 14). В табл. 13 дана геолого-геохронологическая последовательность формирования метаморфических и ультраметаморфических комплексов докембрийского фундамента зоны Юго-Западного Памира, а в табл. 14 — последовательность их преобразования в течение фанерозойского мегацикла.

Приведенные значения возраста выбраны на основе тщательного отбора анализированных образцов с учетом условий миграции вещества и специфики процессов метаморфогенного и ультраметаморфогенного минералообразования.

В результате проведенных геолого-радиологических исследований выявлены возможности каждого из изотопных методов для расчленения полиметаморфических комплексов. Так, возраст процессов осадконакопления и близкой к ним первичной перекристаллизации (первичного гессинклинального регионального метаморфизма) — гнейсификации архейских толщ — наиболее надежно определяется свинцово-изохронным методом по породе в целом. Возраст наложенного инверсионного регионального плутонического метаморфизма и ультраметаморфизма наиболее надежно определяется стронциевым изохронным методом по породе и сингенетичным минералам, выделенным из этих пород, а также по сингенетичным аксессуарным минералам свинцово-изотопным методом. Аргоновый метод, как правило, не может быть использован для расчленения полиметаморфизованных толщ; исключения представляют плагиоклазы и мусковит, для которых аргоновым методом определяется время их образования. Геологические данные, подтверждающие и обосновывающие намеченную последовательность, приведены при списании соответствующих ассоциаций метаморфических и ультраметаморфических пород (комплексов), возникающих на определенном этапе геологической истории развития зоны Юго-Западного Памира. Приведенные в табл. 13 значения возраста докембрийских метаморфических и ультраметаморфических пород Юго-Западного Памира хорошо укладываются в геохронологическую шкалу докембрия, предложенную В. А. Рудником и Э. В. Собоновичем [37], которая разработана ими на основании периодизации докембрия Алданского щита и зоны Становика — Джугджура (табл. 15).

В соответствии со шкалой В. А. Рудника и Э. В. Собоновича этапы формирования стратифицированных гнейсовых толщ горанской и шахдаринской серий и их региональный ультраметамор-

Схема последовательности формирования метаморфических и ультраметаморфических комплексов докембрийского фундамента зоны Юго-Западного Памира

Этапы и типы геологических процессов	Наименование, состав, геотектоническое положение комплексов	Изотопно-геохронологическое датирование, млн. лет							
		Анализируемый материал	Свинцовый метод				Стронциевый метод	Аргонный метод	
			$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{208}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$			
Протерозой	Позднепротерозойский этап геосинклинального регионального (динамогеотермического) метаморфизма → первичная перекристаллизация	Аличурская серия — монофациальный метаморфический комплекс стратифицированных филлитов, бластосаммитовых кварцитов, кварцито-сланцев и мраморизованных известняков. Койтезекская подзона	Мраморизованные известняки (модельный возраст): $\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}} = 1000 \div 900$ $\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}} = 1000$						
	Раннепротерозойский этап регионального щелочного и магнезиального метасоматоза и биметасоматоза (региональный, глобальный фронт базификации)	Комплекс магнезиальных скарнов — диопсидовых, форстеритовых, флогопитовых, энстатитовых, тремалитовых, кальцифиров, биметасоматитов, вмещающих месторождения флогопита, лазурита, талька и благородной шпинели. Ваханская подзона	Флогопит (ИГЕМ АН СССР)					1740	1730
			Метасоматически измененные ортоклазовые мигматиты в зальбандах флогопитовых жил (ИГЕМ АН СССР)					1675*	
		Ортоклаз из десилицированных аплит-пегматитов флогопитовых гнезд						1000	
Архей	Третий этап инверсионного регионального ультраметаморфизма палингено-метасоматического типа	Плагноортоклазовый ультраметаморфический комплекс аплитовидных гранито-гнейсов, мигматитов и аляскитовых аплит-пегматитов. Ваханская подзона	Ортит из ортоклазовых аляскитовых гнейсовидных аплит-пегматитов	1950	2680	2280	2650		
	Этап базитового интрузивного магматизма	Комплекс габбро-амфиболитов. Ваханская подзона							
	Второй этап протогеосинклинального регионального ультраметаморфизма метаморфогенно-анатектического типа	Ультраметаморфический комплекс стратифицированных послойных плаггиомигматитов и полосчатых гнейсов шахдаринской серии. Ваханская подзона							
	Второй этап протогеосинклинального регионального (динамогеотермического) метаморфизма — первичная перекристаллизация	Шахдаринская серия — монофациальный метаморфический комплекс стратифицированных пара- и ортогнейсов, ортоамфиболитов, кальцитовых и доломито-кальцитовых мраморов. Ваханская подзона	Кальцитовые мраморы Биотитовые гнейсы Амфиболиты Субстрат очковых мигматитов по амфиболитам	2400* 2480* 2630*	2540* 2640* 2730*	2460* 2680* 2740*	2560* 2600*	2490	
	Первый этап протогеосинклинального ультраметаморфизма метаморфогенно-анатектического типа	Ультраметаморфический комплекс стратифицированных послойных и птигматитовых плаггиомигматитов в горанской серии. Ваханская подзона							

Этапы и типы геологических процессов	Наименование, состав, геотектоническое положение комплексов	Изотопно-геохронологическое датирование, млн. лет						
		Анализируемый материал	Свинцовый метод				Стронциевый метод	Аргоновый метод
			$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$		
Архей Первый этап прото-геосинклинального регионального (динамо-геотермического) метаморфизма — первичная перекристаллизация	Горанская серия — монофациальный метаморфический комплекс стратифицированных парагнейсов, параамфиболитов, кварцитов, кварцито-гнейсов, минерализованных доломитовых и магнезитовых мраморов. Ваханская подзона	Доломитовые мраморы	2690*	2700*	2700*			
	Глубинные ксенолиты основных гранулитов и эклогитоподобных пород в палеозойских реоморфических диапир-плутонах. Ваханская подзона							

* Данные получены изохронным методом по породе в целом.

Схема последовательности формирования полиметаморфических комплексов в докембрийском фундаменте зоны Юго-Западного Памира. Фанерозойский мегацикл

Этапы и типы геологических процессов	Наименование, состав и геотектоническое положение комплексов			Изотопно-геохронологическое датирование, млн. лет				
	Архейский кристаллический фундамент	Позднепротерозойское складчатое основание	Палеозойско-мезозойский структурный этаж	Анализируемый материал	Свинцовый метод		Стронциевый метод	Аргоновый метод
					Pb^{206} U^{238}	Pb^{208} Th^{232}		
Постконсолидационный этап Мезозой	Медовой этап лейкогранитного интрузивного магматизма	Памиро-шугнанский интрузивный комплекс биотитовых и двуслюдяных лейкократовых гранитов и редкометалльных пегматитов		Плагиоклаз из двуслюдяных гранитов				67 73
	Юрский этап регионального зонального плутонического метаморфизма		Гунтский полифациальный метаморфический комплекс (Гунтский надвиг)					
	Юрский этап ультраметаморфизма палингено-метасоматического типа	Моноцитоносный комплекс гранито-гнейсов, биотитовых порфиروбластических гранитов и мигматитов		Мусковит (ИГН АН КазССР) Биотит			139	125—188 122
	Предъюрский этап базитового и ультрабазитового интрузивного магматизма	Даршайский интрузивный комплекс габбро-пикритовой формации						

Этапы и типы геологических процессов	Наименование, состав и геотектоническое положение комплексов			Изотопно-геохронологическое датирование, млн. лет				
	Архейский кристаллический фундамент	Позднепротерозойское складчатое основание	Палеозойско-мезозойский структурный этаж	Анализируемый материал	Свинцовый метод		Стронциевый метод	Аргоновый метод
					Pb ²⁰⁶ U ²³⁸	Pb ²⁰⁸ Th ²³²		
Позднепалеозойский подэтап постинверсионного гранит-гранодиоритового интрузивного магматизма	Хрусталеносные пегматиты (биотитовые и мусковитовые)	Койтезекский интрузивный комплекс биотитовых гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов, пегматитов. Койтезекский массив	Ортит Циркон Ортит Ортит	245	243			
				290	—			
		Звордаринская интрузия катакластических гранитоидов в зоне Аличурского разлома	Ортит Мусковит из пегматитов	238	240	275	280	
Среднепалеозойский подэтап инверсионного регионального зонального плутонического метаморфизма		Южно-Аличурский полифациальный полиметаморфический комплекс						
Микроэпиклиниальный Палео	Очковые ортитоносные порфиробластические мигматиты по биотитовым гнейсам и амфиболитам хорогской свиты шахдаринской серии		Очковые мигматиты Плагноклаз Ортит Сфен Сфен Плагноклаз Ортит По породе в целом (изохрона)	363	341		309	
				384	325			
				365	340			
				361	291	380	240	
Среднепалеозойский подэтап инверсионного ультраметаморфизма палингено-метасоматического типа с реоморфизмом и куполообразованием	Реоморфические глубинные интрузии ряда гнейс — монцит — диорит — гранодиорит — гранит (Даршайский надвиг)							
	Субстрат-глубинные основные гранулиты и эклогитоподобные породы, не обнажающиеся на современном эрозионном срезе							

Схемы геохронологической шкалы докембрия

Тектонический режим	Схема В. А. Рудника и Э. В. Соболевича (1972)		Схема геохронологической комиссии (1964)		
	Подразделение	Рубеж, млн. лет	Подразделение	Рубеж, млн. лет	
Геосинклинальный	Палеозой		Палеозой		
	Протерозой	610 ± 50	Протерозой	570 ± 50	
		Поздний		1300 ± 100	Поздний
		Ранний		2100 ± 200	Средний
Протогеосинклинальный	Поздний	3000 ± 200		Ранний	
	Ранний		2600 ± 100		
Догеосинклинальный	3700 ± 200		Архей		
Нуклеарный	Азой	Поздний	Архей		
		4200 ± 200			
Планетарный	Ранний	4600 ± 200			

физм как метаморфогенно-анатектического, так и палингено-метасоматического типов, отнесенные в табл. 13 к архею, отвечают позднему археозою и характеризуют протогеосинклинальную стадию развития Земли как планеты (см. табл. 15). Образования раннего археозоя, к которым относятся раннеархейские гранулитовые комплексы, сложенные основными и кислыми гранулитами, на Юго-Западном Памире не обнажаются. Им соответствуют, по-видимому, глубинные ксенолиты основных гранулитов, обнаруженные в палеозойских реоморфических диапир-плутонах зоны Даршайского надвига (см. табл. 13).

Анализ геологической истории развития зоны Юго-Западного Памира в фанерозое свидетельствует о том, что эта зона не является докембрийским срединным массивом, как полагает Б. П. Бархатов, а представляет собой глубокоэродированное палеозойское миогеоантиклинальное поднятие, аналогичное Ауминза-Нуратинскому поднятию Южного Тянь-Шаня. Сравнительный анализ истории развития этих поднятий приводится в табл. 36.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ПЕРВИЧНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Стратифицированные монофациальные метаморфические комплексы архейского кристаллического фундамента

ГОРАНСКАЯ МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ

Породы горанской серии слагают правобережье р. Пяндж между городами Хорог и Ишкашим, водораздел Шахдаринского хребта и правые притоки р. Пяндж: Гарм-Чашма, Абхарв, Богушдара, Авдж, Стаж, а также верховья составляющих левого притока р. Шахдара — Бодомдара (Горондара и Ляджвардара).

За основу расчленения горанской серии на толщи (свиты) в отличие от вышележащей шахдаринской серии использованы следующие признаки: насыщенность мраморами, петрографический состав пород, переслаивающихся с мраморами, и количественные соотношения пород различного петрографического состава. Толщи в горанской серии выделены на основании разрезов, составленных К. Т. Будановой и В. И. Будановым.

Нижняя мраморно-гнейсо-кварцитовая толща. В низах разреза по правобережью р. Авдж (рис. 7, 8, разрезы № 6, 7, 8) обнажаются биотитовые гнейсы, которые перекрываются пачкой мраморов мощностью 150—180 м. В мраморах линзы и прослой параамфиболитов и гранат-диопсидовых кальцифиров. Выше по разрезу развиты тонкополосчатые мигматизированные гнейсы, биотитовые кварцито-гнейсы, сменяющиеся кварцитами. Мощность пачки кварцитов 300 м. Выше кварцитов лежит пачка биотитовых гнейсов и мигматитов с прослоями роговообманковых гнейсов и линз мраморов. Гнейсы по простиранию (в междуречье Стаж — Авдж) замещаются сначала кварцито-гнейсами, а затем кварцитами («верхние» кварциты, разрезы № 6, 7). Кварциты перекрываются горизонтом биотитовых гнейсов мощностью около 100 м, выше которого залегают снова кварциты с прослоями и линзами биотитовых гнейсов. Мощность этой пачки кварцитов 500—550 м (разрез № 8). Мощность толщи 1000—1100 м.

Средняя мраморно-гнейсовая толща (разрезы № 3, 4, 5) сложена переслаиванием минерализованных мраморов, биотитовых мигматизированных гнейсов и подчиненными им роговообманковыми гнейсами и параамфиболитами, приуроченными к горизонтам мраморов. Мощность горизонтов минерализованных мраморо-

ров 10—100 м. По простираанию мраморов состав силикатных минералов, развивающихся в них, меняется: диопсидовая и флогопитовая минерализация сменяется диопсидовой и тремолитовой. Смена минерализации, по-видимому, отражает неоднородность первичного состава мраморов по простираанию. Мощность толщи 1200 м.

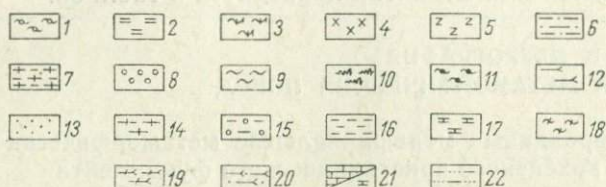


Рис. 7. Условные обозначения к разрезам горанской и шахдаринской метаморфических серий, составленным К. Т. Будановой и В. И. Будановым.

1 — очковые и очково-порфиробластические мигматиты; 2 — катаклазиты и миониты (послойные); 3 — гнейсы с фибролитом; 4 — реоморфические гранодиориты; 5 — гнейсы с кианитом; 6 — кварцито-гнейсы; 7 — флюидалные послойные мигматиты; 8 — окварцованные породы; 9 — биотитовые гнейсы; 10 — птгматиты; 11 — гранат-биотитовые гнейсы; 12 — роговообманковые и биотит-роговообманковые гнейсы; 13 — гранат-биотит-роговообманковые гнейсы; 14 — параамфиболиты и пластовые амфиболиты неясного генезиса; 15 — гнейсы с силлиманитом; 16 — пироксеновые гнейсы (диопсидовые); 17 — кварциты; 18 — аплитовидные послойные и теневые плагноортоклазовые гранито-гнейсы; 19 — линзовидно-полосчатые мигматиты; 20 — послойные мигматиты; 21 — мраморы; 22 — слюдяные кварциты.

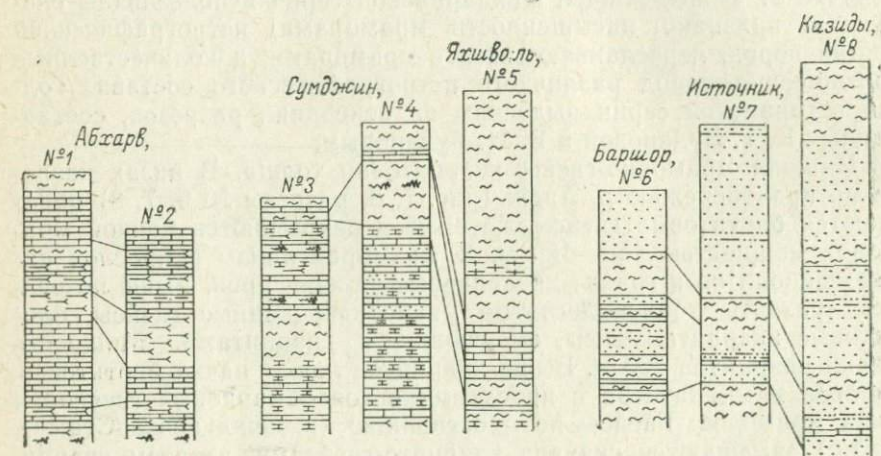


Рис. 8. Разрезы горанской серии.

Верхняя гнейсо-мраморная толща (разрезы № 1, 2, см. рис. 8) представлена переслаиванием мраморов с роговообманковыми гнейсами. Слагает верховье Ляджвардары, Горондары (составляющие Бодомдару), Даршая и водораздел этих рек с Абхарвом и Богушдарой. Эта толща вмещает известные на Юго-Западном Памире месторождения флогопита, лазурита и может быть названа продуктивной. Толща нами расчленена на три пачки (снизу вверх):

1. Мигматизированные гнейсы, биотитовые, реже роговообманковые. Мощность 200—300 м.

2. Минерализованные доломитовые и магнезитовые мраморы с гранатом и магнезиальные скарны, включающие Ляджвардаринские месторождения лазурита и флогопита. Мраморы, вмещающие Ляджвардаринские месторождения лазурита и флогопита, по данным Б. Я. Хоревой [41], представляют собой чистые доломиты, содержащие прослои магнезитовых мраморов.

3. Пачка плейчатых гофрированных биотитовых гнейсов. Мощность 150—200 м. Мощность верхней толщи 700—1000 м.

Мощность горанской серии (подошва не обнажается) 3450—3900 м. Для нижней части разреза горанской серии наиболее характерны кварциты, для средней — биотитовые гнейсы, а для верхней — доломитовые и магнезитовые мраморы.

Выделенные три толщи в соответствии с правилами стратиграфической номенклатуры предпочтительно именовать свитами, присваивая им географическое название по месту, где выделен стратотип этой свиты. Снизу вверх горанская серия состоит из следующих свит: а) баршорская (мраморно-гнейсо-кварцитовая), мощность 1100—1000 м, б) сумджинская (мраморно-гнейсовая), мощность 1200 м, в) ляджвардаринская (гнейсо-мраморная), мощность 700—1000 м.

Крупная первичная структура горанской серии представляется в виде моноклинали, являющейся восточным крылом крупного брахиантиклинала, ядро которого обнажается на правом берегу р. Пяндж (на участке Баршор — Авдж) и сложено нижней баршорской кварцитовой свитой. Западное крыло брахиантиклинала находится на территории Афганистана. Простирание осей крупных и мелких складок север-северо-западное (субмеридиональное). Складки в горанской серии очень широкие с падением крыльев не круче 35—40°, пологие падения господствующие. Как правило, мы имеем дело с нормальным не опрокинутым залеганием пластов.

На юге (верховья р. Зеревдара, правобережье р. Романитдара, бассейн р. Абхарв) в породах ляджвардаринской свиты выделяется пологая складка — Абхарвская брахиантиклиналь, ось которой погружается на юг под отложения хорогской свиты. Эта складка является структурой второго порядка, развивающейся на восточном крыле мегабрахиантиклинала горанской серии. Ось Абхарвской брахиантиклинали протягивается от устья р. Зеревк верховью р. Гарм-Чашма почти меридионально, затем поворачивает на северо-запад и погружается, не доходя р. Пянджа. На южном погружении оси Абхарвской брахиантиклинали отчетливо выступает ее сводовый характер. В бассейне р. Богушдара устанавливается широкая, с пологими крыльями, наложенная синклиналь, образованная породами хорогской свиты шахдаринской серии, обнажающимися на водоразделах; эта свита залегает на сумджинской свите горанской серии. На востоке синклиальная складка сменяется асимметричной антиклинальной складкой. Се-

веро-восточное крыло последней круче юго-западного и падает под углом 45—60°. В низовьях р. Гарм-Чашма породы характеризуются моноклинальным падением на северо-восток под углом 45—55°.

ШАХДАРИНСКАЯ МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ

В основу расчленения шахдаринской серии на свиты положено выделение маркирующих горизонтов мраморов, прослеживающихся на значительные расстояния по простиранию и разделяющих толщи различного состава. Разрез шахдаринской серии начинается толщей амфиболитов и роговообманковых гнейсов, выделенных в хорогскую свиту. Взаимоотношения этой свиты с горанской серией трактовались ранее как стратиграфически и структурно согласные. Хорогская свита установлена в различных частях площади развития горанской серии и обнажается на водоразделах хребтов.

Изучение контактов хорогской свиты с породами горанской серии показало, что она контактирует с различными свитами горанской серии. Так, например, на междуречье Абхарв-Дарай — Харовык породы хорогской свиты контактируют с породами средней части разреза ляджвардаринской свиты горанской серии. В верховье р. Ляджвардара амфиболиты и роговообманковые гнейсы хорогской свиты без опорного горизонта мрамора тектонически контактируют с верхами ляджвардаринской свиты. Непосредственно на контакте установлена мощная зона милонитов и бластомилонитов, перекристаллизованных и гранитизированных. В верховьях р. Баршор гранитизированные милониты по амфиболитам и гнейсам хорогской свиты контактируют с породами сумджинской свиты горанской серии. Здесь так же, как и в верховьях р. Ляджвардара, отсутствует опорный горизонт мраморов в основании хорогской свиты.

Хорогская свита во всех случаях лежит очень полого, почти горизонтально, с видимым согласиём со структурами горанской серии. В верховьях р. Ляджвардара к контакту амфиболитов и гнейсов хорогской свиты с породами горанской серии приурочена мощная зона милонитов. Установлены два этапа милонитизации, разделенных этапом, к которому приурочены процессы гранитизации, наложенные на более ранние милониты. С этим этапом гранитизации связано образование очковых ортитсодержащих мигматитов и реоморфических интрузий гранодиоритов, локализующихся в зоне контакта между горанской и шахдаринской сериями. Таким образом, контакт между этими сериями является тектоническим и имеет характер пологого надвига (Даршайский надвиг).

Хорогская свита. На основании разрезов, составленных вкрест простирания пород хорогской свиты (рис. 9), она может быть разделена на три пачки. Нижняя пачка представлена биотитовыми гнейсами, иногда с силлиманитом или гранатом. Мощность 350 м

является максимальной за счет насыщения телами пластообразной формы аплитовидных гранито-гнейсов (р. Романит). В разрезах № 1, 2, 3, 4 (см. рис. 9) состав средней пачки более или менее однородный: она представлена амфиболитами, роговообманковыми и биотит-роговообманковыми гнейсами. По рекам Горон-

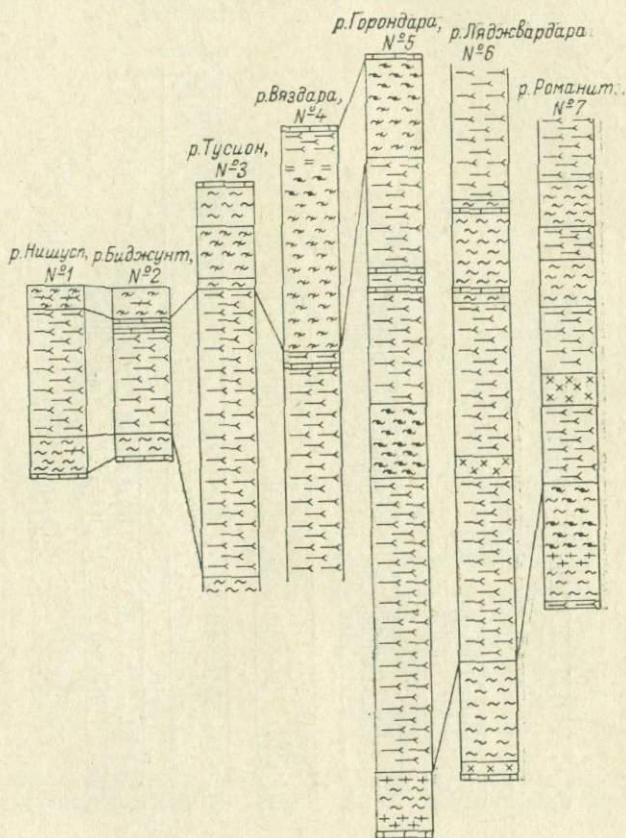


Рис. 9. Разрезы хоргольской свиты шахдаринской серии.

дара, Ляджвардара, Романитдара — разрезы № 5, 6, 7 — среди роговообманковых гнейсов и амфиболитов присутствуют прослои биотитовых гнейсов с гранатом и силлиманитом и прослои мраморов. Мощность средней пачки 300—400 м в разрезе № 2 и 1600 м в разрезах № 5, 6. Верхняя пачка представлена гранат-биотитовыми гнейсами с силлиманитом; мощность ее в долине рек Нишусп и Биджунт 50—100 м. На верхней пачке согласно лежит горизонт мраморов, который принят за границу между хоргольской и вышележащей даршайской свитой. Наиболее характерна для хоргольской свиты пачка амфиболитов и роговообманковых гнейсов мощностью 500—1000 м, прослеженная по простиранию на 60 км.

Эта пачка «продуктивна», так как вмещает пегматитовые жилы с горным хрусталем. Общая мощность свиты достигает 2000 м.

Даршайская свита. Свита расчленена на три пачки (рис. 10). Нижняя пачка в основании сложена гранат-биотитовыми гнейсами с кианитом и силлиманитом с линзами пироксеновых магне-

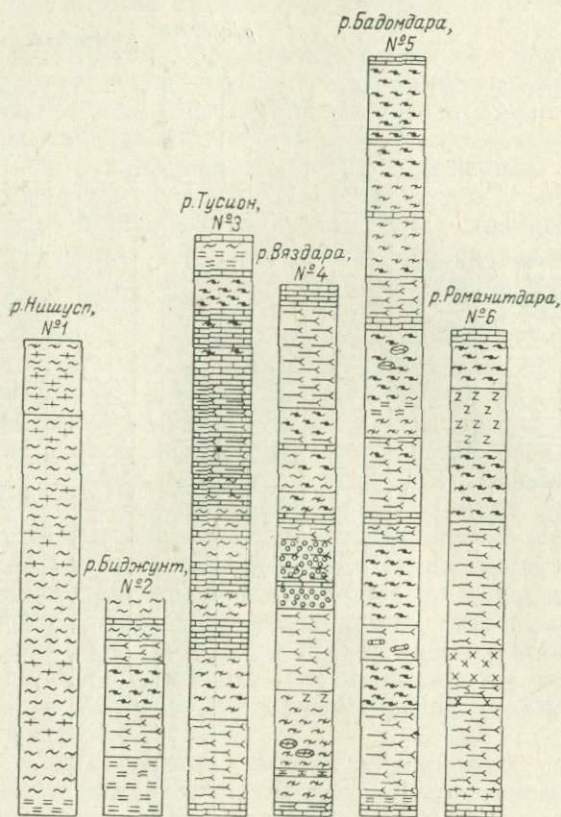


Рис. 10. Разрезы даршайской свиты шахдаринской серии.

зиальных скарнов, а выше по разрезу — гранат-амфибол-биотитовыми гнейсами. Средняя пачка — внизу биотит-рогообманковые гнейсы, сменяющиеся выше горизонтом мраморов; верхи пачки сложены очковыми и очково-полосчатыми биотитовыми гнейсами. Верхняя пачка представлена гранат-амфибол-биотитовыми гнейсами очково-полосчатого сложения. Пачка кроется мощным горизонтом мраморов, состоящим из 2—3 пластов, чередующихся с гранат-силлиманит-биотитовыми гнейсами. Этот маркирующий горизонт принят за границу между даршайской и шугнанской свитами. Мощность свиты по р. Тусиондара (разрез № 3) 1600 м, по р. Бадомдара (разрез № 5) 2000 м.

Шугнанская свита. Для шугнанской свиты составлено 5 разрезов (рис. 11), из них два (разрезы № 2, 3) полных — от подошвы до кровли. На основании разрезов шугнанскую свиту можно разделить на три части. Нижняя — биотитовые гнейсы с роговой обманкой; прослой мраморов. Средняя — переслаивающиеся между собой гранат-биотитовые, двуслюдяные гнейсы с кианитом

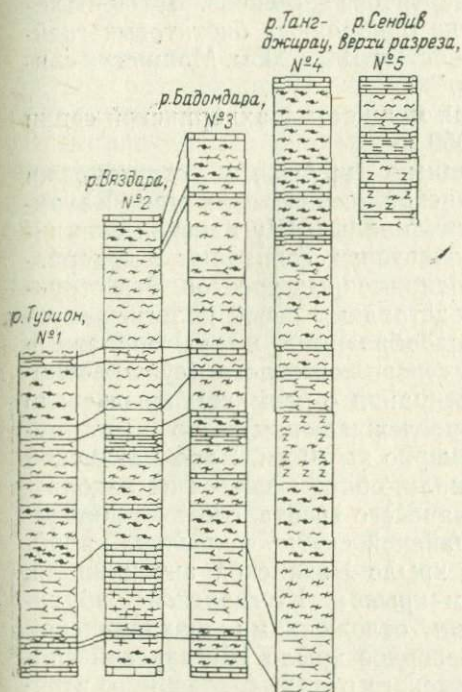


Рис. 11. Разрезы шугнанской свиты шахдаринской серии.

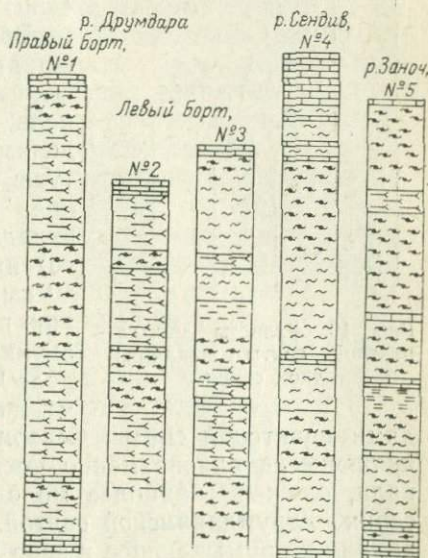


Рис. 12. Разрезы врангской свиты шахдаринской серии.

или (и) силлиманитом и редкие прослой мраморов; роговообманковые гнейсы. Верхняя — чередование мраморов и разнообразных гнейсов (разрезы № 3, 4, 5) Разрез заканчивается опорным горизонтом мраморов, который принят за границу шугнанской и врангской свит. Шугнанская свита наиболее выдержанна по составу. В ней преобладают гранат-биотитовые, биотит-гранатовые и реже биотитовые гнейсы. Мощность свиты 1280—1820 м.

Врангская свита. Для врангской свиты составлено 5 разрезов (рис. 12). Она сложена биотитовыми и роговообманковыми гнейсами, кальцитовыми мраморами. В кровле ее залегает пачка мощностью 100 м, состоящая из двух горизонтов сланцеватых мраморов и одного горизонта массивного крупнокристаллического мрамора; пласты мраморов разделены биотитовыми гнейсами.

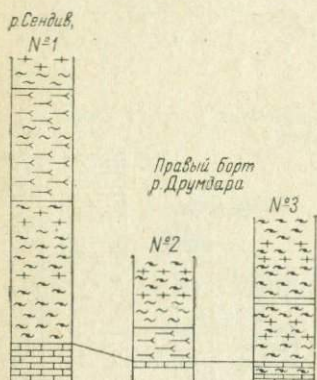
Мощность нижнего горизонта мраморов 60 м, двух других 6—8 м. Общая мощность свиты 1320—1450 м.

Друмдаринская свита. По рекам Сендив и Друмдара (бассейн р. Шахдара, разрезы № 1, 2, 3, рис. 13) в основании свиты выше опорного горизонта мраморов лежит пачка гранат-биотитовых гнейсов, мощность 370 м, сменяющаяся выше пачкой мощностью 280 м роговообманковых и биотит-роговообманковых гнейсов с маломощными прослоями биотитовых гнейсов. Затем залегает пачка однородных биотитовых гнейсов мощностью 190—200 м. Мощность свиты 840 м.

Общая мощность шахдаринской серии 4450—6050 м.

Ведущими крупными структурами шахдаринской серии являются Ваханская антиклиналь и Шугнанская синклиналь, оси которых совпадают с водоразделами одноименных хребтов. Эти структуры представляют собой пологие широкие сводообразные и чашеобразные складки северо-восточного (субширотного) простираения с размахом крыльев до 40 км, прослеживающиеся по простираению примерно на 70 км. Ядро Ваханской антиклинали, обнажающееся на водоразделе Ваханского хребта, сложено породами даршайской свиты, а крылья — породами врангской свиты.

Рис. 13. Разрезы друмдаринской свиты шахдаринской серии.



Северное крыло Ваханской антиклинали, являющееся одновременно южным крылом Шугнанской синклинали, сложено наиболее молодыми отложениями шахдаринской серии — друмдаринской свитой. Северное крыло Шугнанской синклинали, примыкающее к зоне Гунтского разлома, вздернуто в результате надвигания на породы рушанского пермо-триасового осадочного комплекса, вследствие чего здесь обнажаются нижние части разреза шахдаринской серии — шугнанская и даршайская свиты; последняя залегает очень полого. К ядерной части Шугнанской синклинали, обнажающейся на водоразделе Шугнанского хребта, приурочены пластообразные мезозойские метаморфогенные гранито-гнейсы и мигматиты (см. рис. 6).

Ваханская антиклиналь характеризуется очень пологим залеганием крыльев. На южном крыле падения южные или юго-восточные под углами 10—20°. Северное крыло падает в северных румбах под еще меньшими углами. Размах крыльев антиклинали 35—40 км. Простираение складки восточное — северо-восточное. В западном направлении ось Ваханской антиклинали воздымается, и обнажаются низы разреза шахдаринской серии (хорогская свита), которые в зоне Даршайского надвига «облекают» выход горанской серии (см. рис. 6). В зоне Южно-Памирского разлома по долине р. Пяндж наблюдается срезание южного крыла Вахан-

ской антиклинали: интенсивной милонитизации подвергаются породы различных свит. На крыльях пологой сводообразной Ваханской антиклинали широко развиты мелкие опрокинутые лежачие и изоклинальные складки, которые, как показали исследования Н. А. Хорева [55], являются складками течения.

Петрографическая характеристика первичных* метаморфических пород горанской и шахдаринской серий

Для горанской и шахдаринской серий характерны близкие по составу разновидности метаморфических пород: 1) биотит-плагноклазовые гнейсы и их разновидности с гранатом, кианитом и силлиманитом; 2) биотит-амфибел-плагноклазовые гнейсы и их разновидности с гранатом и пироксеном; 3) амфибол-плагноклазовые гнейсы, плагноклазовые амфиболиты и их разновидности с гранатом и пироксеном. Для этих пород дано общее петрографическое описание. Мраморы и их минерализованные разновидности существенно отличаются в рассматриваемых сериях и описаны отдельно. Кварциты и кварцито-гнейсы характерны только для горанской серии.

Биотит-плагноклазовые гнейсы — породы темно-серого цвета среднезернистого сложения с типичной гнейсовой текстурой и слабо выраженной кристаллизационной сланцеватостью. Структура лепидогранобластная, иногда порфиробластная. Количественно-минералогический состав наименее мигматизированных разновидностей, %: плагноклаз (№ 27—37) — 30—50, биотит — 15—25, кварц — 25—40, аксессуарные (апатит, сфен, магнетит) — 0,2—1,2. Гранатосодержащие разновидности биотит-плагноклазовых гнейсов характеризуются следующим количественно-минералогическим составом, %: плагноклаз (№ 30—35) — 50, биотит — 10—20, кварц — 10—30, гранат — 10, иногда достигает 40; в некоторых разновидностях присутствует до 5% роговой обманки; аксессуарные (сфен, апатит) — до 4. В горанской серии в этих разновидностях присутствует графит. Кианит- и силлиманитосодержащие разновидности биотит-плагноклазовых гнейсов появляются, как правило, вблизи зоны Даршайского надвига. Силлиманит представлен исключительно фибролитом и развивается по биотиту и кианиту. Кианит характеризуется следующими кристаллооптическими константами: $2V=76\div 82^\circ$; $cNg=28\div 30^\circ$, угол спайности — $78-80^\circ$; $Ng-Np=0,016$. Биотит в биотит-плагноклазовых гнейсах имеет постоянный облик с константами: $Nm=1,635\div 1,639$, $F=33\div 41$ (по графику Л. И. Никитиной), дву-преломление (по диаграмме Трегера) — 0,048.

* Под первичными метаморфическими породами понимаются такие, которые сложены минеральными парагенезисами, возникшими в период первичной перекристаллизации исходных пород, и не затронуты наложенными процессами ультраметаморфизма и связанного с ним вторичного метаморфогенного минералообразования.

Биотит-амфибол-плаггиоклазовые гнейсы — крупно- и среднезернистые породы темно-серо-зеленого цвета с гнейсовой, полосчатой текстурой. Количественно-минералогический состав биотит-амфиболовых гнейсов, %: плаггиоклаз (№ 30—39) — 30—50, амфибол — 10—30, биотит — 20, кварц — 20—30, аксессуарные (апатит и магнетит) — до 5. Амфибол с плеохроизмом по *Ng* травяно-зеленый, по *Nm* желтовато-зеленый, по *Np* зеленовато-желтый. $Ng=1,664$, что по диаграмме Трегера отвечает обыкновенной роговой обманке, с содержанием железистой молекулы 30%; $2V=-72\div 76^\circ$, $cNg=14\div 18^\circ$, $Ng-Np=0,022\div 0,024$. Биотит — $Nm=1,637$, что отвечает $F=38\%$. В гранатсодержащих разновидностях биотит-амфиболовых гнейсов содержание граната 5—10%. В пироксенсодержащих разновидностях биотит-амфиболовых гнейсов пироксен представлен диопсидом с содержанием геденбергитовой молекулы 20%, $2V=56\div 58^\circ$, $cNg=40\div 42^\circ$.

Амфибол-плаггиоклазовые гнейсы, плаггиоклазовые амфиболиты и их разновидности с гранатом и пироксеном. Амфибол-плаггиоклазовые гнейсы связаны постепенными переходами как с биотит-амфибол-плаггиоклазовыми гнейсами, так и с плаггиоклазовыми амфиболитами, с которыми они ассоциируют главным образом в хорогской свите шахдаринской серии и являются метавулканитами. Амфибол-плаггиоклазовые гнейсы, связанные постепенными переходами с биотит-амфибол-плаггиоклазовыми гнейсами, распространены во всех свитах горанской и шахдаринской серий и являются парпорадами; они содержат аналогичный охарактеризованному выше амфибол. Плаггиоклазовые амфиболиты слагают пластообразные и линзовидные тела, образующие стратифицированные горизонты и пачки в переслаивании с гнейсами; их количественно-минералогический состав, %: роговая обманка — 80, плаггиоклаз — 15—20, кварц — 3—5, апатит, сфен — до 1. Состав гранат-плаггиоклазовых амфиболитов, %: обыкновенная роговая обманка — 40—50, гранат — 20, плаггиоклаз (№ 25—45) — 25, кварц — 5, сфен, апатит — до 1. Состав гранат-пироксен-плаггиоклазовых амфиболитов, %: обыкновенная роговая обманка — 40—50, диопсид — 8—10, гранат — 25, плаггиоклаз (№ 45—60) — 10—25, кварц — 5. Диопсид характеризуется следующими кристаллооптическими константами: $2V=54\div 56^\circ$, $cNg=38\div 42^\circ$, $Ng-Np=0,026\div 0,028$, что отвечает содержанию геденбергитовой молекулы 20%.

Минерализованные доломитовые и магнезитовые мраморы и магнезиальные скарны горанской серии *. Минерализация в мраморах двух типов: а) региональная, представленная рассеянной равномерной вкрапленностью форстерита, плаггиоклаза, кварца и обязанный процессам первичной перекристаллизации нечистых карбонатных пород; б) относительно локальная, с образо-

* Изучению магнезиально-силикатных метасоматитов и биметасоматитов, связанных с формированием флогопитовых и лазуритовых месторождений Юго-Западного Памира, посвящена работа Б. Я. Хоревой [41].

ванием форстеритовых, диопсидовых, флогопитовых, тремолитовых кальцифиров, обязана биметасоматическим процессам на контактах карбонатных и силикатных пород, тесно связанных парагенетически и во времени с формированием месторождений флогопита, лазурита, талька и благородной шпинели.

Форстеритовые мраморы, образующиеся при первичном региональном метаморфизме кремнеземсодержащих доломитов, имеют выдержанный количественно-минералогический и химический состав, %: доломит — 50—70, кальцит — 20—30, форстерит — 10—15, плагиоклаз (№ 85) — 2—3; SiO_2 — 2,81, CaO — 37,82, MgO — 17,47.

Форстерит в этих мраморах характеризуется следующими константами: $2V = +87^\circ$, $N_g = 1,680$, $N_m = 1,662$, $N_p = 1,648$, $N_g - N_p = 0,032$, что соответствует содержанию фаялитовой молекулы 4—5%.

В отличие от форстеритовых мраморов форстеритовые кальцифиры являются метасоматическими породами, развивающимися по форстеритовым мраморам; они не имеют доломита, а содержание форстерита может достигать 50%. Кальцифиры тесно связаны взаимопереходами с магниезальными скарнами, образующимися в зальбандах флогопитовых жил, лазуритовых гнезд, тальковых линз и вблизи скоплений кристаллов благородной шпинели.

Кальцитовые и доломито-кальцитовые мраморы и их минерализованные разновидности шахдаринской серии. Мраморы шахдаринской серии слабо минерализованы и преимущественно представлены первично кальцитовыми разновидностями, образовавшимися в результате первичного регионального метаморфизма известняков с незначительной примесью кремнезема, за счет которого образуется диопсид в качестве примеси, не превышающей 2%. Доломито-кальцитовые мраморы встречаются в низах разреза шахдаринской серии (даршайская свита) и характеризуются следующим химическим составом, %: SiO_2 — 2,08; MgO — 13,67, CaO — 37,10. Минеральный состав, %: кальцит — 65,6, доломит — 32,7, диопсид — 1,7.

Инфильтрационно-метасоматические процессы в карбонатных породах шахдаринской серии не известны, а биметасоматические, с которыми связано образование флогопит-, скаполит- и диопсидсодержащих биметасоматитов, представляют лишь петрографо-минералогический интерес.

Кварциты и кварцито-гнейсы. Кварциты — существенно кварцевые породы, характерны исключительно для нижней части разреза горанской серии (баршорская свита). Они состоят на 80—90% из кварца, а 10—15% падает на силлиманит (1—15%), мусковит (2—5%), биотит (2—15%), которые образуют соответственно биотитовые, биотит-силлиманитовые, мусковит-силлиманитовые кварциты. Иногда в единичных зернах в кварцитах присутствует гранат.

Кварцито-гнейсы — породы с гнейсовой текстурой, гранобластовой структурой, состоящей из кварца — 60, плагиоклаза — 20 и 15—20% цветного минерала: биотита, пироксена (диопсида). Они дают постепенные переходы к гнейсам, что выражено уменьшением количества кварца и увеличением плагиоклаза и цветных минералов, к кварцитам с обратным изменением количественно-минералогического состава.

Стратифицированный монофациальный метаморфический комплекс позднепротерозойского складчатого основания (аличурская серия)

Стратифицированные отложения аличурской серии слагают Койтезекскую подзону зоны Юго-Западного Памира (см. рис. 6) и обнажаются на северных и южных склонах Южно-Аличурского хребта и в бассейне р. Токуз-Булак (левая составляющая р. Гунт). На севере породы аличурской серии по Аличурскому разлому граничат с палеозоем зоны Юго-Восточного Памира, а на юге по Южно-Памирскому глубинному разлому — с отложениями верхнего триаса.

Первичные осадочно-метаморфизованные породы аличурской серии сохраняются фрагментарно в бассейне р. Шадзут (левый приток р. Гунт), в верховьях р. Едомдара, на северных склонах Южно-Аличурского хребта, слагая южные склоны Аличурской депрессии и южное побережье оз. Яшилькуль (см. рис. 6), где они превращены в милониты и катаклазиты. Они представлены полевошпатово-мусковитовыми микрокристаллическими сланцами, кварцито-сланцами с реликтами псаммитовой структуры, кварцитами по кварцевым песчаникам, мраморизованными известняками. Перечисленный набор первичных пород аличурской серии относится к слабо метаморфизованной карбонатно-терригенной формации. Широкое развитие кварцитов, образовавшихся по кварцевым песчаникам, плохая окатанность обломков свидетельствуют о формировании этих пород в прибрежных условиях.

На большей территории Койтезекской подзоны перечисленные породы аличурской серии интенсивно и неравномерно метаморфизованы в результате процессов прогрессивного регионального (зонального) плутонического и контактового метаморфизма, проявившихся в палеозое и мезозое и обусловивших образование Южно-Аличурского полифациального полиметаморфического комплекса, вмещающего гранитоиды Койтезекского массива позднепалеозойского возраста и двуслюдяные граниты Памирского массива мелового возраста (см. рис. 6).

При прогрессивном метаморфизме слабо метаморфизованных пород аличурской серии наследуется первичная слоистость и стратификация исходных осадочных пород, что видно из разреза, составленного по р. Суулу-Тагаркаты (рис. 14). Здесь породы падают на северо-запад (300—320°) под углом 45—50°. Метаморфические породы, представленные биотитовыми порфиробла-

стическими гнейсами, мелкозернистыми биотитовыми гнейсами, мраморами, полосчатыми роговикоподобными сланцами, кварцито-сланцами и сланцеватыми кварцитами, вмещают многочисленные жилы контаминированных палеозойских гранодиоритов Койтезекского массива и меловых очковых гранито-гнейсов и биотитовых гнейсо-гранитов памиро-шугнанского комплекса. Мраморизованные известняки превращены в типичные скарны.

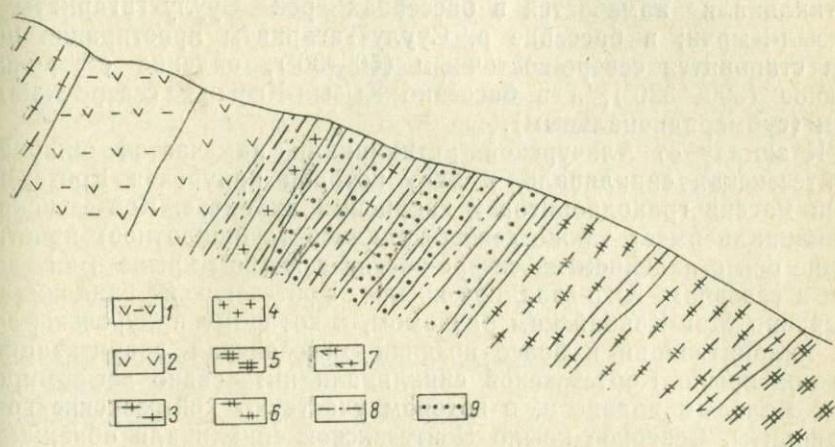


Рис. 14. Разрез прогрессивно-метаморфизованных пород аличурской серии в долине р. Суулу-Тагаркаты.

1 — интенсивно контаминированные гранодиориты Койтезекского массива; 2 — жилы гранодиоритов койтезекского комплекса; 3 — жилы лейкократовых гранитов памиро-шугнанского комплекса; 4 — жилы мелкозернистых слабо гнейсовидных гранитов; 5 — крупнопорфиро-бластические гранито-гнейсы дживезского комплекса; 6 — очковые мигматиты и гранито-гнейсы; 7 — мелкозернистые биотитовые гнейсы; 8 — полосчатые биотитовые сланцы; 9 — кварциты и кварцито-сланцы.

Примерная неполная (кровля отсутствует) мощность аличурской серии около 3000 м.

Структуры аличурской серии характеризуются запад-северо-западным (субширотным) простиранием ($SZ\ 300-310^\circ$) с падением пород на крыльях $45-70^\circ$ и размахом крыльев около 25 км, прослеживающимся по простиранию на 50—70 км. В восточной части выделяется асимметричная Аличурская антиклиналь, ядро которой совпадает с водоразделом Южно-Аличурского хребта. К ядру приурочены мезозойские метасоматические порфиро-бластические гранито-гнейсы (мигматит-граниты), образующиеся по породам южно-аличурского полифациального полиметаморфического комплекса и прорванные двуслюдяными гранитами памиро-шугнанского комплекса. На южном крыле Аличурской антиклинали падение пород юго-западное под углами $50-70^\circ$. В долине р. Памира, на правом склоне Зоркульской котловины, метаморфизованные породы аличурской серии, слагающие южное крыло Аличурской антиклинали, контактируют по Южно-Памирскому разлому с углисто-глинистыми сланцами верхнего триаса; по-

следние падают на юго-восток под углом 50° . Залегание их не совпадает с залеганием пород аличурской серии. Отложения верхнего триаса прорываются двуслюдяными гранитами Памирского массива и превращены в гранат-андалузитовые роговики. Северное крыло Аличурской антиклинали падает на северо-восток полого и оборвано Аличурским разломом. На востоке Аличурская антиклиналь погружается под отложения палеозоя Юго-Восточного Памира. На западе периклинальное замыкание Аличурской антиклинали намечается в бассейнах рек Суулу-Тагаркаты и Кызыл-Кырчи; в бассейне р. Суулу-Тагаркаты простирание пород становится северо-восточным ($50-30^\circ$), падение северо-западное ($300-320^\circ$), а в бассейне Кызыл-Кырчи — северо-западным (субмеридиональным).

К западу от Аличурской антиклинали намечается широкая Койтезекская синклинали, к ядру которой приурочен Койтезекский массив гранодиоритов и кварцевых диоритов. Койтезекская синклинали имеет также северо-западное (субширотное) простирание оси с падением на северо-восток в южном крыле и юго-запад в северном. Юго-западное крыло Койтезекской синклинали оборвано Мац-Кокбайским разломом, к которому приурочены зоны милонитизации и более поздняя мезозойская гранитизация. Южное крыло Койтезекской синклинали интенсивно деформировано молодым надвигом, в котором участвуют койтезекские гранодиориты. Северное крыло Койтезекской синклинали обнажается в верховьях правых притоков р. Токуз-Булак (Упалысай и др.) и осложнено складками второго порядка с размахом крыльев около 10 км; падение пород на крыльях $40-80^\circ$. Мелкие пологие складки в бассейне р. Шадзут являются складками третьего порядка, развивающимися на северном крыле Койтезекской синклинали. В бассейне р. Гунт установлена Бачорская антиклиналь второго порядка, характеризующаяся сложным строением с изоклинальным типом складок на крыльях, по-видимому приразломного характера, обусловленного влиянием Аличурского разлома.

ЭТАПЫ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА И РЕГИОНАЛЬНОГО ПЛУТОНИЧЕСКОГО МЕТАМОРФИЗМА

Процессы ультраметаморфизма, к которому мы относим региональную мигматизацию метаморфических пород как следствие селективного плавления (анатексиса) или метасоматической гранитизации, реоморфизм (мобилизация подвижного материала) и полное переплавление (чалингенез), развиваются исключительно в гнейсовых сериях архейского кристаллического фундамента Ваханской подзоны (горанская и шахдаринская серии).

Процессы прогрессивного зонального регионального плутонического метаморфизма, сопровождающиеся локальной гранитизацией и кремнекалиевым метасоматозом метаморфических пород, парагенетически и во времени связанные с ультраметаморфизмом пород архейского фундамента, развиваются в слабоме-

таморфизованных породах позднепротерозойского складчатого основания (аличурская серия), а в зоне Гунтского надвига — в пермо-триасовых породах верхнего структурного этажа зоны Юго-Восточного Памира — Рушанско-Пшартская подзона (см. рис. 6).

И. И. Седерхольм [71] впервые обратил внимание на то, что интрузии основного и ультраосновного состава, развитые в областях регионального проявления процессов ультраметаморфизма, могут служить ключом к выделению разновозрастных этапов ультраметаморфизма, так как являются показателями отмирания очагов гранитного магмообразования в коре и свидетельствуют о поступлении продуктов плавления мантии.

Наблюдения над поведением интрузивных тел основных и ультраосновных пород при разновозрастных процессах ультраметаморфизма в гнейсовых сериях Юго-Западного Памира и явились основой выделения перечисленных в табл. 13 и 14 этапов ультраметаморфизма, а также синхронного с ним регионального плутонического метаморфизма и гранитоидного интрузивного магматизма.

Позднеархейские этапы протогеосинклинального ультраметаморфизма метаморфогенно-анатектического типа

Протогеосинклинальный региональный метаморфизм, с которым связано образование стратифицированных гнейсовых толщ, завершается протогеосинклинальным ультраметаморфизмом, характеризующимся формированием пегматитовых плагиомигматитов в горанской серии и послонных плагиомигматитов в шахдаринской серии. Плагиомигматиты участвуют в структуре соответствующих серий и образуют стратифицированные пачки, переслаивающиеся с гнейсами. Устанавливаются селективный характер мигматизации и зависимость состава лейкократового материала от состава гнейсов, подвергшихся мигматизации. Это доказывается, например, широким развитием рассматриваемых мигматитов в пачках, сложенных биотит-плагиоклазовыми гнейсами, и значительно реже мигматиты встречаются в амфиболитах и роговообманковых гнейсах. Лейкократовый материал кварц-плагиоклазового состава обособляется в виде тонких полосок, параллельных гнейсовидности и резко ограниченных от остальной части гнейса. Никаких реакционных метасоматических взаимоотношений между лейкократовым плагиоаптитовым материалом и субстратом в период мигматизации не возникает.

Тесную связь процессов региональной плагиомигматизации с высокотемпературным региональным протогеосинклинальным метаморфизмом в архее можно предположить на основании следующего: а) мигматиты совместно с гнейсами участвуют в формировании крупных и мелких складок; б) реакционные соотношения между мобилизованным лейкократовым материалом и

гнейсовым субстратом отсутствует; это указывает на наличие термического и химического равновесия между ними; в) зависимость состава кварц-полевошпатового подвижного материала от состава гнейсов; это может служить косвенным доказательством мобилизации подвижного материала в результате высокотемпературной метаморфической дифференциации и селективного плавления гнейсов. Отчетливо наблюдается образование послойных плагиомигматитов одновременно со складками течения, которые широко развиты в горанской серии. Птигматитовые плагиоклазовые мигматиты встречаются исключительно в горанской серии и наряду со складками течения являются показателем высокой пластичности субстрата в период ультраметаморфизма рассматриваемого этапа.

Морфологические особенности, региональное площадное распространение, послойный характер, отсутствие коррозионных структур и петрографический состав плагиомигматитов свидетельствуют о том, что ведущими процессами в их образовании были метаморфическая дифференциация и селективное плавление гнейсов (выплавление плагиогранитной эвтектики), без привноса вещества извне — «вениты» П. Дж. Холмквиста [61]. Все перечисленные признаки позволяют рассматривать региональную плагиомигматизацию как пример ультраметаморфизма метаморфогенно-анатектического типа.

Позднеархейский этап инверсионного регионального ультраметаморфизма палингено-метасоматического типа

К этому этапу относится образование плагиоортоклазового ультраметаморфического комплекса мигматитов, аплитовидных гранито-гнейсов, аплитов и аляскитовых метасоматических пегматитов. Ортоклазом замещаются плагиоаплитовые лейкократовые полоски древних послойных плагиомигматитов, в то время как птигматитовые мигматиты сохраняют, как правило, первичный плагиоклазовый состав. Лейкократовые полоски плагиомигматита приобретают груболинзовидно-полосчатое сложение с реакционными оторочками биотита по контактам лейкократовых полосок. В участках интенсивной гранитизации образуются аплитовидные лейкократовые гранито-гнейсы, представляющие собой мелкозернистые гранитные породы, полностью сохранившие гнейсовую текстуру и образовавшиеся *in situ* за счет полосчатых плагиоклазовых мигматитов. Характерно присутствие в них граната. Аплитовидные гранито-гнейсы иногда имеют резкие контакты с гнейсами, что может служить указанием на то, что наряду с метасоматозом имело место плавление предварительно гранитизированного субстрата. По простиранию аплитовидные гранито-гнейсы прослеживаются иногда на десятки километров, образуя системы кулисообразно выклинивающихся жил. Для этого этапа ультраметаморфизма кроме груболинзовидно-полосчатых и теневых

мигматитов (гранито-гнейсов) характерно образование артеритов, в которых жильный материал представлен аплит-пегматитом. В таких «жилах» сохраняется текстура гнейса. Наиболее распространены постепенные переходы между гранито-гнейсами и мигматизированными гнейсами; в этих случаях отчетливо виден метасоматический характер образования гранито-гнейсов.

Процессы гранитизации рассматриваемого этапа связаны с поступлением извне высокотемпературных растворов. Интенсивно гранитизированные породы подвергаются селективному плавлению с образованием пегматитовых и аплитовых жил. Эти признаки позволяют рассматривать плагиоортоклазовый ультраметаморфический комплекс как пример ультраметаморфизма палингенно-метасоматического типа.

Процессы ультраметаморфизма начинаются с фельдшпатизации, которая выражена в образовании ортоклаза в лейкократовых полосах более древнего плагиомигматита. Ортоклаз развивается сначала в интерстициях между зернами плагиоклаза, корродируя последний; по мере увеличения количества ортоклаза происходит последовательная грануляция крупных зерен плагиоклаза лейкократовых полосок плагиомигматита, которые приобретают аплитовидный облик. При более интенсивной гранитизации ортоклаз развивается и в меланократовых полосках древнего плагиомигматита, в которых за счет последовательного замещения плагиоклаза и выноса магния и железа, сопровождающегося перекристаллизацией биотита, полосчатый мигматит превращается в биотитовый ортоклазовый гранито-гнейс. Главными породообразующими минералами мигматитов являются, %: плагиоклаз (№ 26—28) — 25—30, ортоклаз — 10—15, кварц — 30—60, биотит — 5—10; аксессуарными минералами — ортит, магнетит, ильменит, циркон. В роговообманковых и пироксеновых гнейсах гранитизация выражена главным образом в образовании вторичного биотита за счет роговой обманки и вторичного амфибола за счет пироксена.

Конечным продуктом гранитизации являются аляскитовые аплит-пегматиты — существенно ортоклазовые породы, содержащие небольшое количество (до 5%) мелкогранулированного реликтового плагиоклаза-олигоклаза № 28—36. Более основной плагиоклаз (№ 36) встречен в виде реликтовых зерен, включенных в крупные зерна ортоклаза. В основной ткани — олигоклаз № 28, сохраняющийся в промежутках между зернами ортоклаза. Кварца 10—15%. Аляскитовые аплит-пегматиты содержат сфен, апатит и типичный для этого комплекса ортит.

Этап инверсионного палингенно-метасоматического ультраметаморфизма отделен от этапов протогеосинклинального регионального метаморфизма и ультраметаморфизма периодом внедрения габброидных интрузивных пород, превращенных в габбро-амфиболиты. Они образуют пластовые тела и линзы, прорывающие метаморфические породы и плагиомигматиты, а в период регионального ультраметаморфизма палингенно-метасоматического

типа будинируются и подвергаются метасоматической гранитизации. Межбудиные пространства габбро-амфиболитов выполнены жилами аляскитовых аплит-пегматитов с ортоклазом и мономинеральными ортоклазовыми жилами.

Раннепротерозойский этап регионального щелочного и магнезиального метасоматоза и биметасоматоза

Этому этапу предшествуют региональные пластические деформации, развивающиеся в зонах сочленения разновозрастных метаморфических серий, в частности горанской и шахдаринской. Эти деформации определили заложение Даршайской тектонической зоны, оформившейся позднее (в палеозое) в виде надвига. С пластическими деформациями раннепротерозойского этапа связан будинаж аплит-пегматитовых метасоматических жил. Особенно сильно эти деформации проявлены в жилах, залегающих в карбонатных породах, которые сильнее подвержены пластическому течению. В пачках карбонатных пород, вмещающих такие жилы, возникают тектониты с псевдоконгломератовой текстурой, в которых «галечки» имеют овальную и яйцевидную форму и представлены исключительно аплит-пегматитами. По контакту таких будин аплит-пегматитов и доломитовых мраморов развиваются реакционно-метасоматические или биметасоматические процессы, с которыми, в частности, связано образование гнезд лазурита, всегда имеющих овальную форму [41], окаймленных диопсид-флогопитовыми, форстерит-флогопитовыми биметасоматитами и кальцифирами. Петрохимический и парагенетический анализ биметасоматической зональности показал, что подвижными, привнесенными компонентами являлись щелочи, а магний, кремнезем, кальций и глинозем мигрировали из контактирующих пород. Количество этих компонентов в биметасоматитах полностью балансируется содержанием их в контактирующих магнезиально-карбонатных и силикатных породах. Главные выводы, вытекающие из изучения биметасоматитов Юго-Западного Памира [41], сводятся к следующему.

1. Биметасоматоз развивается по контакту химически неравновесных силикатных и магнезиально-карбонатных пород, под влиянием щелочных растворов, циркулирующих в зоне контакта.

2. Участвующие в биметасоматических процессах мигматиты, гранито-гнейсы, аплит-пегматиты позднеархейского плагииортоклазового ультраметаморфического комплекса представляют собой мертвые тела, предварительно испытавшие пластические деформации, а поэтому они не могут служить источником щелочных растворов, обеспечивающих реакционное замещение пород в зоне контакта. Аплит-пегматиты подвергаются десиликации и диопсидации.

3. Фронт щелочных растворов имеет, следовательно, глубинное происхождение, не связан и оторван во времени от позднеархей-

ского палинггенно-метасоматического ультраметаморфизма и гранитизации.

Фронт регионального щелочного метасоматоза, проявившийся на Юго-Западном Памире только в форме биметасоматоза, не приводит к образованию мономинеральных щелочных метасоматитов (калиевых или натриевых) и сменяется региональным магнезиальным метасоматозом. С последним связано образование в регионально-мигматизированных и биметасоматически-измененных породах горанской серии инфильтрационно-метасоматических моно- и биминеральных флогопитовых, диопсидовых, энстатитовых и форстеритовых жил и магнезиальных скарнов, секущих биметасоматиты. Процессы регионального магнезиального метасоматоза на Юго-Западном Памире приводят к образованию промышленных месторождений флогопита (Ляджвардинское, Даршайское), талька (Мульводжское), благородной шпинели (месторождение Кугил-Ляль). Биметасоматические скопления флогопита не являются промышленными.

Процессы регионального магнезиального метасоматоза и флогопитообразования в архейском фундаменте зоны Юго-Западного Памира сопоставляются нами с аналогичными образованиями Алданского щита, которые изучал Н. Г. Судовиков. Мы согласны с Н. Г. Судовиковым, что эти процессы связаны с фронтом базификации, комплементарным гранитизации. На Юго-Западном Памире не вскрыта нижнепротерозойская гранитизация, с которой комплементарно связан этот фронт базификации. Аналогичная картина наблюдается и на Алданском щите, где связь флогопитовых месторождений с гранитами, так же как и на Памире, маловероятна.

Приуроченность глобального фронта базификации к рубежу архей (археозой) — протерозой, характеризующемуся скачкообразной сменой протогеосинклинального режима геосинклинальным, обусловлена первичным заложением глубинных разломов, по которым были вынесены накопившиеся в течение архей в условиях замкнутости продукты дегазации мантии.

Процессами регионального магнезиального метасоматоза и биметасоматоза заканчивается докембрийская история развития Ваханской подзоны зоны Юго-Западного Памира, в пределах которой палеозойские осадочные породы залегают непосредственно на архейском кристаллическом фундаменте (см. рис. 6). Позднепротерозойские стратифицированные породы установлены только в Койтезекской подзоне — аличурская серия (см. рис. 6).

Верхний возрастной предел этапа регионального метасоматоза определяется максимальными значениями возраста флогопитов, полученными в лаборатории ИГЭМ АН СССР стронциевым и аргоновым методами — 1740—1730 млн. лет. Учитывая установленный факт миграции радиогенного стронция и аргона из флогопитов, эта цифра является омоложенной. Истинный возраст флогопитообразования на Юго-Западном Памире находится в интервале 1740—2470 млн. лет, т. е. между максимальными значениями воз-

растов, полученных по ортиту ортоклазовых аплит-пегматитов и по флогопиту (табл. 12), и близок к 2000 млн. лет — возрасту флогопитов Алданского щита.

Магнезиальные скарны и биметасоматиты в зоне Даршайского надвига милонитизируются. Зоны милонитизации залечиваются прожилками, сложенными новообразованным ортитом иного состава, связанного с палеозойским этапом гранитизации полиметаморфизованных архейских пород.

Палеозойский этап плутоно-метаморфической и ультраметаморфической активизации докембрийского фундамента

На основании приведенных в табл. 14 радиологических данных возраст рассматриваемого этапа имеет продолжительность около 80 млн. лет и разделяется на два подэтапа: среднепалеозойский, средний возраст которого 355 млн. лет (из 10 значений), и позднепалеозойский со средним возрастом 275 млн. лет (из 12 значений). Среднепалеозойский подэтап соответствует инверсионной стадии миогеосинклинального развития зоны Юго-Западного Памира и представлен ортитоносным ультраметаморфическим комплексом, развивающимся в архейском кристаллическом фундаменте (Ваханская подзона) и южно-аличурским полифациальным полиметаморфическим комплексом, образующимся в позднепротерозойском складчатом основании (Койтезекская подзона — см. рис. 6). Позднепалеозойский подэтап соответствует постинверсионной стадии миогеосинклинального развития зоны Юго-Западного Памира. К нему относится койтезекский интрузивный комплекс гранодиорит-гранитной формации, представленный Койтезекским массивом (Койтезекская подзона), Звордаринской интрузией (зона Гунт-Аличурского разлома). К этому же подэтапу относятся хрусталеносные пегматиты, локализующиеся в Ваханской подзоне (Даршайский надвиг). Перечисленные комплексы значуют собой эволюцию процессов регионального плутонического метаморфизма во времени на протяжении 80 млн. лет и становление гранитоидного магматического очага.

Среднепалеозойский ортитоносный ультраметаморфический комплекс

К этому комплексу относятся: порфиробластические и очковые метасоматические мигматиты, образующиеся по породам хорогской свиты; реоморфические интрузии глубинного происхождения, образующие постнадвиговые диапир-плутоны; порфиробластические лейкократовые мигматит-граниты и гранито-гнейсы, развивающиеся в межпластовых тектонических зонах по милонитизированным аплитовидным плагноортоклазовым гранито-гнейсам позднеархейского возраста.

Порфиробластические и очковые мигматиты. Рассматриваемые породы образуются по предварительно милонитизированным в зоне Даршайского надвига позднеархейским амфиболитам, биотитовым гнейсам и мигматитам. Макроскопически это крупнокристаллические неравномерно кристаллические породы, состоящие из крупных (до 3 см в поперечнике) кристаллов-очков ортоклаза и олигоклаза, разобщенных тонкокристаллической перекристаллизованной бластомилонитовой оснотной тканью. В биотитовых очковых магматитах, субстратом которых является милонитизированные биотитовые гнейсы, основная ткань сложена перекристаллизованным биотитом, кварцем, мелкогранулированным плагиоклазом и межгранулярным ортоклазом.

При метасоматической гранитизации амфиболитов в первую очередь происходит перекристаллизация роговой обманки с образованием граната, замещение роговой обманки биотитом, которое сопровождается появлением сфена и красно-коричневого ортита, а затем появляются мигматобласты олигоклаза и позже ортоклаза. Сфен отличается повышенным содержанием (по сравнению с кларком) радиоактивных элементов, что позволило определить по этому минералу и сингенетичному ортиту возраст свинцово-изотопным методом (см. табл. 14). Полученные значения подтверждают одновозрастность этих минералов и принадлежность их к палеозойскому этапу. Вторичный гранат, образующий скопления мельчайших зерен, концентрируется в меланократовой части очкового мигматита вокруг реликтовых зерен роговой обманки вместе со вторичными биотитом, сфеном и ортитом. Гранат, выделенный из той же породы, из которой выделялся ортит и сфен, характеризуется большими параметрами элементарной ячейки и плотностью. Для обр. 166 $d=4,01$; $a=11,641 \text{ \AA}$, для обр. 152а $d=3,96$; $a=11,630 \text{ \AA}$, что свидетельствует о повышенном содержании гроссуляровой молекулы. Гранитизация сопровождается интенсивными пластическими деформациями ранее будинированных тел габбро-амфиболитов, которые растаскиваются на узкие линзочки, перемещенные относительно друг друга и разделенные лейкократовым кварц-полевошпатовым материалом.

Фельдшпатизация милонитизированных амфиболитов хорогской свиты начинается с образования вдоль плоскостей милонитизации тончайших полосок калиевого полевого шпата, которые объединяются в очки, линзочки с сохранением милонитового субстрата. На начальных стадиях гранитизации милонитовая основная ткань породы почти не перекристаллизована, в то время как порфиробласты ортоклаза очень свежего водяно-прозрачного облика. Наряду с ортоклазом в очковых мигматитах присутствуют порфиробласты олигоклаза, которые образуются раньше калиевого полевого шпата, а позже при совместной собирательной перекристаллизации обоих полевых шпатов образуются очки. На последующих стадиях гранитизации милонитизированного субстрата он перекристаллизовывается и сохраняется в виде полос, сложенных вновь образованным биотитом; порода приобретает очково-полос-

чатое сложение и постепенно переходит в очково-порфиروبластические мигматит-граниты. В участках относительно слабой милонитизации фельштитизация начинается сразу с образования мигма-тобласт ортоклаза.

Морфология мигматитов рассматриваемого комплекса определяется степенью предшествующей милонитизации субстрата и интенсивностью дифференциальных движений, сопутствующих гранитизации. В зоне Даршайского надвига распространены микроплойчатые, очково-полосчатые мигматиты. Синкинематический характер гранитизации доказывается тем, что скиалиты амфиболитов в микроплойчатых тонкополосчатых гранито-гнейсах перевернуты. В заключительные этапы гранитизации архейских милонитизированных пород, испытавших неоднократную мигматизацию, возникают небулитовые очковые гнейсо-граниты.

Реоморфические интрузии (диапир-плутоны). Рассматриваемые интрузии образуют цепочку линзовидных и куполообразных межформационных тел, залечивающих поверхность Даршайского надвига (см. рис. 6). Максимальные размеры этих тел достигают 8 км в длину и 5 км в поперечнике; они установлены на участке Даршайского надвига в среднем течении р. Даршай (Имастовский диапир-плутон) и на междуречье Горондара — Ляджвардара. В среднем течении р. Романитдара Романитский диапир-плутон отчетливо выделяется в рельефе изометричной формой с размерами около 3 км в поперечнике. Большинство тел имеет размеры $2 \times 1,5$ км, встречаются тела размером $0,5 \times 0,2$ км. Контакты всех интрузивных тел срезают гнейсовую текстуру вмещающих гнейсов и амфиболитов хорогской свиты, но согласно окаймляются очковыми порфиروبластическими мигматитами, развивающимися в милонитизированных гнейсах и амфиболитах.

Реоморфические интрузии имеют очень неоднородный состав и содержат большое количество в различной степени дезинтегрированных и гранитизированных ксенолитов пород, чуждых вмещающим интрузии породам хорогской свиты, а также не известные в нижележащей горанской серии и принадлежащие более глубоким сечениям докембрийского фундамента зоны Юго-Западного Памира. Наибольшее количество глубинных ксенолитов обнаружено в Ляджвардаринском межформационном диапир-плутоне, приуроченном к тектоническому контакту хорогской свиты с горанской серией. Рассматриваемые интрузии сложены гранитоидными породами от более основных к кислым, представляющими собой различные стадии гранитизации глубинных ксенолитов основного состава.

Характерная текстурная особенность реоморфических интрузий — отчетливые следы пластического течения гранитоидного материала, в котором плавают различной формы и размеров ксенолиты от 1,5—2 м в поперечнике до сантиметровых (рис. 15). В процессе гранитизации ксенолиты дезинтегрируются и превращаются в меланократовые скопления, имеющие характер темных «пятен» на фоне более светлого гранитоидного материала. В по-

следнем широко проявлены структуры замещения, свидетельствующие о метасоматической гранитизации основных метаморфических пород, реликты которых представлены в ксенолитах. Последовательность минералообразования в темноцветной части ксеноли-

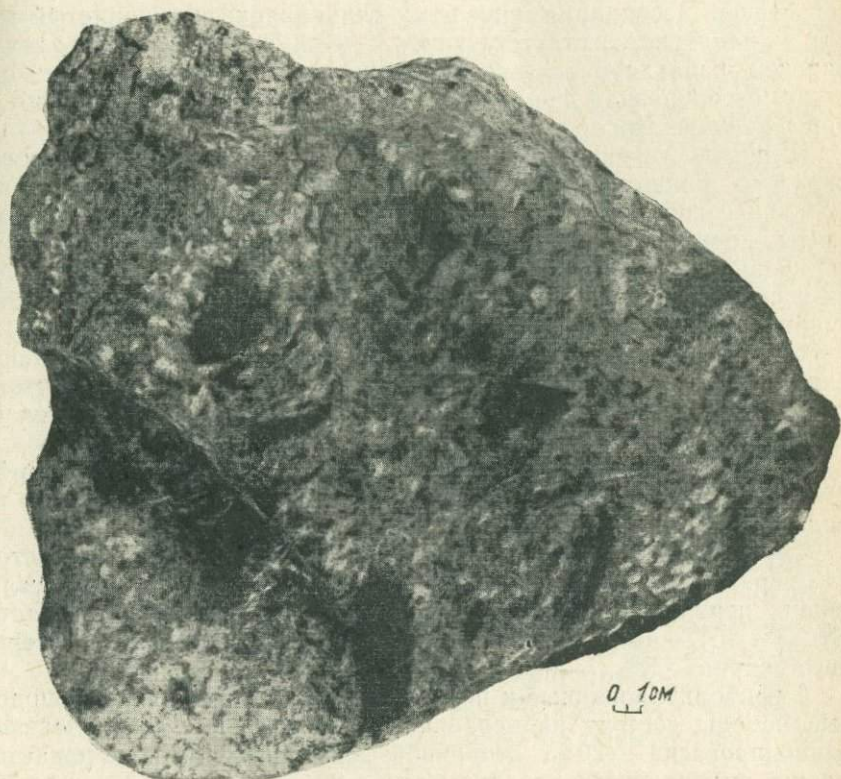


Рис. 15: Общий вид породы, слагающей центральную часть Ляджвардаринской реоморфической интрузии (уменьшено в 4,5 раза).

Черное — гранитизированные в различной степени глубинные ксенолиты пироксеновых гранулитов, эклогитоподобных пород и гранатовых амфиболитов; светлое — гранитоидные породы ряда монзонит — диорит, кварцевый диорит, гранодиорит — биотит — роговообманковый гранит-аляскит.

тов: пироксен—гранат—роговая обманка—биотит, а в лейкократовой части — лабрадор—андезин—антипертит—олигоклаз — антипертит—ортоклаз—пертит—ортоклаз—кварц. Ортоклаз—пертит и ортоклаз образуют крупные очки, аналогичные порфиробластам в очковых мигматитах. Ортоклаз имеет свежий вид, напоминает санидин и лишен пертитовых вростков. Кварц появляется на всех стадиях гранитизации, до и после ортоклаза.

В отличие от очковых порфиробластических мигматитов, образующихся при гранитизации метаморфических пород хорогской

свиты, гранитоидные породы, слагающие реоморфические интрузии, возникли в результате гранитизации пород более глубоких сечений архейского фундамента и были перемещены на более верхний уровень в период вертикальных движений в зоне Даршайского надвига, после главных горизонтальных перемещений, с которыми связано образование зон милонитизации. Об этом свидетельствуют ассоциация гиперстен-клинопироксен-пиропистый гранат в гранитоидах, отсутствующая в метаморфических породах гортанской и шахдаринской серий, очень неоднородный состав и текстура, своеобразная форма залегания и приуроченность к мобильной тектонической зоне.

Широкое развитие метасоматических структур, направленный характер минералообразования, отвечающий гранитизации, синхронной с гранитизацией окружающих интрузии пород хорогской свиты, превращенных в очковые мигматиты, наложение гранитизации на региональную милонитизацию в зоне Даршайского надвига свидетельствуют о том, что перемещение реоморфизованного гранитоидного материала, содержащего глубинные ксенолиты, из глубоких зон происходило одновременно с подъемом фронта глубинных щелочных растворов. Последние в сочетании с тектоническим фактором обеспечили высокую пластичность пород, слагающих интрузии.

По составу среди менее измененных ксенолитов в реоморфических интрузиях можно выделить следующие разновидности пород.

Гранатовые и гранат-клинопироксеновые амфиболиты состоят из первичной бурой роговой обманки — 65—85%, округлых зерен первичного граната — 5—15%, вторичного плагиоклаза (№ 30—45) — 10%, первичного клинопироксена — 0,15%, вторичного кварца — 5%.

Амфиболитизированные и перекристаллизованные эклогитоподобные породы состоят из первичного граната — 30—40%, зеленого клинопироксена — 20%, вторичной зеленовато-бурой роговой обманки, замещающей клинопироксен — 20—40%.

В гранитизированных разновидностях гранатовых амфиболитов и эклогитоподобных пород появляются вторичные гломеробластовые скопления андезина, каемки вторичного граната; вторичный амфибол полностью замещает клинопироксен, а по амфиболу развивается красно-коричневый вторичный биотит.

Амфиболитизированные клинопироксен-плагиоклазовые и гиперстен-плагиоклазовые гранулиты. Первые состоят из почти бесцветного клинопироксена — 40%, лабрадора (№ 45—50) — 40%; вторичной буро-зеленой роговой обманки (15—20%), развивающейся в виде мелкозернистых агрегатов по краям зерен клинопироксена и каемок вторичного граната (до 15%), образующих келифитоподобную структуру вокруг клинопироксена.

Гиперстен-плагиоклазовые гранулиты встречены только в реликтах среди гранитоидных пород. Они состоят из розового плеохроирующего гиперстена, замещающегося роговой обманкой и

окаймленного мелкозернистым агрегатом вторичного граната. Во всех глубинных ксенолитах в большом количестве присутствует рудный минерал (магнетит и титаномагнетит).

Среди гранитоидов реоморфических интрузий от более основных к кислым выделяется следующий ряд пород, связанных между собой взаимопереходами в пределах одного тела. Более основные разновидности располагаются вблизи ксенолитов, более кислые — слагают промежуточную массу (см. рис. 15), а наиболее кислые (аляскитовые граниты) образуют жилы в пределах интрузий.

Гранат-амфибол-гиперстеновые диориты, в составе которых, %: гиперстен — 20, роговая обманка — 10, гранат (в каемках) — 15, плагиоклаз (№ 35—40) — 45, биотит — 5, кварц — 5. Гранат образует келифитоподобные каемки вокруг гиперстена и роговой обманки, заместившей гиперстен.

Гранат-клинопироксен-роговообманковые монзонит-диориты. В их составе, %: гранат — 15 (в каемках), буро-зеленая роговая обманка — 15—20, клинопироксен — 15, андезин-антипертит — 45, кварц — 5, биотит — 5. Антипертитовые вроски калиевого полевого шпата имеют метасоматический характер.

Гранат-амфибол-биотитовые гранодиориты. Состоят они (%): из граната — 5 (в каемках), обыкновенной буровато-зеленой роговой обманки — 10, биотита — 10, олигоклаза — 40, гомогенного ортоклаза — 20, кварца — 15. Келифитоподобные реакционные структуры имеют реликтовый характер.

Меланократовые гранат-амфибол-биотитовые граниты, состоящие из реликтовых разобщенных каемок граната (3—5%) вокруг буровато-зеленой роговой обманки (10%), содержащей реликты клинопироксена (5%), красновато-коричневого биотита, высокожелезистого и высокотитанистого биотита (15—20%), олигоклаза (15—20%), ортоклаз-пертита и мигматобласт гомогенного ортоклаза (30%), кварца (15—20%), скоплений апатита и магнетита (титаномагнетита) — 2%. Пертитовые вроски плагиоклаза в ортоклазе имеют реликтовый характер.

Гранат-амфибол-биотитовые и амфибол-биотитовые антипертитовые кварцевые диориты. В их составе (%): гранат 0—20, обыкновенная роговая обманка (темно-зеленая) — 10, биотит — 15, антипертит — 40—45, кварц — 10.

Лейкократовые биотит-роговообманковые граниты, состоящие (%) из темно-зеленой роговой обманки — 10, густоокрашенного черно-зеленого биотита — 5, гомогенного ортоклаза — 40, кислого олигоклаза (№ 15—20) — 20, кварца — 25.

Аляскитовые роговообманковые граниты, состоящие (%) из темно-зеленой роговой обманки — 5, гомогенного ортоклаза — 50, альбит-олигоклаза — 15, кварца — 20 (табл. 15).

Очковые порфиробластические гнейсковидные граниты, образующиеся по аплитовидным плагиоортоклазовым гранито-гнейсам. Милонитизация и последующая фельдшпатизация аплитовидных плагиоортоклазовых гранито-гнейсов наблюдалась нами в зонах милонитизации вдоль долины р. Шахдара, где этот процесс сопро-

Состав граната гранитизированных глубинных ксенолитов (вес. %)

Номер образца	Порода	Параметр решетки, $a, \text{Å}$	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Компонентный состав				
												А.л.м.	П.и.	С.п.	Г.р.	А.н.д.
45/71 315в/71	Гранат-пироксеновый амфиболит Роговообманково-пироксеновый гранулит	11,615	41,28	0,06	19,80	23,12	1,25	3,80	8,20	0,17	0,05					
		11,579	40,48	0,11	20,00	23,64	0,83	4,84	6,38	0,33	0,14					
45/71 315в/71	Первичный Вторичный, в каемках	56,7		15,8		2,7		23,0		1,8						
		58,4		20,0		2,0		19,1		0,5						

вождался плейчатостью. На плейчатые аплитовидные гранито-гнейсы наложена порфиробластическая фельдшпатизация (рис. 16). Очки и порфиробласты калиевого полевого шпата развиваются как в подвергшихся милонитизации гнейсах врангской свиты, так и в сгласных жилах аплитовидных гранито-гнейсов, также милонитизированных. В участках наиболее интенсивных пластических деформаций жилы плагиоортоклазовых аплитовидных гранито-гнейсов подвергаются будинажу (рис. 17). На контактах будинированных аплитовидных гранито-гнейсов развиваются метасоматические скопления мюноминерального калиевого полевого шпата, а в самих будинах образуются мигматобласты калиевого полевого шпата, аналогичные изображенным на рис. 16.

В верховьях р. Даршай М. Г. Калайтан и В. А. Масленниковым установлено, что пластообразные жилы аплитовидных гранито-гнейсов разбиты иногда на блоки, смещенные относительно друг друга. К межблоковым участкам приурочены скопления метасоматического пегматитового материала (рис. 18). В участках интенсивной милонитизации и последующей гранитизации в процессе образования вто-

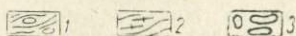
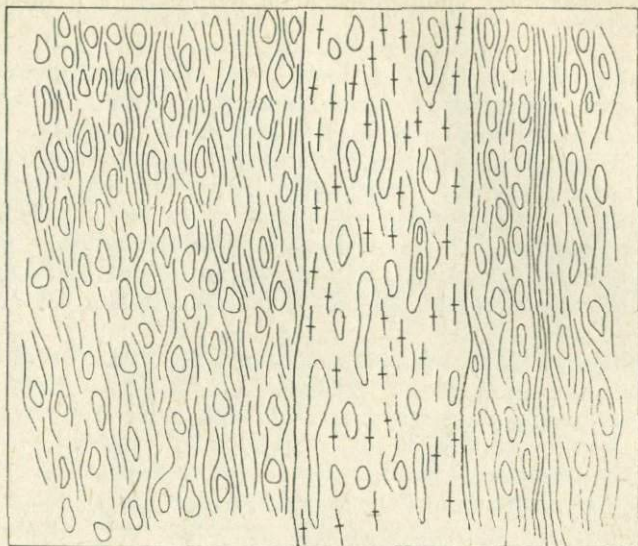


Рис. 16. Гранитизация мylonитизированных гнейсов и ортоклазовых аплитовидных гранито-гнейсов (район оз. Друмкуль, правый склон р. Шахдара).

1 — очково-порфиробластические фельдшпатизированные мylonиты по гнейсам врангской свиты шахдаринской серии; 2 — мylonитизированные и фельдшпатизированные позднеархейские аплитовидные плагиоортоклазовые гранито-гнейсы; 3 — очки и порфиробласты калиевого полевого шпата.

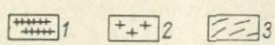
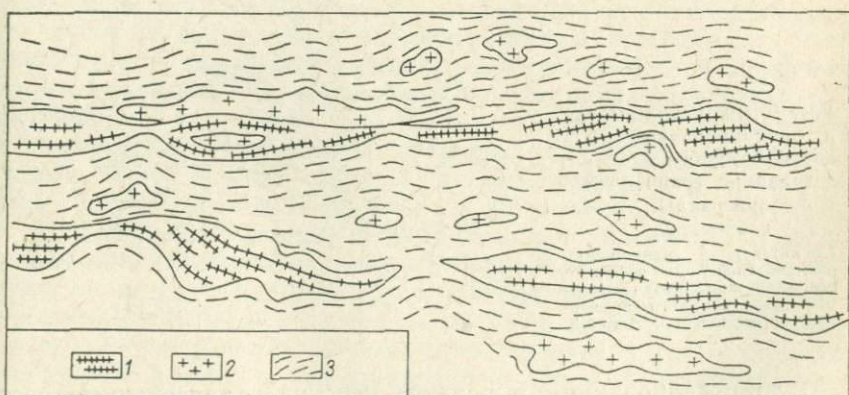


Рис. 17. Будинаж жил позднеархейских аплитовидных плагиоортоклазовых гранито-гнейсов и последующий калиевый метасоматоз их и вмещающих мylonитизированных гнейсов (оз. Друмкуль).

1 — аплитовидный гранито-гнейс; 2 — очки и скопления калиевого полевого шпата; 3 — фельдшпатизированные биотитовые гнейсы.

ричной плейчатости в гранитизированных гнейсах жилы ортоклазовых аплитовидных гранито-гнейсов изгибаются и будинируются (рис. 19).

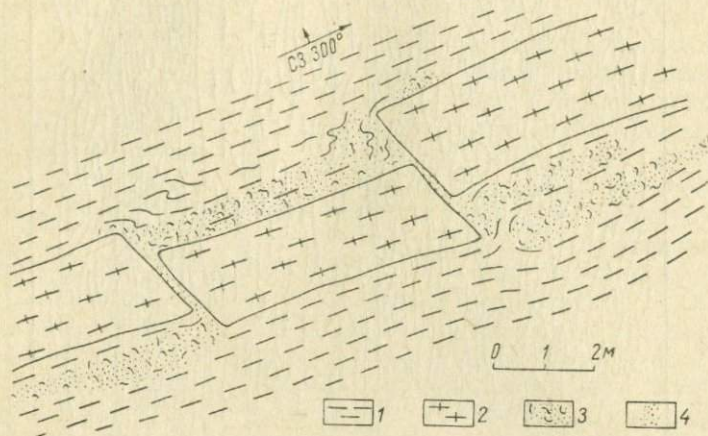
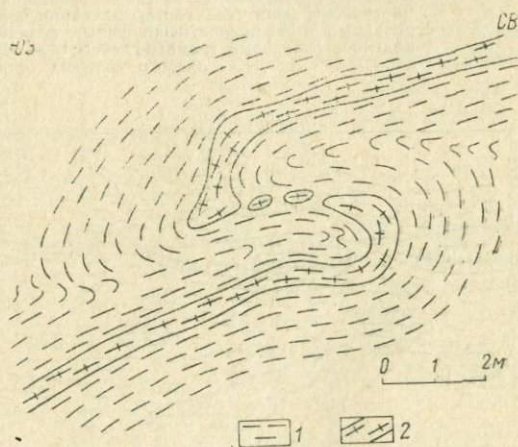


Рис. 18. Блокированная жила плагиоортоклазовых аплитовидных гранито-гнейсов и постдеформационная гранитизация вмещающих гнейсов с образованием пегматита.

1 — гранитизированный гнейс; 2 — аплитовидный гранито-гнейс; 3 — метасоматический пегматит; 4 — обособления кварца (зарисовка М. Г. Калайтган).

Рис. 19. Вторично смятая и будинированная жила плагиоортоклазовых аплитовидных гранито-гнейсов (зарисовка В. А. Масленникова).

1 — интенсивно гранитизированный гнейс; 2 — деформированная жила позднеархейского аплитовидного гранито-гнейса; верховье р. Даршай.



Милонитизированные и позднее перекристаллизованные аплитовидные гранито-гнейсы состоят из ориентированных в плоскости милонитизации удлинённых зерен кварца, плагиоклаза и ортоклаза, характеризующихся мозаичным волнистым угасанием. На фоне раздробленной бластомилонитовой массы возникают свежие

крупные округлые мигматобласти калиевого полевого шпата; параллельно с этим происходит собирательная перекристаллизация всей породы и возникают очковые гнейсовидные граниты, причем гнейсовидность в них имеет бластомилонитовую природу.

Образование крупных, размером до 3 см, мигматобласт калиевого полевого шпата сопровождается появлением характерных кристаллов розового и буровато-красного ортита, который концентрируется в участках перекристаллизации биотита. В заключительные этапы гранитизации образуются крупнокристаллические пегматиты, состоящие из упорядоченного ортоклаза. К пегматитам приурочены хорошо образованные кристаллы фосфорсодержащего ортита (нагательита), который образует цепочки кристаллов, развивающихся на границе зерен новообразованного калиевого полевого шпата.

Характерный для среднепалеозойского ультраметаморфического комплекса красно-коричневый ортит резко отличается от древнего буровато-зеленого ортита позднеархейских аплитовидных гранито-гнейсов. По данным М. Г. Калайтан и В. А. Масленникова [29], скопления ортита встречаются в реоморфических интрузиях, а также ортит залечивает зоны милонитизации в магнезиальных скарнах, что является доказательством послепротерозойского возраста ортитовой минерализации.

Южно-аличурский ортитоносный полифациальный полиметаморфический комплекс

Метаморфические породы этого комплекса слагают Койтезекскую подзону зоны Юго-Западного Памира (см. рис. 6) и представляют собой полифациальную ассоциацию, возникшую в результате полиметаморфизма микрокристаллических сланцев аличурской серии верхнего протерозоя. Метаморфические породы слагают глубокоэродированную метаморфогенную структуру, совмещенную с Аличурской антиклиналью субширотного простирания. Ядро метаморфогенной и складчатой антиклинальных структур, обнажающееся на водоразделе Южно-Аличурского хребта, сложено порфиробластическими плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, биотитовыми гнейсами, мигматитами, которые прорываются гранитоидами Койтезекского и Памирского массивов (см. рис. 6). В северном, южном и восточном направлениях наблюдается постепенное убывание степени метаморфизма, которое, по-видимому, является отражением горизонтальной метаморфической зональности. Последняя затушевана наложенными процессами контактового метаморфизма и мезозойской гранитизации, что создает впечатление более или менее однородного глубокого метаморфизма пород. Метаморфизм неравномерный, с элементами зональности, что и позволило отобрать мраморизованные известняки, не затронутые наложенными процессами, для которых свинцовым методом получен позднепротерозойский возраст (см. табл. 13). Сравнение

с охарактеризованным выше северо-нуратинским полифациальным метаморфическим комплексом показывает, что южно-аличурский метаморфический комплекс является глубокоэродированной метаморфогенной структурой типа термальных антиклиналей.

С палеозойским этапом прогрессивного регионального плутонического метаморфизма пород аличурской серии связано образование мелкозернистых: а) плагиоклаз-амфиболовых сланцев, состоящих из кварца (30%), амфибола, представленного паргаситом ($2V = +60^\circ$, $cNg = 22^\circ$), андезина (№ 39) — 15%, биотита — 3%; б) биотитовых сланцев, состоящих из кварца (45%), биотита (50%), олигоклаза (3%), рудного минерала (2%); в) анортит-биотитовых сланцев (биотита — 40, анортита — 20, кварца — 30%); г) пироксен-плагиоклазовых сланцев (диопсида — 35, андезина (№ 43) — 20, биотита — 5, калиевого полевого шпата — 30%); д) метасоматических биотит-плагиоклазовых кристаллических сланцев с порфиробластами плагиоклаза (№ 35—49); е) кварцито-сланцев, ж) минерализованных мраморов и известковых скарпов.

В порфиробластических биотит-плагиоклазовых кристаллических сланцах и мелкозернистых биотитовых гнейсах присутствует ортит, аналогичный ортиту очковых мигматитов, охарактеризованных выше. В контакте с позднепалеозойским Койтезекским массивом кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов наблюдается перекристаллизация перечисленных выше метаморфических пород.

Хрусталеносные пегматиты. Эти образования имеют интрузивный характер и представлены массивными разновидностями, существенно кварц-полевошпатового состава с мусковитом и реже с биотитом. Они обычно содержат турмалин. Пегматиты секут реоморфические интрузии, очковые мигматиты, все гранитизированные метаморфические породы шахдаринской серии и порфиробластические гнейсовидные граниты, образовавшиеся в результате гранитизации милонитизированных позднеархейских аплитовидных плагиомикроклиновых гранито-гнейсов. В свою очередь пегматиты секутся дайками порфиroidных пикритов, образующих даршайский раннемезозойский комплекс основных и ультраосновных пород габбро-пикритовой формации (см. табл. 14). Горный хрусталь обычно дымчатый (морион), образует гнезда непосредственно в пегматите или в кварцевых ядрах пегматита, или же в кварцевых жилах, тесно пространственно связанных с пегматитами. Хрусталеносные пегматиты встречаются исключительно в архейском кристаллическом фундаменте (Ваханская подзона) и пространственно ассоциируются с реоморфическими интрузиями и ультраметаморфическими породами палеозойского комплекса. Они также встречены в зоне Даршайского надвига — в бассейне рек Даршай и Бодомдара. Хрусталеносные пегматиты связаны с позднепалеозойским гранит-гранодиоритовым койтезекским интрузивным комплексом, что подтверждается радиологическими данными по мусковиту — 275—280 млн. лет (см. табл. 14).

Мезозойский этап плутоно-метаморфической и ультраметаморфической активизации докембрийского фундамента

Мезозойский этап активизации полиметаморфизованных пород докембрийского фундамента зоны Юго-Западного Памира отделен от охарактеризованного выше палеозойского этапа периодом, к которому приурочено формирование даршайского габбро-пикритового интрузивного комплекса. Этот комплекс образован дайками и силлами, локализующимися в зоне Даршайского надвига (см. рис. 6) и сложенными ультраосновными породами и габброидами. Первые представлены пикритами или порфиоровидными лерцолит-верлитами и пироксенитами (бронзититами, энстатититами и вебстеритами). Породы основного состава представлены горнблендитами, пироксен-роговообманковыми и роговообманковыми габбро. Даршайский габбро-пикритовый интрузивный комплекс знаменует начало мезозойского постконсолидационного этапа развития зоны Юго-Западного Памира (см. табл. 14). Так же как и в палеозойском этапе, процесс мезозойской плутонометаморфической активизации докембрийского фундамента зоны Юго-Западного Памира начинается с гранитизации, мигматизации и заканчивается в нижнем мелу образованием двуслюдяных магматических гранитов памиро-шугнанского комплекса.

Отличительной особенностью мезозойского этапа ультраметаморфизма является приуроченность к более верхним структурным этапам зоны Юго-Западного Памира. В хронологической последовательности в течение мезозойского этапа образуются ультраметаморфический комплекс; гунтский приразломный зональный полифациальный метаморфический комплекс; памиро-шугнанский интрузивный комплекс лейкогранитовой формации.

Мезозойский ультраметаморфический комплекс

Рассматриваемые ультраметаморфические породы другими исследователями обычно включаются в памиро-шугнанский интрузивный комплекс в качестве первой фазы. Все перечисленные породы прорываются с резкими интрузивными контактами лейкократовыми двуслюдяными гранитами. Ультраметаморфические породы рассматриваемого комплекса развиваются в зоне контакта докембрийского фундамента с палеозойским структурным этажом, а также в зонах Мац-Кокбайского разлома и Гунтского надвига (см. рис. 6).

В составе мезозойского ультраметаморфического комплекса выделяются следующие разновидности пород: порфиробластические и очковые мигматиты и мигматит-граниты, биотитовые гранито-гнейсы, реоморфические плейчатые мигматит-граниты. Перечисленные породы по возрасту параллелизуются нами с джизевским мигматит-гранитным комплексом юрского возраста, расположенным в пермо-триасовых осадочных породах Рушанской подзо-

ны зоны Юго-Восточного Памира. По этим же породам в зоне Гунтского надвига образуется Хорогский массив мигматит-гранитов. Биотитовые гранито-гнейсы и мигматиты попадают в ксенолиты интрузивных двуслюдяных гранитов Шугнанского и Памирского массивов, которые везде размещаются среди ультраметаморфических пород. Жилы гнейсо-гранитов секут габброиды и ультраосновные породы даршайского габбро-пикритового комплекса.

В результате мезозойской гранитизации метаморфических пород южно-аличурского полифациального комплекса возникают двуслюдяные кристаллические сланцы и гнейсы с гранатом и силлиманитом и очковые порфиробластические плагиоклаз-микроклиновые кристаллические сланцы. Для пород мезозойского ультраметаморфического комплекса характерным аксессуарным минералом является монацит, который, подобно ортиту в палеозойском ультраметаморфическом комплексе, возникает в процессе гранитизации.

В рассматриваемом ультраметаморфическом комплексе порфиробластическая гранитизация также характеризует начальные стадии ультраметаморфического процесса. В кульминационную стадию этого процесса происходит образование реоморфических пород, а в заключительную стадию — селективное плавление (анатексис) и переплавление (палингенез) гранитизированных пород. Жилы анатектических и палингенных гнейсо-гранитов широко распространены в зонах разломов (Гунтский, Мац-Кокбайский). По условиям образования мезозойский ультраметаморфический комплекс, как и палеозойский, относится к палингенно-метасоматическому типу. Реоморфическое происхождение предполагается нами для плейчатых мигматит-гранитов, обнажающихся в низовье р. Патхур на участке сочленения Аличурского и Мац-Кокбайского разломов (см. рис. 6).

Мигматит-граниты, с одной стороны, несут в себе все признаки метасоматического происхождения, а с другой — ведут себя как интрузивные тела (резкие контакты с вмещающими гранитизированными породами, поворот скиалитов). Образование таких плейчатых мигматит-гранитов легче всего представить как результат реоморфизма интенсивно мигматизированных и гранитизированных гнейсов в условиях продолжающихся дифференциальных движений с незначительным перемещением мобильной негомогенизированной гранитоидной массы без прохождения ею стадии расплава. Процессы гранитизации мезозойского возраста накладываются на гранитоиды Койтезекского массива, испытавшие катаклаз и милонитизацию; в свою очередь, ультраметаморфические породы прорываются мелкими двуслюдяными гранитами, слагающими Памирский и Шугнанский массивы.

В зоне Гунтского надвига на одном эрозионном уровне совмещены продукты плутоно-метаморфических, ультраметаморфических и интрузивно-магматических процессов мезозойского этапа в закономерной последовательности. Все процессы развиваются в пермо-триасовых толщах. Наиболее ранним является прогрессив-

ный зональный метаморфизм осадочных пород с образованием метаморфического пояса кристаллических сланцев и гнейсов протяженностью около 100 км при ширине 12 км. Метаморфические породы подвергаются фельдшпатизации и гранитизации, которая накладывается и на милонитизированные гнейсы шахдаринской серии архея, надвинутые на породы пермо-триаса. Мигматиты, гранито-гнейсы и порфиروبластические граниты прорываются трещинной интрузией двуслюдяных гранитов Хорогского массива.

В зоне Южно-Памирского разлома по правобережью р. Пяндж, в районе оз. Зоркуль и пос. Намангут (см. рис. 6), верхнетриасовые осадочные породы с рэтской флорой надвинуты на полиметаморфизованные породы докембрия. В зонах милонитизации, контролирующих Южно-Памирский и Мац-Кокбайский разломы, развиваются процессы гранитизации и мигматизации с образованием порфиروبластических мигматит-гранитов. Движения по Южно-Памирскому разлому продолжаются и после позднего триаса, так как контакт ультраметаморфических пород с отложениями верхнего триаса тектонический. Эти деформации связаны с позднекиммерийской (каракорумской) фазой складчатости в зоне Юго-Восточного Памира. Меловые двуслюдяные граниты внедряются после этих деформаций, залечивают тектонический контакт ультраметаморфических пород с отложениями верхнего триаса, которые в экзоконтакте с двуслюдяными гранитами превращены в андалузитовые роговики.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что формирование пород мезозойского ультраметаморфического комплекса происходило после раннекиммерийских (предлейасовых) движений в зонах Южно-Памирского, Мац-Кокбайского разломов и Гунтского надвига, но до позднекиммерийских деформаций (верхняя юра — нижний мел) и внедрения меловых двуслюдяных гранитов памиро-шугнанского комплекса. Следовательно, мезозойский ультраметаморфический комплекс имеет юрский возраст и сопоставляется с джизевским гнейсо-гранитным комплексом, что согласуется с радиологическими данными, полученными по мусковиту для гранитоидов джизевского комплекса (данные лаборатории ИГН АН КазССР) и по биотиту (см. табл. 14) из ультраметаморфических пород зоны Мац-Кокбайского разлома на сочленении с Аличурским разломом (см. рис. 6).

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ, УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИХ И ИНТРУЗИВНЫХ ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД*

При изучении породообразующих и акцессорных минералов различных пород во всех случаях, насколько это было возможно, учи-

* Пробы с номерами менее 500 отобраны Б. Я. Хоревой, выделены и проанализированы во ВСЕГЕИ; пробы с номерами более 500 отобраны К. Т. Будановой и В. И. Будановым, выделены и проанализированы в лаборатории Таджикского геологического управления.

тывалась принадлежность их к тому или иному метаморфическому или ультраметаморфическому комплексу, образовавшихся на определенном этапе развития зоны Юго-Западного Памира. Это отражено в соответствующих таблицах, характеризующих кристаллохимические, кристаллооптические и физико-оптические свойства изученных минералов.

Биотиты *

По генезису выделяются первичные биотиты, образующиеся при прогрессивном метаморфизме, и вторичные биотиты, образующиеся в результате замещения амфибола при гранитизации амфиболитов. Вторичные биотиты характерны для палеозойского ультраметаморфического комплекса и возникают на начальных стадиях гранитизации амфиболитов с образованием «вторичных» амфибол-биотитовых гнейсов и очковых мигматитов.

Первичные биотиты биотит-плаггиоклазовых гнейсов горанской серии (табл. 17), в отличие от биотита из аналогичных пород шахдаринской серии, а также и в отличие от вторичных биотитов, характеризуются наиболее низкой железистостью [39], ($F=43\div 45$; $j=34\div 38$), что соответственно отражено в относительно более низком значении показателя преломления. Биотиты гнейсов горанской серии имеют меньшие параметры кристаллической решетки b , преобладание J_{005} над J_{004} и представлены преимущественно двухпакетной политипной модификацией ($2M_1$), (табл. 18). Первичные биотиты в гнейсах шахдаринской серии отличаются несколько большей железистостью, что отражено в большей величине показателя преломления, а также повышенным содержанием глинозема в шестерной координации, что приводит к увеличению параметра b кристаллической решетки. Первичные биотиты южноаличурского полифациального метаморфического комплекса обр. 144 (плаггиоклазовый кристаллический сланец) отличаются еще большей железистостью по сравнению с первичными биотитами шахдаринской серии (см. табл. 17) и принадлежат также к высокотемпературной модификации $2M_1$. Еще более высокая железистость отмечается в первичных биотитах гунтского полифациального метаморфического комплекса.

* 1851 — биотитовый гнейс, р. Дарай-Стаж; 1847 — биотитовый гнейс, пос. Казиды; 2065 — биотитовый плаггиомигматит из даршайской свиты, левобережье р. Гунт; 2548^a — ксенолит биотитового гнейса в биотитовых гнейсо-гранитах, р. Тангдара; 188 — мелкоочковый биотитовый гнейс, р. Чартымдара; 172^b — амфиболит, р. Дарай-Харавык; 220^b — амфиболит, р. Пяндж (в 6 км выше устья р. Гунт); 217 — амфиболит р. Пяндж (в 6 км выше устья р. Гунт); 152^a — очковый мигматит, р. Романитдара; 166 — очковый мигматит, р. Намангутболо (Завморх); 1205^c — скопления биотита в реоморфических гнейсо-гранодиоритах, верховье р. Даршай; 190 — очковый мигматит, устье р. Даршай; 144 — плаггиоклазовый порфиробластический кристаллический сланец; 228 — биотитовый плаггиоклазовый кристаллический сланец, р. Гунт (около г. Хорога); 1705^a — биотитовый кристаллический сланец, р. Тым; 1 — гранато-биотитовый кристаллический сланец с силлиманитом и мусковитом, перевал Кайнар, междуречье Тыма — Гунта.

Таким образом, намечается увеличение железистости первичных биотитов с уменьшением возраста процессов метаморфизма, что, по-видимому, связано с уменьшением глубины их формирования.

Вторичные биотиты очковых мигматитов палеозойского ультраметаморфического комплекса (см. табл. 17) отличаются наиболее высокой железистостью, что отражено в резком увеличении параметра b кристаллической решетки (пробы 152^a, 166, i205^к, 9,300—9,317 Å) и обратными значениями относительных интенсивностей (005 менее интенсивно, чем отражение 004). Образец 1205^к, представляющий собой вторичные скопления биотита в реоморфических гнейсо-гранодиоритах, относится к лепидомелану. Для этих биотитов характерно не только повышенное содержание двухвалентного железа, но и богатство полуторными окислами (Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2). Все эти слюды представлены исключительно высокотемпературными политипными модификациями ($2M_1$).

Высокая железистость и глиноземистость (алюминий в шестерной координации) не связана с термодинамическими условиями метаморфизма, как это имеет место в первичных слюдах, а определяется их метасоматическим образованием за счет высокожелезистых и богатых глиноземом амфиболов гастингситового типа. Для пробы 190 (см. табл. 17), представляющего собой очковый мигматит образовавшийся по биотит-плагиоклазовым гнейсам, характерна хотя и высокая, но несколько меньшая железистость, по сравнению с очковыми мигматитами, образовавшимися по амфиболитам (обр. 152^a).

Мусковит *

Мусковит на Юго-Западном Памире возникает исключительно в позднемагматическую и постмагматическую стадию и характерен только для интрузивных гранитоидных комплексов. Для сравнения изучены мусковиты хрусталеносных пегматитов, которые мы относим к позднепалеозойскому интрузивному комплексу, редкометальных пегматитов и двуслюдяных гранитов мелового памиро-шугнанского комплекса. В табл. 19 приведена химическая и кристаллохимическая характеристика пяти образцов мусковита, результаты рентгеноструктурного анализа, компонентный состав и кристаллооптическая характеристика.

Мусковит хрусталеносных пегматитов отличается повышенным содержанием рубидия (проба 3—0,22%; проба 320^г—0,16%) по сравнению с мусковитом из пегматитов Шугнанского массива (проба 2109^a—0,07%). В последнем отмечается присутствие R, типичного для памиро-шугнанского комплекса в отличие от мусковита из хрусталеносных пегматитов.

* 3 — хрусталеносный пегматит р. Горондара; 320^г — хрусталеносный пегматит, р. Ляджвардара; 2109^a — двуслюдяной пегматит в экзоконтакте Шугнанской интрузии, р. Нишусп; 1611^a — мусковитовый пегматит, р. Ак-Сугур; 194 — двуслюдяной гранит Намангутского массива, р. Пяндж, у пос. Намангут.

Химический состав (вес. %) и кристалло-

Серия, комплекс	Номер пробы	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 ⁻
Горанская	1851	34,98	2,97	13,30	6,08	11,73	0,13	12,93	0,08	0,51	9,24	2,38
	1847	35,40	2,70	19,15	4,00	12,14	0,13	10,93	0,06	0,66	9,24	1,10
Шахдаринская	2065	37,60	3,20	15,01	4,28	14,59	0,23	10,57	1,25	0,20	8,77	0,22
	2548 ^a	39,18	2,28	18,27	1,92	13,22	0,28	13,78	1,08	0,36	7,82	0,20
	108	47,90	2,50	16,20	1,50	11,84	0,27	7,97	2,09	1,18	6,67	—
Палеозойский ультраметаморфический	152 ^a	37,70	4,08	14,81	2,37	22,83	0,15	4,94	1,82	0,95	7,68	0,26
	166	37,88	3,79	14,51	3,06	21,03	0,13	6,00	1,75	0,74	7,40	0,36
	1205 ^к	34,61	4,00	14,27	2,75	26,69	0,16	4,74	0,90	0,22	8,48	0,11
	190	35,05	3,82	16,52	4,89	18,44	0,37	6,73	0,49	0,36	8,76	0,62
Южно-аличурский	144	37,58	3,53	18,02	2,81	16,02	0,13	7,09	1,01	0,50	8,28	1,18
	5/71	35,40	3,57	17,67	2,10	19,10	0,20	9,06	0,22	0,17	8,72	0,32
	60 ^a	36,70	3,08	17,40	5,85	14,25	0,25	10,87	0,18	0,23	8,60	0,25
Гунтский метаморфический	228-1	35,42	2,22	20,32	3,07	19,21	0,30	7,68	0,36	0,42	7,55	0,24
	1705 ^a	37,20	2,86	13,84	7,00	15,85	0,22	9,79	0,58	0,24	8,18	0,99
	1	39,37	2,17	18,74	8,32	11,96	0,23	6,82	0,42	0,48	7,13	0,12

химические формулы биотитов

H ₂ O ⁺	F	P ₂ O ₅	ZrO ₂	CO ₂	S	O=2F	ZnO	BaO	Σ	Железистость, мол. %	Показатель преломления
4,82	1,06	—	—	—	—	0,44	—	0,21	99,98	F=43 f=34	Nm=1,639
4,59	0,34	—	0,08	—	—	0,14	—	0,15	100,53	F=45 f=38	Nm=1,639
3,89	—	0,10	—	—	—	—	—	—	99,91	F=50 f=44	Nm=1,648
1,38	—	0,20	—	—	—	—	—	—	99,97	F=38 f=35	Ng=1,635 Np=1,575
1,03	—	0,18	—	0,04	0,05	—	—	—	99,42	F=48 f=46	Ng=1,645 Np=1,598
2,54	0,46	—	—	—	—	0,19	—	0,14	100,54	F=74 f=72	Ng=1,670 Nm—Ng=1,659 Np=1,603
3,25	0,52	—	—	—	—	0,22	—	0,16	100,36	F=69 f=66	Nm—Ng=1,672
2,89	0,52	—	—	—	—	0,22	—	—	100,12	F=78 f=76	Nm—Ng=1,682
3,43	0,34	—	—	—	—	0,14	0,07	—	99,75	F=65 f=60	Nm—Ng=1,661
3,91	0,37	—	0,16	—	—	0,15	—	—	100,44	F=58 f=56	Nm—Ng=1,657
3,12	—	—	—	—	—	—	—	—	99,65		{ Nm—Ng=1,643 Np=1,596
2,65	—	—	—	—	—	—	—	—	100,31		{ Nm—Ng=1,648 Np=1,609
3,12	—	0,23	—	—	—	—	—	—	100,14	F=61 f=58	Ng=1,646 Np=1,596
3,00	—	0,25	—	—	—	—	—	—	100,00	F=56 f=48	Nm=1,661
4,01	—	0,24	—	—	—	—	—	—	100,01	F=62 f=50	Ng=1,656 Np=1,602

Кристаллохимические формулы

Пробы:	
1851	$(K_{0,95} Na_{0,07} Ca_{0,01})_{1,03} (Mg_{1,56} Fe^{2+}_{0,79} Fe^{3+}_{0,37} Ti_{0,18} Al_{0,10})_{3,00} (Si_{2,84} Al_{1,16})_{4,00} O_{10} (O_{0,69} OH_{1,05} F_{0,26})_{2,00}$
1847	$(K_{0,92} Na_{0,09})_{1,01} (Mg_{1,27} Fe^{2+}_{0,79} Fe^{3+}_{0,23} Ti_{0,18} Al_{0,55})_{3,00} (Si_{2,78} Al_{1,22})_{4,00} (O_{0,89} OH_{0,11})_{10} (OH_{1,92} O_{0,08})_{2,0}$
2065	$(K_{0,87} Na_{0,03} Ca_{0,10})_{1,00} (Mg_{1,24} Fe^{2+}_{0,96} Mn_{0,01} Fe^{3+}_{0,26} Al_{0,35} Ti_{0,19})_{3,01} (Si_{2,96} Al_{1,04})_{4,00} O_{10} (O_{1,23} OH_{0,77})_{2,00}$
2548 ^a	$[K_{0,73} Na_{0,05} Ca_{0,09} (H_3O)_{0,13}]_{1,00} (Mg_{1,50} Fe^{2+}_{0,81} Mn_{0,02} Fe^{3+}_{0,11} Ti_{0,13} Al_{0,44})_{3,01} (Si_{2,87} Al_{1,13})_{4,00} O_{10} (O_{1,52} OH_{0,48})_{2,00}$
108	$(K_{0,65} Na_{0,17} Ca_{0,17})_{0,99} (Mg_{0,90} Fe^{2+}_{0,76} Mn_{0,02} Fe^{3+}_{0,08} Ti_{0,14} Al_{1,10})_{3,00} (Si_{3,65} Al_{0,35})_{4,00} (O, OH)_{12}$
152 ^a	$(K_{0,78} Na_{0,15} Ca_{0,15})_{1,08} (Mg_{0,59} Fe^{2+}_{1,55} Mn_{0,01} Fe^{3+}_{0,14} Ti_{0,25} Al_{0,46})_{3,00} (Si_{3,05} Al_{0,95})_{4,00} O_{10} (O_{1,38} OH_{0,51} F_{0,11})_{2,00}$
166	$(K_{0,76} Na_{0,10} Ca_{0,15})_{1,01} (Mg_{0,73} Fe^{2+}_{1,42} Fe^{3+}_{0,18} Ti_{0,24} Al_{0,43})_{3,00} (Si_{3,05} Al_{0,95})_{4,00} O_{10} (O_{1,48} OH_{0,39} F_{0,13})_{2,00}$
1205 ^k	$(K_{0,88} Na_{0,03} Ca_{0,08})_{0,99} (Mg_{0,57} Fe^{2+}_{1,82} Mn_{0,01} Fe^{3+}_{0,17} Ti_{0,24} Al_{0,19})_{3,00} (Si_{2,82} Al_{1,18})_{4,00} O_{10} (O_{0,73} OH_{1,10} F_{0,13})_{2,00}$
190	$(K_{0,90} Na_{0,05} Ca_{0,04})_{0,99} (Mg_{0,80} Fe^{2+}_{1,24} Mn_{0,03} Fe^{3+}_{0,29} Ti_{0,23} Al_{0,41})_{3,00} (Si_{2,84} Al_{1,16})_{4,00} O_{10} (O_{1,03} OH_{0,89} F_{0,08})_{2,00}$
144	$(K_{0,85} Na_{0,07} Ca_{0,08})_{1,00} (Mg_{0,85} Fe^{2+}_{1,07} Fe^{3+}_{0,19} Ti_{0,21} Al_{0,71})_{3,00} (Si_{3,01} Al_{0,99})_{4,00} O_{10} (O_{1,28} OH_{0,64} F_{0,08})_{2,00}$
571	$(K_{0,88} Na_{0,02} Ca_{0,18})_{1,06} (Mg_{1,04} Fe^{2+}_{1,24} Ti_{0,28} Fe^{3+}_{0,12} Mn_{0,01})_{2,89} (Si_{2,74} Al_{1,61})_{4,35} O_{10} (OH_{0,65} F_{0,07} O_{1,09})_{1,81}$
60 ^a	$(K_{0,82} Na_{0,02} Ca_{0,14})_{0,98} (Mg_{1,20} Fe^{2+}_{1,08} Ti_{0,12} Fe^{3+}_{0,38} Mn_{0,02})_{2,75} (Si_{2,74} Al_{1,52})_{4,26} O_{10} (OH_{1,23} O_{0,71} F_{0,07})_{2,01}$
228-1	$[K_{0,74} Na_{0,06} Ca_{0,03} (H_3O)_{0,17}]_{1,00} (Mg_{0,88} Fe^{2+}_{1,23} Mn_{0,02} Fe^{3+}_{0,18} Ti_{0,13} Al_{0,56})_{3,00} (Si_{2,72} Al_{1,28})_{4,00} O_{10} (O_{0,95} OH_{1,05})_{2,00}$
1705 ^a	$[K_{0,82} Na_{0,04} Ca_{0,05} (H_3O)_{0,09}]_{1,00} (Mg_{1,15} Fe^{2+}_{1,04} Mn_{0,01} Fe^{3+}_{0,42} Ti_{0,17} Al_{0,21})_{3,00} (Si_{2,93} Al_{1,07})_{4,00} O_{10} (O_{0,95} OH_{1,05})_{2,00}$
1	$[K_{0,71} Na_{0,07} Ca_{0,03} (H_3O)_{0,19}]_{1,00} (Mg_{0,79} Fe^{2+}_{0,78} Mn_{0,01} Fe^{3+}_{0,49} Ti_{0,12} Al_{0,80})_{3,00} (Si_{3,08} Al_{0,92})_{4,00} O_{10} (O_{1,82} OH_{0,38})_{2,00}$

Рентгеноструктурная характеристика биотитов

Серия, комплекс	Номер пробы	Полиптипия	$b, \text{Å}$	$c, \text{Å}$	$\frac{005}{004}$
Горанская	1851	$2M_1+1M$ (следы)	$9,258 \pm 0,005$	$20,11 \pm 0,01$	$> 1:1$
	1847	$2M_1=1M$	$9,240 \pm 0,005$	$20,09 \pm 0,01$	$> 1:1$
Шахдаринская	172 ^б	$2M_1=1M$	$9,277 \pm 0,005$	$20,12 \pm 0,01$	$< 1:1$
	220 ^б	$2M_1 > 1M$	$9,258 \pm 0,005$	$20,10 \pm 0,01$	$> 1:1$
	217	$2M_1=1M$	$9,258 \pm 0,005$	$20,12 \pm 0,01$	$1:1$
Палеозойский ультраметаморфический	152 ^а	$2M_1+1M$ (следы)	$9,312 \pm 0,005$	$20,09 \pm 0,01$	$< 1:1$
	166	$2M_1+1M$	$9,300 \pm 0,005$	$20,10 \pm 0,01$	$< 1:1$
	1205 ^к	$2M_1+1M$ (следы)	$9,317 \pm 0,005$	$20,05 \pm 0,01$	$< 1:1$
	190	$2M_1$	$9,270 \pm 0,005$	$20,06 \pm 0,01$	$1:1$
Южно-аличурский метаморфический	144	$2M_1$	$9,252 \pm 0,005$	$20,10 \pm 0,01$	$> 1:1$

Изучение этих мусковитов в инфракрасной области спектра показало, что их спектры отличаются в области $600-900 \text{ см}^{-1}$, а также по интенсивности сложной полосы поглощения с пиками 720 и 750 см^{-1} и по интенсивности полосы 840 см^{-1} (рис. 20).

В спектрах проб 2109, 1611^а и 194 (из пегматитов мезозойского плутонического комплекса) указанные полосы имеют большую интенсивность поглощения, чем в спектрах проб 3 и 320^г, что позволяет разбить исследованные образцы соответственно на две группы по особенностям поглощения в инфракрасной области спектра.

Для количественной оценки различий в спектрах использовалась величина средней интенсивности поглощения полос 720 и 750 см^{-1} , вычисленная по методу базисной линии. Для проб I группы (2109, 1611^а и 194) эта величина составляет $20-23\%$, II группы — $14-15\%$. Такая разгруппировка проб хорошо согласуется с возрастными и генетическими данными, а также с данными рентгеноструктурного анализа (интенсивность полосы $720-750 \text{ см}^{-1}$ изменяется параллельно изменению постоянной кристаллической решетки).

В табл. 20 указан процент поглощения полос при 720 и 750 см^{-1} и средне-

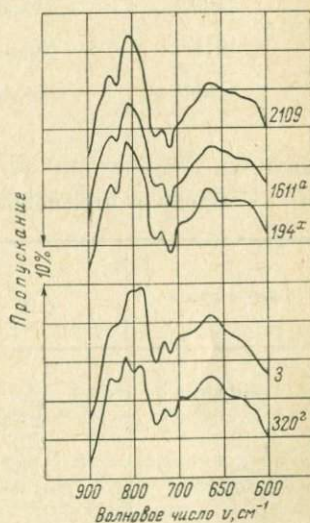


Рис. 20. Инфракрасные спектры пропускания образцов мусковита хрусталеносных и редкометалльных пегматитов в области $600-900 \text{ см}^{-1}$.

Химическая (вес. %), кристаллохимическая и рентгеноструктурная Юго-Запад

Комплекс	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Третий (палеозойский) ультраметаморфический	3	46,30	0,44	31,72	2,53	1,18	0,33	0,54	0,02	0,84	10,24
	320 ^г	45,74	0,20	33,54	1,14	1,59	0,19	0,38	0,03	1,26	9,88
Памиро-шугнанский плутонический	2109 ^а	44,32	0,34	34,91	0,84	0,93	0,02	0,82	0,02	1,12	10,02
	1611 ^а	44,72	0,10	33,93	1,03	2,45	0,21	0,19	0,04	0,95	10,16
	194	44,73	0,17	34,59	1,03	1,35	0,05	0,72	0,06	1,03	10,28

Кристаллохимические

Пробы:	3	(K _{0,81} Na _{0,11}) _{0,92} (Al _{1,71} Fe ³⁺ _{0,13} Fe ²⁺ _{0,07} Mg _{0,06} Mn _{0,01} Ti _{0,02}) _{2,02}
	320 ^г	(K _{0,88} Na _{0,16}) _{1,02} (Al _{1,79} Fe ³⁺ _{0,06} Fe ²⁺ _{0,00} Mg _{0,04} Mn _{0,01} Ti _{0,01}) _{2,00}
	2109 ^а	(K _{0,87} Na _{0,14} Ca _{0,06}) _{1,07} (Al _{1,82} Fe ³⁺ _{0,04} Fe ²⁺ _{0,05} Mg _{0,08} Ti _{0,01}) _{2,00}
	1611 ^а	(K _{0,88} Na _{0,12}) _{1,00} (Al _{1,74} Fe ³⁺ _{0,05} Fe ²⁺ _{0,14} Mg _{0,02} Mn _{0,01} Li _{0,04}) _{2,03}
	194	(K _{0,90} Na _{0,12}) _{1,02} (Al _{1,78} Fe ³⁺ _{0,05} Fe ²⁺ _{0,08} Mg _{0,07} Ti _{0,01} Li _{0,01}) _{2,00}

ТАБЛИЦА 20

Средняя интенсивность поглощения полос 720, 750 см⁻¹

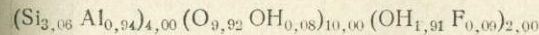
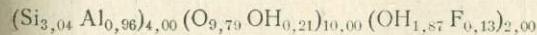
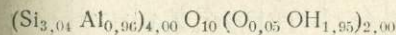
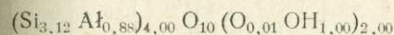
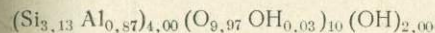
Номер образца	E ₇₂₀ , %	E ₇₅₀ , %	$\bar{E} = \frac{E_{720} + E_{750}}{2}$
2109	23	23	23
1611 ^а	21,5	19	20,2
194	22,7	20,5	21,6
3	14,7	15	14,8
320 ^г	14	15	14,5

арифметическое этих величин, дающее представление о средней интенсивности сложной полосы в области 650—800 см⁻¹. Таким образом, устанавливаются существенные отличия в мусковитах из хрусталеносных и редкометальных пегматитов. По мусковитам из

характеристики мусковитов из пегматитов и гранитов юго-Памира

H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	F	Li ₂ O	Σ	Компонентный состав, %	Содержание Rb, %	Показатель преломления	Полиптипа	δ, Å	ε, Å
1,09	4,60	—	—	99,83	Па 10,0 Му 90	0,22	Ng=1,596 Nm=1,591 Np=1,559	2M ₁	9,02±0,01	19,89±0,01
1,00	4,80	—	—	99,75	Па 16 Му 84	0,16		2M ₁	9,01±0,01	19,90±0,01
1,64	5,39	—	—	100,37	Па 15 Му 85	0,07		2M ₁	9,02±0,01	19,90±0,01
0,85	4,71	0,61	0,14	100,09	Па 12 Му 88		Ng=1,599 Np=1,580	—	—	—
1,03	5,12	0,43	0,04	100,63	Па 13 Му 87		Ng=1,599 Np=1,560	2M ₁	9,02±0,01	19,93±0,01

формулы



хрусталеносных пегматитов (обр. 3) стронциевым и аргоновым методами получен согласующийся позднепалеозойский возраст — 275—280 млн. лет (см. табл. 14).

Амфиболы *

Данные химического анализа и кристаллохимические формулы амфиболов приведены в табл. 21, 22.

На рис. 21 и 22 нанесены фигуративные точки, отвечающие химическим анализам соответствующих амфиболов (номера точек

* 1825 — роговообманковый гнейс, р. Богушдара; 1781 — амфибол-биотитовый гнейс даршайской свиты, р. Гунт (около г. Хорога); 1783 — мономинеральная биметасоматическая амфиболовая порода на контакте мигматитов и мраморов даршайской свиты, р. Гунт (около Шош-Хорога); 1783^а — амфиболовая порода, р. Гунт (около Шош-Хорога); 172^б — плагиоклазовый амфиболит хорогской свиты, р. Дарай-Харовык; 217 — биотит-плагиоклазовый амфиболит хорогской свиты, р. Пяндж; 220^б — биотитизированный плагиоклазовый амфиболит хорогской свиты, р. Пяндж; 329^б — габбро-амфиболит (друзит), р. Горондара; 1903 — амфиболит, низовье р. Мац; 169^а — горнблендит, р. Харавыкдара; 17 — роговообманковое габбро, р. Багывдара.

Химический состав (вес. %) и кристал

Серия, комплекс	№ п/п	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
Горанская	1	1825	37,34	1,01	11,93	5,90	22,82	0,35	2,79	10,54	1,76
Шахдаринская	2	1781	50,00	1,51	18,60	0,34	11,93	0,12	4,61	9,49	3,17
	3	1783	48,81	0,19	9,08	2,65	13,68	0,17	19,58	0,58	0,89
	4	1783 ^a	48,20	0,39	9,69	4,16	11,94	0,53	19,78	1,25	0,91
	5	172 ^b	38,98	1,10	13,31	7,24	14,39	0,32	7,30	10,79	1,42
	6	217	44,13	1,20	11,43	2,52	11,08	0,26	12,36	11,70	1,40
	7	220 ^b	42,53	1,04	12,63	3,41	9,89	0,21	12,53	12,25	1,60
	8	329 ^b	41,70	1,62	12,30	3,71	17,53	0,14	7,03	10,83	1,54
Даршайский габбро-пикритовый плутонический	9	1903	47,82	1,10	9,74	2,04	10,47	0,37	14,35	11,08	1,20
	10	169 ^a	45,18	1,01	12,39	1,29	12,82	0,21	12,64	10,50	1,58
	11	17	46,26	1,15	10,24	2,13	10,79	0,26	13,48	11,84	1,18

дохимические формулы амфиболов

K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	F	P ₂ O ₅	O = 2F	S	ZnO	Σ	Железистость, мол. %	Показатель преломления
2,36	0,18	1,75	0,45	—	0,19	—	0,16	99,58	F = 85 f = 82	
0,22	0,01	0,51	—	0,25	—	0,04	—	100,80	F = 60 f = 59	
0,90	0,58	2,70	—	0,21	—	—	—	100,02	F = 32 f = 28	Ng = 1,660 Np = 1,643
1,00	0,38	1,64	—	0,09	—	—	—	99,96	F = 32 f = 25	Ng = 1,675 Np = 1,665
2,08	0,15	2,39	0,18	—	0,08	—	0,06	99,71	F = 61 f = 52	cNg = 15 2V = 73° Ng = 1,704 Nm = 1,696 Np = 1,683
1,14	0,05	2,20	0,06	—	0,02	—	0,06	99,59	F = 38 f = 33	cNg = 10 2V = 72° Ng = 1,676 Np = 1,652
1,40	—	2,09	0,43	—	0,18	—	0,10	100,11	F = 36 f = 31	cNg = 13 2V = 88° Ng = 1,678 Nm = 1,665 Np = 1,654
1,14	—	2,34	0,07	—	0,03	—	—	99,95	F = 62 f = 58	Ng = 1,701 Np = 1,676
0,64	—	0,56	—	0,09	—	0,10	—	99,56	F = 32 f = 29	Ng = 1,665 Np = 1,646
0,50	—	1,48	Сл.	—	—	—	0,03	99,63	F = 39 f = 36	Ng = 1,680 Np = 1,656
0,76	0,12	1,36	0,05	—	—	—	—	99,62	F = 34 f = 31	Ng = 672 Np = 1,647

Пробы:	Кристаллохимические формулы
1825	$(Ca_{1,81}Na_{0,54}K_{0,47})_{2,82} [(Fe^{2+}_{3,10}Mg_{0,66}Mn_{0,04})_{3,80} (Fe^{3+}_{0,72}Al_{0,36}Ti_{0,12})_{1,20}]_{5,00} (Si_{6,69}Al_{1,91})_{8,00} O_{22} (O_{0,34}(OH)_{1,44}F_{0,22})_{2,00}$
1781	$(Ca_{1,46}Na_{0,8}K_{0,01})_{2,39} [(Fe^{2+}_{1,44}Mg_{0,98}Mn_{0,01})_{2,43} (Fe^{3+}_{0,05}Al_{2,36}Ti_{0,16})_{2,57}]_{5,00} (Si_{7,21}Al_{0,79})_{8,00} O_{22} (O_{1,73}OH_{0,21})_{2,00}$
1783	$(Ca_{0,09}Na_{0,25}K_{0,17}Mg_{1,49})_{2,00} [(Fe^{2+}_{1,62}Mg_{2,63}Mn_{0,02})_{4,27} (Fe^{3+}_{0,23}Al_{0,40}Ti_{0,03})_{0,71}]_{1,98} (Si_{6,8}Al_{1,1})_{8,00} (O_{21,17}OH_{0,83})_{22,00} (OH)_{2,00}$
1783 ^a	$(Ca_{0,18}Na_{0,25}K_{0,18}Mg_{1,39})_{2,00} [(Fe^{2+}_{1,42}Mg_{2,73}Mn_{0,06})_{4,21} (Fe^{3+}_{0,44}Al_{0,34}Ti_{0,04})_{0,82}]_{5,03} (Si_{6,74}Al_{1,26})_{8,00} (O_{21,23}OH_{0,77})_{22,00} (OH)_{2,00}$
172 ^б	$(Ca_{1,79}Na_{0,42}K_{0,41})_{2,42} [(Fe^{2+}_{1,94}Mg_{1,67}Mn_{0,03})_{3,64} (Fe^{3+}_{0,83}Ti_{0,12}Al_{0,41})_{1,36}]_{5,00} (Si_{5,0}Al_{2,00})_{8,00} (O_{21,90}OH_{0,10})_{22,00} (OH_{1,97}F_{0,03})_{2,00}$
217	$(Ca_{1,83}Na_{0,41}K_{0,22})_{2,52} [(Fe^{2+}_{1,36}Mg_{2,71}Mn_{0,03})_{4,10} (Fe^{3+}_{0,29}Ti_{0,14}Al_{0,47})_{0,90}]_{5,00} (Si_{6,49}Al_{1,51})_{8,00} (O_{21,93}OH_{0,07})_{22,00} (OH_{1,97}F_{0,05})_{2,00}$
220 ^б	$(Ca_{1,94}Na_{0,46}K_{0,26})_{2,66} [(Fe^{2+}_{1,23}Mg_{2,76}Mn_{0,02})_{4,01} (Fe^{3+}_{0,37}Al_{0,51}Ti_{0,11})_{0,99}]_{5,00} (Si_{6,30}Al_{1,70})_{8,00} O_{22} (OH_{1,90}F_{0,10})_{2,00}$
329 ^б	$(Ca_{1,70}Na_{0,44}K_{0,22})_{2,45} [(Fe^{2+}_{2,23}Mg_{1,59})_{3,82} (Fe^{3+}_{0,42}Al_{0,58}Ti_{0,18})_{1,18}]_{5,00} (Si_{6,36}Al_{1,64})_{8,00} O_{22,00} (O_{0,44}OH_{1,50}F_{0,06})_{2,00}$
1903	$(Ca_{1,70}Na_{0,32}K_{0,11}Mn_{0,04})_{2,17} [(Fe^{2+}_{1,21}Mg_{3,03})_{4,27} (Fe^{3+}_{0,21}Al_{0,40}Ti_{0,12})_{0,73}]_{5,00} (Si_{6,77}Al_{1,23})_{8,00} (O_{21,53}OH_{0,47})_{22,00} (OH)_{2,00}$
169 ^a	$(Ca_{1,67}Na_{0,44}K_{0,09})_{2,20} [(Fe^{2+}_{1,51}Mg_{2,66}Mn_{0,03})_{4,20} (Fe^{3+}_{0,24}Al_{0,45}Ti_{0,11})_{0,80}]_{5,00} (Si_{6,38}Al_{1,62})_{8,00} (O_{21,16}OH_{0,04})_{22,00} (OH)_{0,61}$
17	$(Ca_{1,83}Na_{0,33}K_{0,14})_{2,30} [(Fe^{2+}_{1,30}Mg_{2,90}Mn_{0,02})_{4,22} (Fe^{3+}_{0,22}Al_{0,43}Ti_{0,13})_{0,78}]_{5,00} (Si_{6,69}Al_{1,31})_{8,00} (O_{21,53}OH_{0,47})_{22,00} (OH_{0,73}F_{0,04})_{0,77}$

отвечают порядковому номеру табл. 21). Рис. 21 отражает колебания химических составов кальциевых амфиболов, выраженных в количествах атомов $\text{Na}+\text{K}$ и Al_{IV} на формульную единицу, а рис. 22 — колебания химических составов кальциевых амфиболов, выраженных в количествах атомов ($[\text{Al}]^{6+}+\text{Fe}^{3+}$ и Ti) и Al_{IV} на формульную единицу. На рис. 21, 22 обособляются следующие четыре группы обыкновенных роговых обманок.

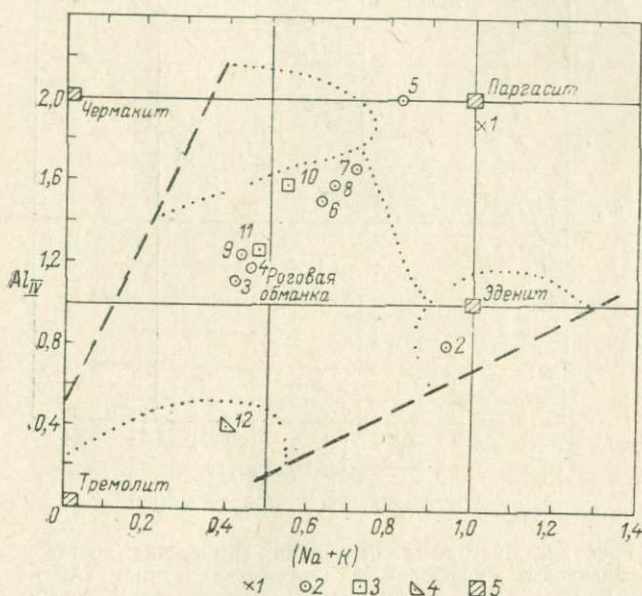


Рис. 21. Диаграмма колебания химических составов кальциевых амфиболов, выраженных в количествах атомов $(\text{Na}+\text{K})$ и Al^{IV} на формульную единицу по У. А. Диру, Г. А. Хаун, Дж. Зусман [11].

1 — горанская серия; 2 — шахдаринская серия; 3 — дайки основного состава (раннемезозойские); 4 — гунтский приразломный полифациальный метаморфический комплекс; 5 — чистые типы минералов.

1. Роговые обманки, отвечающие обыкновенной роговой обманке (точки концентрируются в центре диаграммы). К ним относятся: метасоматические амфиболы, образующиеся в зоне Гунтского надвига на контакте мигматитов и мраморов даршайской свиты (3, 4), амфибол из амфиболитов шахдаринской серии (врангская свита) — № 9 и 11, роговая обманка из габбро (даршайский габбро-пикритовый комплекс).

2. Роговые обманки, приближающиеся по составу к полю чермакита. К ним относятся амфиболы из ортоамфиболитов хорогской свиты (№ 6, 7, 8) и горнблендита (№ 10), хотя последний несколько обособляется на диаграмме.

3. Роговые обманки, приближающиеся к паргаситу. К ним относятся: амфибол из роговообманкового гнейса горанской серии

(№ 1) и амфибол из пластообразного амфиболита хорогской свиты (№ 5). На рис. 21 в поле эденита попадает амфибол (№ 2) из амфибол-биотитового гнейса даршайской свиты.

По величине параметров элементарной ячейки отчетливо выделяются три группы амфиболов*.

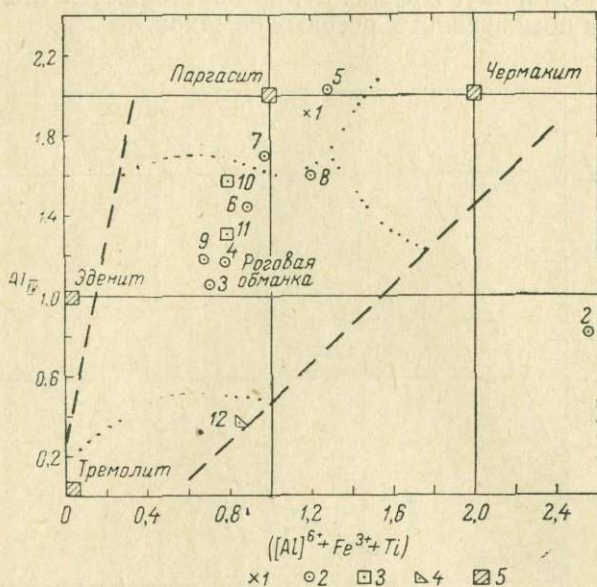


Рис. 22. Диаграмма колебания химических составов кальциевых амфиболов в количествах атомов $(Al^{6+} + Fe + Ti) - Al^{4+}$ на формульную единицу по У. А. Диру, Г. А. Хауи, Дж. Зусман III.

1 — горанская серия; 2 — шахдаринская серия; 3 — дайки основного состава (раннемезозойские); 4 — гунтский приразломный полифациальный метаморфический комплекс.

1. Позднемагматические роговые обманки, приближающиеся к базальтическим из горнблендита обр. 169^a и роговообманкового габбро обр. 17 из даршайского габбро-пикритового плутонического комплекса.

	Обр. 17	Обр. 169 ^a
<i>a</i>	9,86	9,88
<i>b</i>	18,04	18,01
<i>c</i>	5,29	5,29
$\angle \beta$	105°01'	104°12'

2. Метаморфогенные роговые обманки — гастингситы стратифицированных роговообманковых гнейсов горанской серии № 1 (обр. 1825) и плагиоклазовых амфиболитов хорогской свиты шахдаринской серии (№ 5, обр. 172^б).

* Анализ выполнен в рентгеновской лаборатории ВСЕГЕИ Е. П. Соколовой.

	Обр. 1825	Обр. 172 ^б
<i>a</i>	9,92	9,90
<i>b</i>	18,11	18,13
<i>c</i>	5,32	5,31
$\angle \beta$	104°51'	104°53'

3. Метаморфогенные роговые обманки промежуточного состава, характерные для линзообразных ортоамфиболитов и габбро-амфи-

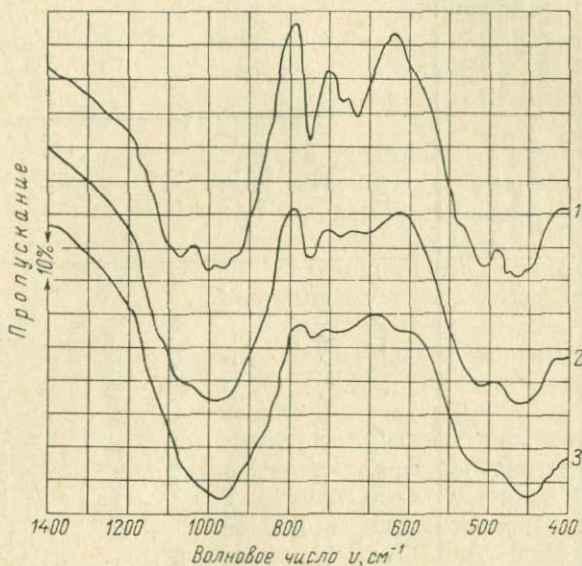


Рис. 23. Спектральные кривые поглощения амфиболов с различным содержанием Al_{IV} на формульную единицу. 1 — тремолит из тремолитового мрамора горанской серии, обр. 205, р. Абхарв; 2 — обыкновенная роговая обманка из амфиболитов хорогской свиты; р. Дарай-Харовык, обр. 172^б; 3 — обыкновенная роговая обманка из роговообманкового габбро (мезозойского возраста), р. Багыв, обр. 17.

болитов, залегающих в хорогской свите шахдаринской серии (табл. 22).

ТАБЛИЦА 22

Параметры элементарной ячейки

Номер образца	<i>a</i> , Å	<i>b</i> , Å	<i>c</i> , Å	$\angle \beta$
217	9,90	18,05	5,30	104°27'
329 ^б	9,93	18,08	5,28	104 31
220 ^б	9,87	18,07	5,30	105 0
172	9,90	18,14	5,31	104 42
163	9,86	18,07	5,29	104 34

Зависимость интенсивности высокочастотной ветви полосы поглощения в интервале 700—800 см⁻¹ от количества атомов Al_{IV} на формульную единицу в амфиболах из метаморфических пород Юго-Западного Памира и Южного Алтая

Номер образца	Минерал и порода	Место взятия	Количество атомов Al _{IV} на формульную единицу	Количество атомов Al _{IV} , вычисленное по корреляционной прямой	Интенсивность высокочастотной ветви полосы поглощения в интервале частот 700—800 см ⁻¹ , %
205	Тремолит из минерализованного мрамора	Юго-Западный Памир, р. Абхарв, горанская серия	0		37
466	Роговая обманка из амфиболита	Южный Алтай, Курчумско-Кальджирский водораздел	1,20		19
606	То же	То же	1,23		17
17	Обыкновенная роговая обманка из габбро	Юго-Западный Памир, р. Багыв	1,31		16
591 ^a	Роговая обманка из амфиболита	Южный Алтай, Курчумско-Кальджирский водораздел	1,45		15
227	Роговая обманка из горнblendита	Юго-Западный Памир, р. Пяндж		1,43	14
217	Роговая обманка из амфиболита	То же	1,51		12
329 ^b	Роговая обманка из амфиболитизированного габбро (друзита)	Юго-Западный Памир: р. Горондара	1,64		7
169 ^a	Роговая обманка из горнblendита (дайка)	р. Дарай-Харовык	1,68		11
220 ^b	Роговая обманка из амфиболита	р. Пяндж	1,70		8

303	Роговая обманка из амфиболита горанской серии	р. Абхарвдара	1,72	8
163	Роговая обманка из амфиболита хорогской свиты	р. Романигдара	1,75	7
172 ^a	То же	р. Дарай-Харовык	1,89	4
204 ^b	Роговая обманка из амфиболита горанской серии	р. Абхарвдара	1,89	4
1825	То же	р. Богушдара	1,91	3
172 ^b	Роговая обманка из порфиробластического амфиболита хорогской свиты	р. Дарай-Харовык	2,00	4

Исследование тех же амфиболов методом инфракрасной спектроскопии произведено во ВСЕГЕИ Л. Г. Кузнецовой. Спектральные кривые были получены для 16 образцов. Так как для 10 образцов изученных амфиболов, имеющих химические анализы (см. табл. 21), основные колебания в составе сводятся к различному содержанию алюминия в четверной координации (Al_{IV} 1, 2 — 2 формульной единицы), то все различия в спектре можно отнести за счет изоморфного замещения кремния алюминием. Наиболее чувствительной оказалась полоса в интервале частот 700—800 $см^{-1}$, интенсивность которой закономерно уменьшается при увеличении содержания Al_{IV} . На рис. 23 показаны спектральные кривые поглощения амфиболов с различным содержанием Al_{IV} : кривая тремолита, не содержащего Al_{IV} , обыкновенной роговой обманки из габбро (обр. 17), содержащей промежуточное количество Al_{IV} и обыкновенной роговой обманки (гастингсита) из амфиболитов хорогской свиты, содержащей максимальное количество Al_{IV} . На рис. 24 показана полоса поглощения в интервале частот 700—800 $см^{-1}$ для 11 образцов амфиболов с различным содержанием Al_{IV} на формульную единицу (по мере возрастания), полученную на основании химического анализа.

В табл. 23 приведено количественное содержание атомов Al_{IV} на формульную единицу в изученных амфиболах и соответственно интенсивность высокочастотной ветви контура полосы поглощения в интервале частот 700—800 $см^{-1}$, а на рис. 25 эта зависимость представлена графически. Полученная корреляционная линия позволила вычислить величину Al_{IV} формульной единицы для образцов амфиболов, не имеющих химического анализа (обр. 227, 303, 163, 172^a, 204^b). Для сравнения в табл. 23 и на рис. 24, 25 нанесены три образца амфиболов (466, 606, 591^a) из различной степени диафорированных амфиболитов курчумско-кальджирского гнейсо-амфиболитового

комплекса, слагающего выступ кристаллического фундамента в юго-восточной части Иртышской зоны смятия Алтая (см. табл. 35).

Анализ приведенного материала позволил установить закономерное увеличение интенсивности полос поглощения в интервале частот $700-800 \text{ см}^{-1}$ при уменьшении содержания Al_{IV} .

На основании вышеуказанных признаков амфиболы можно разделить на три группы.

I (обр. 172^б, 1825). Для этой группы характерно наибольшее содержание Al_{IV} (обр. 1825—1,91; обр. 172^б—2,00). К этой же группе по данным инфракрасной спектроскопии относятся обр. 163, 172^а и 204^б, для которых нет химических анализов. Эта группа амфиболов отчетливо выделяется по кристаллооптическим и петрографическим данным и представлена густоокрашенными резко плеохроирующими высокожелезистыми амфиболами.

II (обр. 220^б, 329^б и образцы, не имеющие химического анализа: 329^а, 329^в, 208^а). Для образцов 220^б и 329^б характерно почти одинаковое содержание Al_{IV} (220^б—1,70; 329^б—1,64). По петрографическим и кристаллооптическим данным эта группа амфиболов представлена слабоокрашенными, слабо плеохроирующими маложелезистыми роговыми обманками.

III (обр. 17, 217, 169^а и образцы, химически не анализированные: 227, 303). Максимумы полос поглощения лежат в одних и тех же частотных интервалах, но отличаются по интенсивности в интервале частот $700-800 \text{ см}^{-1}$.

Совокупность аналитических данных позволяет в породах горанской и шахдаринской серий выделить три группы амфиболов: а) гастингсит, характерный для амфиболитов горанской серии и хорогской свиты шахдаринской серии (отвечает I группе, выделенной методом инфракрасной спектроскопии); б) эденит — рого-

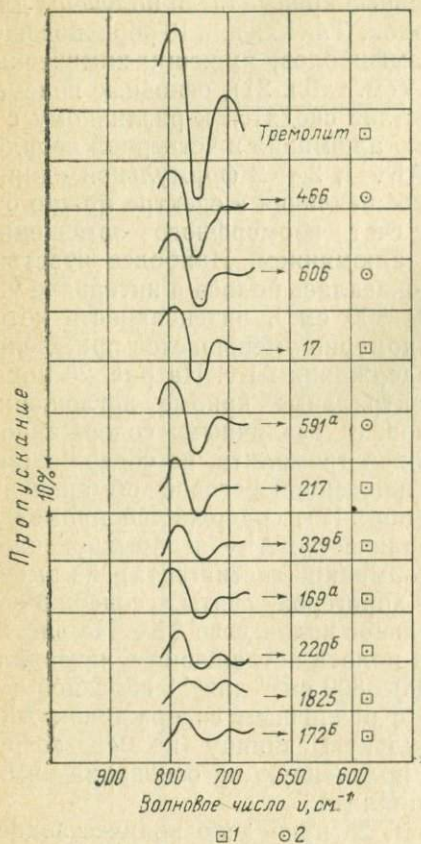


Рис. 24. Полоса поглощения в интервале частот $700-800 \text{ см}^{-1}$ для 11 образцов амфиболов с различным содержанием Al_{IV} на формульную единицу.

1 — Юго-Западный Памир; 2 — Южный Алтай.

вая обманка из амфибол-биотитовых гнейсов даршайской свиты (обр. 1781, табл. 21); в) роговые обманки промежуточного состава, маложелезистые, со средним содержанием глинозема в четверной координации, характерные для линзообразных тел ортоамфиболитов с реликтами диопсида и образовавшиеся, очевидно,

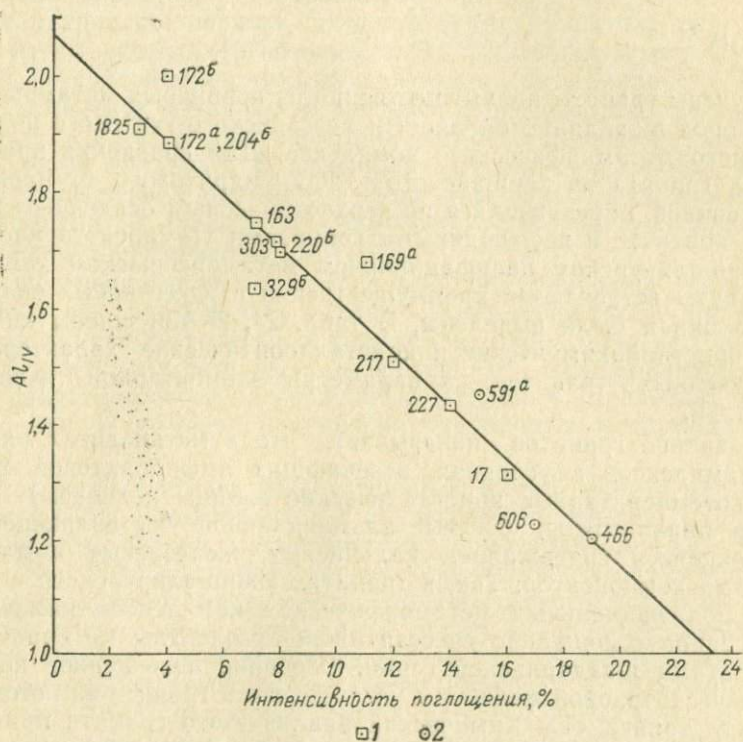


Рис. 25. Зависимость интенсивности высокочастотной ветви контура полосы поглощения в интервале частот 700—800 см⁻¹ в амфиболах от количества атомов Al_{IV} на формульную единицу.
1 — Юго-Западный Памир; 2 — Южный Алтай.

по интрузивным породам основного состава (отвечают II группе, выделенной методом инфракрасной спектроскопии). Особое положение занимают бурые роговые обманки, позднемагматические, характерные для горнблендитов и роговообманковых габбро раннемезозойского возраста (III группа, выделенная методом инфракрасной спектроскопии). Они приближаются по составу к базальтическим роговым обманкам.

В мраморах даршайской свиты развиваются бедные глиноземные роговые обманки, переходные между актинолитом и обыкновенной роговой обманкой (обр. 1783 Al_{IV} 1,11; обр. 1783^a Al_{IV}

1,26). Эти роговые обманки сходны с зелеными роговыми обманками, образующимися при диафторезе амфиболитов курчумско-кальдждирского комплекса (обр. 466, 606, рис. 25 и табл. 23). И, наконец, чистые тремолиты — метасоматические, образуются в магнезиальных мраморах горанской серии.

Гранаты *

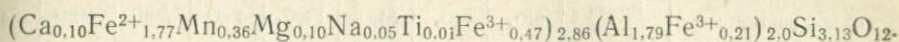
Изучены гранаты преимущественно из первичных метаморфических пород шахдаринской серии и мезозойского гунтского полифациального метаморфического комплекса. Для сравнения приведены два граната из даршайского габбро-пикритового комплекса и из роговиков, образующихся по верхнетриасовым осадочным породам в контакте с двуслюдяными гранитами Памирского массива. В южно-аличурском полифациальном метаморфическом комплексе гранаты встречаются преимущественно в известковых скарнях, откуда они и были выделены. В табл. 24, 25 приведены химические, кристаллохимические и кристаллооптические характеристики изученных гранатов, а параметры элементарной ячейки — в табл. 26.

Сравнение гранатов показывает, что в метапелитах различных комплексов в условиях, отвечающих амфиболитовой фации (высокотемпературные кристаллические сланцы и гнейсы), образуются пиральспиты, богатые альмандиновой составляющей, но отличающиеся содержанием кальциевых, железистых и марганцовистых компонентов. Так, в гранатах южно-аличурского и гунтского полифациальных метаморфических комплексов намечается повышенное содержание спессартиновой молекулы по сравнению с гранатами шахдаринской серии. Особенно повышенное количество спессартиновой молекулы установлено в гранате из роговиков верхнего триаса «Т». Химический анализ этого граната приведен в табл. 24. Компонентный состав его, %: *Алм* — 80,0; *Пи* — 3,3;

* Гранат-биотитовый гнейс: 4/1426 — шугнанской свиты, р. Пяндж; 4/1437 — даршайской свиты, р. Пяндж; 4/1440 — даршайской свиты, р. Пяндж; 4/1453 — р. Пяндж; 1528^б — плагио-мигматиты по гранат-биотитовому гнейсу, из лейкократовой части, р. Санзавдара; 2129^б — пироксен-гранатовый скарн по мраморам даршайской свиты в контакте с памиро-шугнанскими гранитами, р. Биджунт; 1934^б — гранат-биотитовый гнейс даршайской свиты, р. Вяздара; 2976^а — гранат-биотитовый гнейс друмдаринской свиты, низовье р. Мац; 1909 — гранат-биотитовый гнейс друмдаринской свиты, низовье р. Мац; 329^б — габбро-амфиболит (друзит), р. Горондара; 169^а — горнблендит, р. Харавыкдара; 1623-Г — скарн в кальцитовом мраморе, р. Харгуш; 589 — скарн, р. Шадзут; 589^а — скарн, р. Шадзут; 851 — гранат-биотитовый гнейс, бассейн р. Едомдара; 228 — гранат-биотитовый кристаллический сланец, р. Гунт (около г. Хорога); 1702 — гранат-биотитовый кристаллический сланец р. Тым; 224^а — гранат-биотитовый кристаллический сланец, р. Тым; 2841^б — гранат-биотитовый кристаллический сланец, р. Тым; «Т» — двуслюдяной кристаллический сланец с силлиманитом и гранатом, р. Пахор.

Анализы с цифрой 4 впереди заимствованы из работы Шинпа.

$Сп - 13,0$; $Гр + Ан - 3,5$; $F - 96$; $f - 94$. Кристаллохимическая формула:



Примером конвергентности может служить факт одинакового несколько повышенного содержания пироповой молекулы в гранатах шахдаринской серии и гунтского приразломного полифациального метаморфического комплекса. Это объясняется близкой величиной, но различной природой давления в этих комплексах. В гунтском комплексе локально-повышенное стрессовое давление в зоне надвига, а в шахдаринской серии регионально-повышенное литостатическое давление. В амфиболитах хорогской свиты гранаты имеют повышенные параметры элементарной ячейки по сравнению с гранатами из гнейсов, что объясняется большим содержанием кальциевого компонента.

Существенно кальциевые гранаты гроссулярового типа установлены исключительно в скарнах южно-аличурского полифациального метаморфического комплекса (табл. 24, 25, 26); они отсутствуют в мраморах горанской и шахдаринской серии, что свидетельствует о различных условиях давления, господствующих в момент образования указанных метаморфических пород.

Весьма показателен резко отличный состав граната из докембрийских габбро-амфиболитов с друзитовой структурой (обр. 329^б) и раннемезозойских магматических горнблендитов (обр. 169^а — табл. 24 и 25). Эти породы ранее объединялись в одну группу доктонических ортоамфиболитов докембрийского возраста. В докембрийских габбро-амфиболитах гранат — типичный метаморфогенный минерал, образовавшийся в результате регионального метаморфизма основных пород. Состав граната, %: альмандиновая молекула — 63,1, пироповая молекула — 8, $Гр - 12,4$ и $Ан - 14,2$. Гранат отличается высокой железистостью: $F = 89$, $f = 88$. Характерно повышенное содержание в нем существенно кальциевых компонентов, что отмечается вообще для гранатов из ортоамфиболитов.

В горнблендитах, являющихся меланократовыми первично-магматическими роговообманковыми породами, гранат имеет магматогенное происхождение и образуется частично вместо плагиоклаза в условиях повышенного давления, что и отражено в составе граната горнблендитов. Компонентный состав этого граната, %: $Алм - 57,8$; $Пи - 24,6$; $Сп - 3,3$; $Гр - 7,4$; $Ан - 6,9$; $F = 71$, $f = 70$. Как видно, для граната характерны повышенное содержание пироповой молекулы и пониженная железистость, что хорошо согласуется с петрохимическими и геологическими особенностями формирования даршайского габбро-пикритового комплекса, к которому принадлежат рассматриваемые горнблендиты.

Химический состав										гранатов (вес. %)												
Серия, комплекс	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	CO ₂	S _{общ}	П.п.п	Σ	Железистость, мол. %	Показатель преломления		
Шахдаринская	4/1426	38,64	0,23	21,42	—	31,12	2,90	3,81	1,43										99,55	f=80		
	4/1437	37,88	0,18	19,71	4,04	25,14	1,93	1,85	8,73										99,46	f=87		
	4/1440	38,62	0,13	19,36	3,83	26,04	1,10	4,22	6,20										99,50	f=78		
	4/1453	38,82	—	19,36	4,23	27,83	1,33	6,17	2,29										100,03	f=72		
	1528 ^б	39,24	0,21	19,50	3,74	28,14	3,70	1,87	2,07	0,27	0,24	0,24	—	0,31	0,70	—			100,23	F=90/f=89		
	2129 ^б	39,76	0,50	18,47	6,15	1,80	0,33	0,50	31,85	—	0,20	0,05	—	0,12	0,62				100,35	F=88		
																					f=70	
	1934 ^б	34,46	0,50	20,25	5,09	26,19	0,49	3,78	6,19	—	0,20	0,08	—	0,31	—	0,03			100,57	F=79		
	2976 ^г	39,12	0,11	20,16	7,17	22,10	1,43	4,37	4,40	—	—	0,40	—	0,19	0,04	—			99,49	f=71		
																					F=79	N=1,77
																				f=74		
	1909	38,00	0,50	20,04	9,95	25,20	0,79	3,71	1,45	—	0,20	0,10	—	0,26	0,25	0,11			100,56	F=84		
	329 ^б	38,90	0,29	20,51	2,15	25,86	0,90	1,86	8,50	0,50	0,30	—	0,57						100,34	F=89		
																				f=88	N=1,81	
Даршайский габбро-пикритовый плутонический	169 ^а	37,75	0,31	22,25	1,16	25,18	1,40	6,05	4,87	0,21	0,24	0,08	0,06						99,56	F=71	N=1,81	
																				f=70		
Южно-аличурский метаморфический	1623-1	38,07	0,20	18,30	4,37	8,06	2,13	0,34	27,10	0,02	0,05	—	0,08				1,29		100,01	F=95		
																				f=93		
	589	39,37	0,57	18,02	4,35	0,76	0,08	1,98	32,59	0,10	—	—	0,05	0,04	0,70		0,94		99,55	F=44	N=1,734	
	589 ^в	40,23	0,67	18,02	4,85	1,58	0,05	2,10	31,15	0,20	0,16	—	0,11	0,06	0,70		0,64		100,52	F=58	N=1,734	
	851	38,01	0,07	18,32	6,54	22,03	4,68	3,55	5,89	0,29	—	—	—	0,24	0,04				99,66	f=78	N=1,780	
	5/71	38,10	0,12	21,05	5,40	25,29	4,63	3,16	1,75	0,25	0,07								99,82		N=1,796	
	60 ^а	38,80	0,07	20,00	3,70	26,84	4,50	2,85	2,90	0,35	0,15								100,16		N=1,793; 1,798	
Гунтский метаморфический	228	37,49	0,19	19,32	4,26	27,88	2,73	3,09	2,87	0,10	0,15	0,45	—	0,54	0,45				99,52	F=85	N=1,81	
																				f=83		
	1702	38,48	0,76	17,21	4,21	30,00	1,22	5,04	3,38	—	0,20	0,18	—	0,72					100,40	F=80	N=1,808	
																				f=77		
	224 ^а	35,76	0,66	15,83	14,96	24,49	3,28	3,65	1,62	—	0,20	—	0,20	0,32	—		0,20		101,07	F=85		
																				f=79		
	2841 ^б	37,50	0,30	19,84	1,70	33,12	1,37	3,84	1,25	—	—	—	—	0,43	—	0,21			99,56	F=83		
																				f=82		
Роговики верхнего триаса	Т*	37,74	0,17	18,36	10,80	25,60	5,17	0,84	1,09	—	0,37	—	—	0,39	—	0,03			100,56	F=96		
																				f=94		

Кристаллохимическая характеристика гранатов

Серия, комплекс	Номер пробы	Кристаллохимические формулы	Компонентный состав, %				
			Алм	Пи	Сп	Гр	Ан
Шахдаринская	4-1426	$(Ca_{0,12}Fe^{2+}_{2,09}Mn_{0,20}Mg_{0,46})_{2,87}(Al_{2,02}Ti_{0,01})_{2,03}Si_{3,10}O_{12}$	72,8	16,0	7,0		4,2
	4-1437	$(Ca_{0,75}Fe^{2+}_{1,70}Mn_{0,13}Mg_{0,24})_{2,81}(Al_{1,87}Fe^{3+}_{0,25}Ti_{0,01})_{2,13}Si_{3,05}O_{12}$	60,3	8,5	4,6		26,6
	4-1440	$(Ca_{0,53}Fe^{2+}_{1,75}Mn_{0,07}Mg_{0,50})_{2,85}(Al_{1,82}Fe^{3+}_{0,23}Ti_{0,01})_{2,06}Si_{3,09}O_{12}$	61,4	17,5	2,5		18,6
	4-1453	$(Ca_{0,19}Fe^{2+}_{1,85}Mn_{0,09}Mg_{0,73})_{2,86}(Al_{1,81}Fe^{3+}_{0,25})_{2,06}Si_{3,08}O_{12}$	64,7	25,5	3,1		6,7
	1528 ^б	$(Ca_{0,18}Fe^{2+}_{1,92}Mn_{0,25}Mg_{0,23}Na_{0,01}K_{0,02})_{2,75}(Al_{1,88}Fe^{3+}_{0,12}Ti_{0,02})_{2,02}Si_{3,21}O_{12}$	75,5	8,5	9,0	6,5	0,5
	2129 ^б	$(Ca_{2,94}Fe^{2+}_{0,13}Mn_{0,02}Mg_{0,06}Na_{0,03})_{2,87}(Al_{1,68}Fe^{3+}_{0,36}Ti_{0,03})_{2,07}Si_{3,07}O_{12}$	—	8,0	—	77,5	14,5
	1934 ^б	$(Ca_{0,54}Fe^{2+}_{1,79}Mn_{0,04}Mg_{0,49}Fe^{3+}_{0,27}Na_{0,03})_{3,16}(Al_{1,95}Fe^{3+}_{0,05})_{2,00}Si_{2,84}O_{12}$	62,3	16,7	2,2		19,8
	2976 ^с	$(Ca_{0,40}Fe^{2+}_{1,50}Mn_{0,10}Mg_{0,52}Fe^{3+}_{0,35})_{2,87}(Al_{1,92}Fe^{3+}_{0,08})_{2,00}Si_{3,16}O_{12}$	64,5	18,0	3,5	13,5	0,5
	1909	$(Ca_{0,13}Fe^{2+}_{1,71}Mn_{0,05}Mg_{0,45}Fe^{3+}_{0,53}Na_{0,03}Ti_{0,03})_{2,95}(Al_{1,92}Fe^{3+}_{0,08})_{2,00}Si_{3,08}O_{12}$	78,0	16,0	1,5		4,5
329 ^б	$(Ca_{0,73}Fe^{2+}_{1,73}Mn_{0,06}Mg_{0,22}Na_{0,05}K_{0,05})_{2,81}(Al_{1,91}Fe^{3+}_{0,13}Ti_{0,02})_{2,06}Si_{3,10}O_{12}$	63,1	8,0	2,3	12,4	14,2	
Даршайский габбро-пикритовый плутонический	169 ^а	$(Ca_{0,41}Fe^{2+}_{1,65}Mn_{0,06}Mg_{0,70}Na_{0,04}K_{0,02})_{2,91}(Al_{2,05}Fe^{3+}_{0,07}Ti_{0,02})_{2,14}Si_{2,95}O_{12}$	57,8	24,6	3,3	7,4	6,9
Южно-аличурский метаморфический	1623-1	$(Ca_{2,33}Fe^{2+}_{0,54}Mn_{0,06}Mg_{0,04}Na_{0,01})_{2,98}(Al_{1,71}Fe^{3+}_{0,28}Ti_{0,01})_{1,98}Si_{3,04}O_{12}$	17,8	1,3	4,7	40,0	26,2
	589	$(Ca_{2,71}Fe^{2+}_{0,05}Mg_{0,23}Na_{0,02}K_{0,01})_{3,00}(Al_{1,65}Fe^{3+}_{0,28}Ti_{0,03})_{1,94}Si_{3,06}O_{12}$	1,5	7,5	—	78,0	13,0
	589 ^в -1	$(Ca_{2,56}Fe^{2+}_{0,10}Mg_{0,24}Na_{0,02}K_{0,02})_{2,91}(Al_{1,64}Fe^{3+}_{0,28}Ti_{0,04})_{1,98}Si_{3,10}O_{12}$	3,0	9,0	—	75,0	13,0
	851	$(Ca_{0,51}Fe^{2+}_{1,70}Mn_{0,32}Mg_{0,43}Fe^{3+}_{0,15})_{2,91}(Al_{1,75}Fe^{3+}_{0,25})_{2,00}Si_{3,09}O_{12}$	57,0	15,0	11,0	2,0	15,0
Гунтский метаморфический	5/71	$(Ca_{0,15}Fe^{2+}_{1,67}Mn_{0,30}Mg_{0,37}Na_{0,02}Fe^{3+}_{0,46})_{2,97}(Al_{1,96}Si_{0,03})_{1,99}(Si_{2,99}Ti_{0,01})_{3,00}O_{12}$	69,7	13,6	11,3		5,4
	60 ^а	$(Ca_{0,25}Fe^{2+}_{1,8}Mn_{0,31}Mg_{0,34}Na_{0,03}Fe^{3+}_{0,28})_{3,05}(Al_{1,87}Si_{0,13})_{2,00}Si_{3,08}O_{12}$	68,7	11,9	10,8		8,6
	228	$(Ca_{0,23}Fe^{2+}_{1,91}Mn_{0,19}Mg_{0,38}Na_{0,03}K_{0,01}Fe^{3+}_{0,12}Ti_{0,02})_{2,91}(Al_{1,86}Fe^{3+}_{0,14})_{2,00}Si_{3,07}O_{12}$	71,0	13,5	7,0	8,0	0,5
	1702	$(Ca_{0,21}Fe^{2+}_{2,03}Mn_{0,03}Mg_{0,61}Na_{0,03})_{2,86}(Al_{1,64}Fe^{3+}_{0,25}Ti_{0,05})_{1,94}Si_{3,11}O_{12}$	69,0	21,0	3,0	6,0	1,0
	2841 ^б	$(Ca_{0,10}Fe^{2+}_{2,20}Mn_{0,09}Mg_{0,47}P_{0,01}S_{0,01})_{2,90}(Al_{1,90}Fe^{3+}_{0,10})_{2,00}(Si_{3,07}Ti_{0,02}Al_{0,01})_{3,10}O_{12}$	77,2	16,6	3,2	3,0	—
	224 ^а	$(Ca_{0,14}Fe^{2+}_{1,70}Mn_{0,23}Mg_{0,45}Na_{0,03}Fe^{3+}_{0,45})_{3,00}(Al_{1,55}Fe^{3+}_{0,45})_{2,00}(Si_{2,96}Ti_{0,04})_{3,00}O_{12}$	77,5	15,0	8,0	3,5	1,0

Параметры элементарной ячейки гранатов из различных метаморфических комплексов зоны Юго-Западного Памира и ее обрамления

Номер пробы	Порода	Место взятия	Серия, комплекс	$a, \text{Å}$
1663	Гранат-биотитовый гнейс	Р. Даршай	Шахдаринская	11,50
173	Гранито-гнейс	"	"	11,50
1528 ^b	Лейкократовая полоска магматита	Гора Санзавдара	"	11,52
170 ^a	Гранито-гнейс	Р. Даршай	"	11,52
1651-2	Гранат-биотитовый гнейс с кианитом	"	"	11,52
30	Гранат-биотитовый гнейс	Р. Багъв	"	11,60
1535 ^a	Пегматит с гранатом	Левый борт Р. Гунт у устья Р. Шахдара	"	11,60
167 ^{b-2}	Гранатовый амфиболит	Р. Ростоудара (Бодомдара)	"	11,64
602 ^{a-2}	Гранат-пироксеновый скарн	Р. Суулу-Тагар-каты	Южно-аличурский полифациальный метаморфический	11,78
60 ^a	Гранат-биотитовый кристаллический сланец	Р. Пишдара	То же	11,56
5/71	То же	Р. Токуз-Булак	"	11,541; 11,545
1623-1	Скарн	Перевал Харгуш	"	11,78
602 ^ж	Кварц-гранатовая порода	Р. Суулу-Тагар-каты	"	11,95
1618 ^{a-1}	Скарн	Перевал Харгуш	"	11,85
589 ^{b-1}	"	Р. Шадзут	"	11,85
589 ^b	"	"	"	11,85
4 ^a	Гранат-биотитовый гнейс	Летовка Кайнар	Гунтский полифациальный метаморфический	11,50
230	То же	Г. Хорог, над шлагбаумом	То же	11,52
224 ^a	Гранат-биотитовый кристаллический сланец с силлиманитом	Устье р. Тым	"	11,52
1-н	Гранат-биотитовый кристаллический сланец	Летовка Кайнар	"	11,54
228	То же	Г. Хорог, над шлагбаумом	"	11,54

Параметры элементарной ячейки чистых разновидностей гранатов
(по Диру, "a", Å)

Железо-магнезиальные гранаты

Пироп — $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	11,459
Альмандин — $Fe_3^{2+}Al_2Si_3O_{12}$	11,526

Существенно-кальциевые гранаты

Гроссуляр — $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	11,851
Андрадит — $Ca_3Fe_3^{3+}Si_3O_{12}$	12,048

Марганцевые гранаты

Спессартин — $Mn_3Al_2Si_3O_{12}$	11,621
-----------------------------------	--------

Калиевые полевые шпаты — типоморфные породообразующие минералы ультраметаморфических комплексов палингенно-метасоматического типа, поэтому изучение этих минералов из разновозрастных комплексов позволяет выявить условия их образования. Были исследованы калиевые полевые шпаты позднеархейского плагиоортоклазового ультраметаморфического комплекса, палеозойского и мезозойского комплексов. Результаты химического анализа калиевых полевых шпатов и их компонентный состав даны в табл. 27. Для сравнения приведен калиевый полевой шпат из гранодиоритов койтезекского интрузивно-магматического комплекса. Результаты комплексного изучения калиевых полевых шпатов Юго-Западного Памира изложены также в статье Л. Г. Кузнецовой и Б. Я. Хоревой [23].

Наиболее информативным оказался метод инфракрасной спектроскопии, позволивший расчлнить по степени упорядоченности моноклинные калиевые полевые шпаты. Рассмотрим лишь основные выводы, вытекающие из изучения калиевых полевых шпатов разновозрастных ультраметаморфических комплексов. Выше было показано, что палеозойской и мезозойской гранитизации подвергаются архейские метаморфические и ультраметаморфические породы, поэтому изменения, наблюдаемые в калиевых полевых шпатах, позволяют судить об изменении условий ультраметаморфического процесса во времени.

1. Калиевые полевые шпаты позднеархейского ультраметаморфического комплекса представлены наименее упорядоченными ортоклазами.

2. При процессах раннепротерозойского инфильтрационного магнезиального метасоматоза и биметасоматоза наблюдается дальнейшее разупорядочение ортоклаза. Этот процесс сопровождается гомогенизацией ортоклаз-пертита, характерного для позднеархейских аплит-пегматитов, участвующих в биметасоматозе (десиликация и диопсидизация).

Радиологическое изучение аргоновым методом в различной степени гомогенизированных ортоклаз-пертитов показало потерю радиогенного аргона при гомогенизации (ортоклаз-пертит—1000 млн. лет; частично гомогенизированный — 600 млн. лет и гомогенизиро-

* 319 — монокристалл из пегматита, р. Ляджвардара; 318^a — десилицированный пегматит из Ляджвардаридского месторождения флогопита; 306^r — метасоматическая полевошпатовая жила, р. Вяздара; 152^a — очковый мигматит, р. Романитдара; 166 — очковый мигматит, р. Намангутболо (Завчморх); 1044 — очковый мигматит, р. Бодомдара; 105 — аплит-пегматит, р. Памир, устье р. Зугванд; 339 — аплит-пегматит, р. Шахдара; 190 — очковый гранито-гнейс, устье р. Даршай (р. Пяндж); 76 — гранодиорит из Койтезекского массива, р. Опалидур (бассейн р. Токуз-Булак); 17 — биотитовый гранито-гнейс, р. Багыв (приток р. Гунт); 189 — порфиробластический гнейсо-гранит, оз. Зоркуль (р. Акзоу-1); 2547 — порфиробластический гранито-гнейс, р. Берсень (приток р. Гунт).

Химический состав калиевых полевых шпатов, вес. %

Комплекс	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ вал.	CaO	SrO	MgO	MnO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	Σ	Компонентный состав		
																Ор (Ми)	Ал	Авр
Позднеархейский плагиоклазовый ультраметаморфический	319	64,68	0,05	18,50	0,15	0,53	0,02	0,44	0,01	0,20	2,92	12,60	0,10	0,30	100,50	72,3	25,3	2,4
	318 ^a	65,34	0,05	19,26	0,13	0,42	—	∠0,1	∠0,01	0,21	4,28	10,43	—	0,24	100,36	60,3	37,8	1,9
	306 ^г	64,68	0,02	19,37	0,05	0,37	—	∠0,1	∠0,01	0,21	2,08	13,38	—	0,24	100,40	79,3	19,0	1,7
Среднепалеозойский ультраметаморфический	152 ^a	64,41	0,02	19,19	0,08	0,43	—	∠0,1	∠0,01	0,36	1,98	13,50	—	0,18	100,15	80,1	17,9	2,0
	166	64,51	0,01	19,11	0,07	0,60	—	∠0,1	∠0,01	0,38	2,12	13,34	—	0,38	100,52	78,5	18,5	3,0
	1044	64,52	0,02	19,32	0,06	0,51	—	∠0,1	∠0,01	0,40	2,32	11,86	0,20	0,62	99,83	75,1	22,1	2,8
	105	64,09	∠0,01	18,97	0,08	0,12	—	∠0,1	∠0,01	0,51	1,75	13,56	0,10	0,54	99,72	83,2	16,2	0,6
	339	64,36	0,01	19,06	0,07	0,07	—	∠0,1	∠0,01	0,10	1,62	14,00	0,22	0,62	100,13	84,9	14,8	0,3
	190	64,48	0,02	19,28	0,06	0,31	—	∠0,1	∠0,01	0,37	1,81	13,52	0,08	0,20	100,13	81,9	16,6	1,5
Койтезекский плуто-нический	76	63,87	0,02	19,07	0,10	0,49	—	∠0,1	∠0,01	0,43	1,33	14,04	—	0,38	99,73	85,4	12,0	2,6
Мезозойский ультраметаморфический	17	64,65	0,01	18,90	0,08	0,43	—	∠0,1	∠0,01	0,33	1,89	13,32	0,12	0,48	100,21	80,5	17,9	1,6
	189	64,48	0,02	19,36	0,06	0,35	—	∠0,1	∠0,01	0,39	1,93	13,30	0,08	0,36	100,33	80,6	17,8	1,6

ванный, водяно-прозрачный ортоклаз — 250 млн. лет). Соответственно уменьшается и степень упорядоченности ортоклаза.

3. В процессе палеозойской гранитизации происходит упорядочение ортоклаза, которое особенно заметно на конечных стадиях, характеризующихся образованием аплит-пегматитовых метасоматических жил. В порфиробластических очковых мигматитах и реоморфических интрузиях присутствует неупорядоченная разновидность ортоклаза, близкая к ортоклазу позднеархейских ультраметаморфических пород.

4. В гранодиоритах Койтезекского массива, наряду со слабоупорядоченной первичной модификацией ортоклаза, присутствует вторичный микроклин, образование которого связано с процессами наложенной мезозойской гранитизации.

5. В мезозойских ультраметаморфических породах — мигматитах и биотитовых гранито-гнейсах — присутствует еще более упорядоченная разновидность ортоклаза. Мигматиты и гранито-гнейсы образуются по позднеархейским породам, содержащим ортоклаз. На конечных стадиях гранитизации мезозойского этапа в реоморфических магматит-гранитах и метасоматических гранитах присутствуют две генерации калиевого полевого шпата — высокоупорядоченный ортоклаз и микроклин.

Процессы преобразования структуры позднеархейских ортоклазов сказываются и на изменении их компонентного состава (см. табл. 27), что свидетельствует о метасоматической природе этих изменений. Калиевые полевые шпаты позднеархейского ультраметаморфического комплекса характеризуются повышенным содержанием альбитовой молекулы (25,3—37,8%); а в калиевых полевых шпатах палеозойского комплекса содержание альбитовой молекулы уменьшается и равно 19—14% в мигматитах и аплит-пегматитах и 12% в гранодиоритах Койтезекского массива. В калиевых полевых шпатах мезозойских гнейсо-гранитов содержание альбитовой молекулы 17%.

Ортит

Ортит был использован для датирования содержащих его пород свинцово-изотопным методом. Приведенные в табл. 13 и 14 значения подтвердили наличие на Юго-Западном Памире разновозрастной ортитовой минерализации.

Архейский ортит присутствует в незначительных концентрациях в аплитовидных плагиортоклазовых гранито-гнейсах и аплит-пегматитах совместно с ильменитом и магнетитом. Он образует мелкие (0,01 мм) зерна округлой формы с признаками коррозии, более или менее равномерно распределенные в породе, слабоплеохроирующие и в шлифах слабоокрашенные в зеленовато-бурый цвет. В шлифах эта разновидность имеет зеленовато-бурый цвет с преобладанием в целом зерен скорее зеленоватого от-

тенка, чем бурого. Зерна довольно светлой окраски, прозрачные, со стеклянним блеском, обычно сглаженные или слабокорродированные. Характерна пятнистая окраска. Плеохроирует слабо от бурого, бутылочно-зеленого до почти бесцветного со схемой абсорбции: $Nm > Ng > Np$; двухосный, положительный, двупреломление невысокое, с резкой дисперсией угла оптических осей. Показатель преломления $Ng < 1,776$ или $= 1,754$, $Np \leq 1,751$. Никогда не образует хорошо ограниченных кристаллов, но зерна не несут никаких признаков метамиктности или вторичных продуктов разложения. В интенсивно милонитизированных разновидностях ортит этой генерации исчезает. В очково-порфиробластических мигматитах, развивающихся по породам, не подвергшимся интенсивной милонитизации, встречаются две генерации ортита: более ранняя, охарактеризованная выше, образует мелкие зерна неправильной формы, концентрирующиеся в лейкократовых полосках древнего мигматита. К периферии более поздних порфиробласт калиевого полевого шпата и скоплениям вторичного биотита приурочена новая генерация ортита, резко отличающаяся от первой по цвету, формам выделения и кристаллооптическим особенностям. На дифрактограммах архейский ортит отличается от палеозойского значительно меньшей высотой пика.

Палеозойский ортит выделяется в форме хорошо образованных кристаллов призматической формы, микроскопически смоляно-черного, а в шлифе темно-красно-бурого цвета с резким плеохроизмом от темно-красно-коричневого до розовато-бурого. Изучены ортиты из трех типов пород палеозойского возраста, для которых характерен близкий по составу и кристаллохимическим особенностям ортит, отличающийся в деталях, связанных с появлением этого минерала на различных стадиях единого растянутого во времени (на 80 млн. лет) процесса палеозойского гранитообразования.

Ортит из очковых порфиробластических мигматитов представлен своеобразной фосфорсодержащей разновидностью — нагательитом, который образует мелкие кристаллы светло-бурого цвета с розоватым оттенком, хорошо просвечивающиеся. По данным спектрального анализа и микрохимической реакции с молибденовокислым аммонием обнаруживается в ортите фосфор. Нагательит оптически двухосный, положительный. $2V = 73^\circ$. Показатели преломления: $Ng = 1,776 \pm 0,003$; $Nm = 1,758 \pm 0,003$; $Np = 1,749 \pm 0,003$; $Ng - Np = 0,027$. Плеохроизм: Ng — зеленовато-бурый, Nm — красновато-бурый, Np — буровато-желтый. Схема абсорбции: $Nm > Np > Ng$. Оптическая ориентировка: $Nm = b$ (совпадает с удлинением кристаллов). Угол угасания $cNp = 32^\circ$.

В лейкократовых метасоматических мигматит-гранитах, образующихся в результате гранитизации милонитизированных плагиоортоклазовых аплитовидных гранито-гнейсов позднеархейского возраста, присутствуют крупные кристаллы (до 0,5 см) густоокрашенного ортита, образующие скопления различной формы и ин-

тенсивности окраски и плеохроизма. Кристаллооптические константы варьируют: $+2V=50\div 60^\circ$; $cNp=18\div 25^\circ$. Схема абсорбции: Np — красно-бурый, Ng — зеленовато-бурый. $Ng > 1,780$, $1,766 < Np < 1,776$; макроскопически смоляно-черного цвета. Для ортита из лейкократовых мигматит-гранитов устья р. Зугваид (зона Южно-Памирского глубинного разлома) сделан химический анализ (табл. 28) и получены значения палеозойского возраста (обр. 105, табл. 14).

В метаморфических породах южно-аличурского полифациального комплекса ортит встречен в порфиروبластических плагиоклазовых кристаллических сланцах р. Суулу-Тагаркаты. Он образует короткопризматические кристаллы, окрашенные в бледно-розово-коричневый цвет, с аналогичными кристаллооптическими константами.

В гранитоидах Койтезекского массива ортит образует длиннопризматические кристаллы и зерна неправильной формы, внешне сходные с ортитом из лейкократовых мигматит-гранитов (обр. 105). Химический анализ, приведенный в табл. 28, сделан из образца, выделенного К. Т. Будановой из кварцевых диоритов (р. Токуз-Булак). Радиологические данные возраста гранодиоритов, приведенные в табл. 14, сделаны из образцов мономинеральных фракций, полученных из протолок, отобранных Б. Я. Хоревой (обр. 3/71, — р. Токуз-Булак, 4/71 — пос. Джиланды) и В. Г. Кузнецовым (обр. 1БП — пос. Джиланды). Аналогичный ортит обнаружен в катакlastических гранитоидах Звордаринской интрузии (обр. 1/71, отобран Б. Я. Хоревой), который также показал палеозойский возраст (см. табл. 14).

Сравнительный анализ ортитов из палеозойских мигматит-гранитов, образующихся в архейском фундаменте, и интрузивных гранитоидов Койтезекского массива, локализующегося в позднепротерозойском складчатом основании, показывает, что они принадлежат к одному и тому же кристаллохимическому типу цериевых ортитов с пониженной величиной межплоскостного расстояния, близкой к эпидоту (d_z эпидота — 2,90; d_z ортита из мигматит-гранитов — 2,90; d_z ортита из гранитоидов Койтезекского массива — 2,91). По химическому составу (см. табл. 28) оба ортита близки по сумме и составу редких земель, содержанию кальция, магния и марганца, замещающих закисное железо. Различия наблюдаются только в количественных соотношениях элементов редких земель, в частности гадолиния и европия.

Таким образом, все разновидности пород, образующиеся в палеозойский этап развития зоны Юго-Западного Памира, содержат однотипный аксессуарный ортит, сингенетичный соответствующим процессам ультраметаморфизма, регионального плутонического метаморфизма и гранитоидного интрузивного магматизма. Этот минерал является показателем геохимического родства образующихся при этих процессах комплексов и принадлежности их к одному (палеозойскому) тектоно-магматическому циклу.

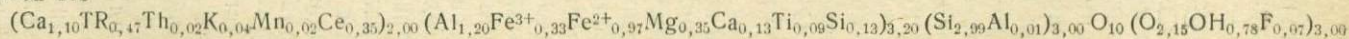
Химический состав и состав редких земель (вес. %) ортитов палеозойского возраста

Комплекс	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	CeO ₂	ThO ₂	∑ TR	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	PbO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	F	CO ₂	П.п.п.	∑
Ультраметаморфический	105	32,06	1,23	10,40	0,40	12,80	10,71	4,42	12,00	0,94	11,86	0,22	0,11	0,41	—	—	2,18	0,24	—	0,04	100,02
Койтезекский плутонический	1720	34,04	1,27	7,75	1,08	9,79	13,36	3,68	12,90	0,97	11,70	0,15	0,15	0,96	0,46	0,33	1,00	—	0,13	0,55	100,27

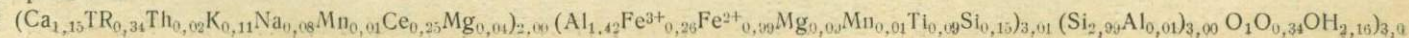
Номер пробы	La ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	(Gd + Eu) ₂ O ₃	(X + Dy) ₂ O ₃
105 Мигматит из устья р. Зугванд	2,31	2,18	2,59	0,43	4,58	0,71
1720 Кварцевый диорит Койтезекского массива, р. Токуз-Булак	3,15	0,13	2,67	0,93	1,91	1,00

Кристаллохимические формулы

Проба 105



Проба 1720



**Первичные парагенезисы горанской
и шахдаринской метаморфических серий**

Горанская серия. Первичные минеральные ассоциации метаморфических пород горанской серии следующие: а) известковистые: кальцит—диопсид—форстерит; кальцит—скаполит—диопсид. В известковых породах с недостатком кремнезема образуются ассоциации: форстерит—шпинель—кальцит—доломит; б) пелитовые и кварц-полевошпатовые: биотит—плаггиоклаз (антипертит)—кварц; биотит—гранат—плаггиоклаз (№ 30—35)—кварц; биотит—гранат—кианит—плаггиоклаз—кварц; в) ассоциации основного состава: плаггиоклаз—роговая обманка (гастингсит); плаггиоклаз—роговая обманка (обыкновенная, бурая)—диопсид—альмандин.

Данные ассоциации, согласно У. Файфу, Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену [1962], выделяются в субфацию роговообманковых гранулитов. Де Ваард [74, 75] предложил разделить гранулитовую фацию на роговообманково-гранулитовую и пироксен-гранулитовую. С термодинамической точки зрения (по Ваарду) условия роговообманково-гранулитовой фации определяются моновариантной кривой дегидратации, являющейся пограничной между амфиболитовой и пироксен-гранулитовой фациями.

Типоморфными минералами роговообманково-гранулитовой фации являются: форстерит в карбонатных породах вместо диопсида и тремолита в амфиболитовой фации и диопсид—роговая обманка (гастингсит)—гранат в основных породах вместо ассоциации роговая обманка (буро-зеленая)—плаггиоклаз. В горанской серии биотит отличается пониженной железистостью и повышенным содержанием титана (см. табл. 16), а гранат—повышенным содержанием пироповой молекулы (см. табл. 24, 25) по сравнению с амфиболитовой фацией.

Шахдаринская серия. В низах разреза шахдаринской серии, в хорогской свите, в качестве неустойчивых реликтов встречаются минералы, типичные для роговообманково-гранулитовой фации. К ним относится пироксен (диопсид), в ортоамфиболитах замещающийся обыкновенной роговой обманкой и находящийся с ней в неравновесных соотношениях. Равновесная ассоциация для этих пород—обыкновенная роговая обманка—плаггиоклаз (№ 31—38), типичная для амфиболитовой фации. В некоторых разновидностях амфиболитов и роговообманковых гнейсов наряду с роговой обманкой и плаггиоклазом присутствует гранат. Последний встречается иногда в значительных количествах в ассоциации с биотитом, плаггиоклазом (№ 30—36) и кианитом. Биотит по сравнению с гнейсами горанской серии отличается большей железистостью (см. табл. 17), а гранат характеризуется низким содержанием пироповой молекулы (см. табл. 25). Парагенезисы известковых ассоциаций шахдаринской серии: кальцит—диопсид—плаггиоклаз;

кальцит—диопсид—флогопит; кальцит—диопсид, отвечающие амфиболитовой фации.

Учитывая широкое развитие наложенных процессов ультраметаморфизма в метаморфических породах горанской и шахдаринской серий, установление их первичных фациальных особенностей может быть сделано только на основании изучения минералов, относительно более устойчивых к гранитизации, например амфиболов и гранатов. Первичный биотит при гранитизации перекристаллизовывается с изменением состава, и, кроме того, как отмечалось выше, в зонах проявления палеозойской и мезозойской гранитизации возникает вторичный высокожелезистый биотит.

Для характеристики первичной фациальной принадлежности метаморфических пород горанской и шахдаринской серий архея, а также южно-аличурского и гунтского полифациальных метаморфических комплексов изучены гранаты, химические составы которых нанесены на диаграмму пироп—альмандин—гроссуляр (рис. 26). На диаграмме показаны границы фаций, по данным Г. М. Друговой и В. А. Глебовицкого [14], полученным на основании обработки 137 анализов гранатов из пород различных фаций. Для построения диаграммы и установления границы гранулитовой и амфиболитовой фаций Г. М. Друговой и В. А. Глебовицким [14] использованы главным образом гранаты из метаморфических пород архея щитов.

Как видно из рис. 26, почти все точки гранатов горанской серии попали в поле гранулитовой фации, а гранаты шахдаринской серии встречаются в поле как гранулитовой, так и амфиболитовой фации. Из южно-аличурского комплекса анализировался гранат из скарнов ряда гроссуляр—андрадит; гранаты из метаморфических пород внутренней части гунтского метаморфического комплекса по составу соответствуют амфиболитовой фации, располагаются в поле, пограничном с эпидот-амфиболитовой фацией. Образцы гранатов шахдаринской серии, анализы которых попали в поле эпидот-амфиболитовой фации, являются продуктом диафтореза в зоне Аличурского разлома. На рис. 27 нанесены составы биотитов из различных комплексов Юго-Западного Памира, и все они соответствуют амфиболитовой фации, условия которой были господствующими в течение всей истории преобразования пород горанской и шахдаринской серий. Этот факт подтверждает высказанное ранее положение о том, что биотит очень чувствителен к высокотемпературным воздействиям. С этим же связана максимальная потеря радиогенного аргона биотитами.

Изменение состава амфиболов по мере увеличения степени метаморфизма было установлено А. Енгелем и Ч. Енгелем [57]. При переходе от амфиболитовой фации к гранулитовой, по А. Енгелю, состав роговой обманки меняется в сторону увеличения Ti, Na, K, Cr, V и Sc и уменьшения Mn, Zn(OH+F+Cl) и отношения Fe_2O_3/FeO и Fe/Mg . Аналогичные исследования пород амфиболитовой и гранулитовой фаций Анабарского щита провел В. В. Закруткин [15]. Этот исследователь установил изменение следующих

параметров: Y — Al, Z — Al, Si в кристаллохимической формуле и кристаллооптических констант (N_g и $2V$). Фациальные особенности состава амфиболов, по данным В. В. Закруткина [15], приведены в табл. 29.

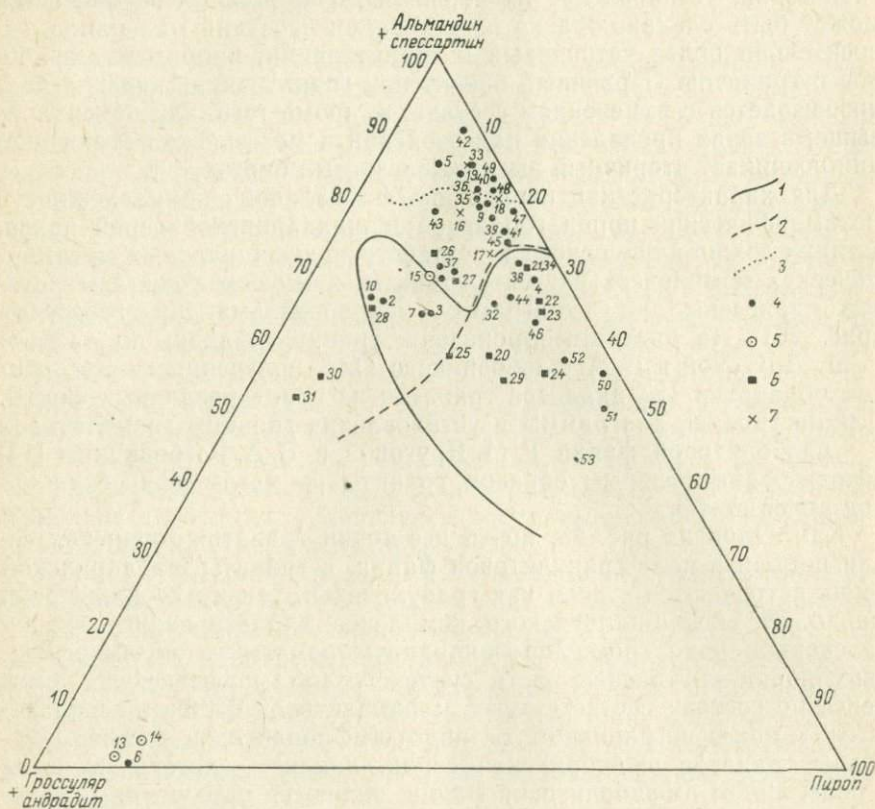


Рис. 26. Диаграмма пироп — альмандин — гроссуляр для гранатов метаморфических пород Юго-Западного Памира (границы фаций по Г. М. Друговой и В. А. Глебовицкому [14]).

Фашия: 1 — гранулитовая; 2 — амфиболитовая; 3 — эпидот-амфиболитовая. Гранаты: 4 — шахдаринской серии; 5 — южно-аличурского метаморфического комплекса; 6 — горанской серии; 7 — гунтского приразломного мезозойского метаморфического комплекса.

В табл. 30 дана аналогичная характеристика амфиболов из метаморфических пород горанской и шахдаринской серий на основе данных, приведенных в табл. 21, 23. Как видно из табл. 30, амфиболы из амфиболитов горанской серии по всем параметрам соответствуют гастингситам, характерным для роговообманково-гранулитовой фации. Аналогичную фациальную характеристику имеют амфиболы из амфиболитов, слагающих ксенолиты в крайних частях реоморфизованных гранодиорито-гнейсов палеозойского ультраметаморфического комплекса зоны Даршайского над-

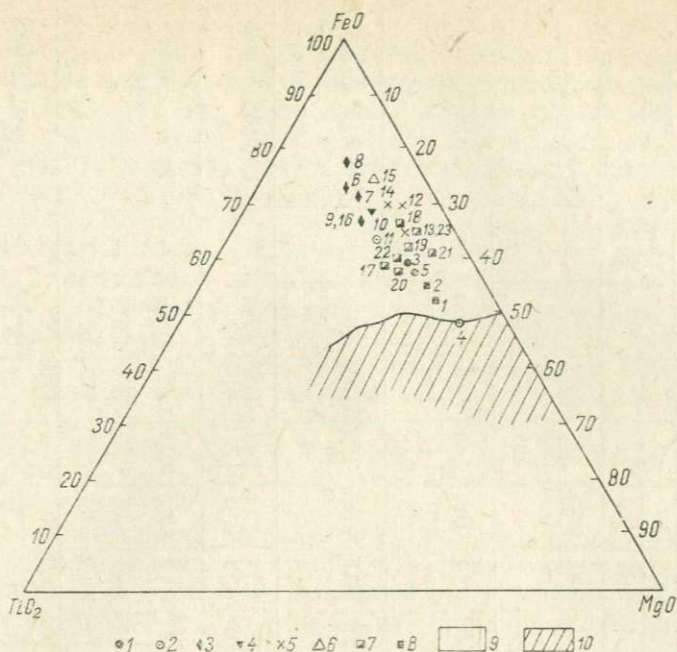


Рис. 27. Диаграмма FeO—MgO—TiO₂ для биотитов метаморфических и ультраметаморфических пород Юго-Западного Памира (граница составов биотита гранулитовой и амфиболитовой фаций взята из работы Г. М. Друговой и В. А. Глебовицкого [14]).

Биотиты: 1 — шахдаринской серии, 2 — южно-аличурского метаморфического комплекса, 3 — среднепалеозойского ультраметаморфического комплекса, 4 — из гранодиоритов Койтезекского массива, 5 — из гунтского метаморфического комплекса, 6 — из гранитов и пегматитов памиро-шугнанского интрузивного комплекса, 7 — из различных пород Юго-Западного Памира, взимствованные у К. Т. Будановой и В. И. Буданова, 8 — горанской серии; *фации:* 9 — амфиболитовая, 10 — гранулитовая.

ТАБЛИЦА 29

Фациальные особенности состава амфиболов

Амфиболы	Кристаллохимическая характеристика			Кристаллооптическая характеристика		Фации метаморфизма
	Y — Al	Z — Al	Si	—2V	Ng	
Гастингситы	0—1	1,6—1,2	5,8—6,4	45—72°	1,702—1,725	Гранулитовая
Роговые обманки	0—1,0	1,2—1,6	6,4—7,0	72—88	1,670—1,702	Амфиболитовая
Амфиболы по Фосли	0,8—1,5	0,8—1,3	6,7—7,2	—	—	Эпидот-амфиболитовая
Тремолит — актинолит	0—0,5	0—0,8	до 8,0	—	—	Зеленосланцевая

Фациальные особенности состава амфиболов из амфиболитов горанской и шахдаринской метаморфических серий

Серия, комплекс	Номер пробы*	Характеристика амфибола	Кристаллохимические данные								Кристаллооптические данные		Фация метаморфизма
			X		Ca	Y			Z	Si	Ng	-2V	
			(Na+K)	Ca	(Na+K)	Al	Ti	Mn	Al				
Горанская метаморфическая	1825	Гастингсит	1,01	1,81	1,79	0,36	0,12	0,04	1,91	6,09	—	—	Гранулитовая
	303	"	—	—	—	—	—	—	1,72	—	—	—	
	204 ^b	"	—	—	—	—	—	—	1,89	—	—	—	
Ксенолиты амфиболитов в реоморфизованных гранодиорито-гнейсах	172 ^b	"	0,83	1,79	2,15	0,41	0,12	0,03	2,00	6,00	1,704	75°	
	172 ^a	"	—	—	—	—	—	—	1,89	—	—	—	
	163	"	—	—	—	—	—	—	1,75	—	—	—	
Шахдаринская метаморфическая	220 ^b	Обыкновенная роговая обманка	0,72	1,94	2,69	0,51	0,11	0,02	1,70	6,30	1,678	88	Граница гранулитовой и амфиболитовой
	329 ^b 217	То же "	0,66 0,63	1,79 1,89	2,71 3,00	0,58 0,47	0,18 0,14	Нет 0,03	1,64 1,51	6,36 6,49	1,701 1,676	— 72	Амфиболитовая
Вторичный амфибол в зонах глубинных разломов	1903	Зеленая роговая обманка	0,43	1,70	3,95	0,40	0,12	Нет	1,23	6,77	1,665	—	Эпидот-амфиболитовая
	1783 ^a	То же	0,43	0,18	0,41	0,34	0,04	0,06	1,26	6,74	1,675	—	
	1783	"	0,42	0,09	0,21	0,40	0,03	0,02	1,11	6,89	1,660	—	
Вторичный амфибол в мраморах шахдаринской серии	205	Тремолит	—	—	—	—	—	—	0,00	—	—	—	Зеленых сланцев

* Место взятия и название породы, из которой выделен амфибол, приведены ранее.

вига (обр. 172^б, 163). Эти ксенолиты могли быть тектонически перемещены из более глубоких горизонтов, сложенных породами горанской серии, так как для амфиболитов шахдаринской серии характерна обыкновенная роговая обманка, а не гастингсит.

Промежуточное по составу положение между гранулитовой и амфиболитовой фациями занимает амфибол (№ 7, рис. 21, 22, обр. 220^б из амфиболита хорогской свиты зоны Даршайского надвига. По величине показателя преломления $2V$ этот амфибол отвечает, по приведенным выше данным В. В. Закруткина, роговым обманкам амфиболитовой фации, а по содержанию Al_{IV} ($Z-Al$) и Si он соответствует нижнему пределу гастингситов гранулитовой фации. На рис. 21 и 22 обр. 220^б (№ 7) находится на краю поля роговых обманок и по составу отличается от типичных гастингситов (№ 1, 5). По параметру элементарной ячейки, как отмечалось выше, этот амфибол близок к роговым обманкам промежуточного состава (№ 6, 8, обр. 217, 329^б), типичным для амфиболитов шахдаринской серии.

Зеленые вторичные роговые обманки, характерные для эпидот-амфиболитовой фации (см. табл. 30), образуются в зонах глубинных разломов в связи с мезозойским этапом преобразования пород шахдаринской серии. В мраморах шахдаринской серии возникает тремолит, характерный для фации зеленых сланцев. Весьма показательны уменьшение $Na+K$ и увеличение Ca и отношения $Ca/(Na+K)$ в амфиболах амфиболитовой фации по сравнению с амфиболами гранулитовой фации (см. табл. 30).

В целом установленные В. В. Закруткиным и А. Енгелем закономерности изменения состава амфиболов с увеличением степени метаморфизма полностью подтверждаются и позволяют считать, что первичные минеральные парагенезисы горанской серии формировались в условиях роговообманково-гранулитовой фации, а шахдаринской серии — в высокотемпературных условиях амфиболитовой фации.

Температура образования метаморфических и ультраметаморфических пород по данным геологической термометрии и барометрии

В табл. 31 приведены определения температуры образования метаморфических пород Юго-Западного Памира по геологическим термометрам. Как видно из таблицы, все полученные значения температуры для разновозрастных метаморфических пород находятся в интервале 560—685°С, т. е. находятся вблизи границы амфиболитовой и гранулитовой фаций.

В табл. 32 приведены результаты определения температуры образования биотитов разновозрастных комплексов по кривой Оффедаля (содержание Sc). Повышенные температуры (775—870°С) получены для гнейсов горанской серии, ортоамфиболитов хорогской свиты и горнблендитов габбро-пикритового комплекса. Для остальных метаморфических и ультраметаморфических комплек-

Геологическая термометрия метаморфических пород Юго-Западного Памира

Серия, комплекс	Порода и место взятия	Геотермометр	Температура, °C	Автор метода	Автор образца
Горанская	Мрамор, р. Гандара	Кальцит-доломит	590	Гольд-шмидт, 1961	И. А. Зотов
"	Мрамор, р. Мульводж	"	650	Тот же	Е. А. Похвистнова
"	Мрамор, р. Пяндж, пос. Казиды	"	560—565	"	Л. И. Шабынин
Шахдаринская	Гранат-пироксеновая порода	Гранат-клинопироксен	575±30	Перчук, 1967	И. А. Зотов
	Гранат-биотитовый гнейс, р. Бодомдара	Гранат-биотит	650	Тот же	Тот же
"	Гранат-биотит-пироксеновый гнейс, р. Дарайсанг	"	670	"	Б. Я. Хорева
"	То же	Гранат-клинопироксен	650	"	Тот же
"	Гранат-амфиболовый гнейс, р. Романит	Гранат-амфибол	640	"	А. Г. Давыдченко
"	Гранат-биотит-амфиболовый гнейс, р. Завчморх	Гранат-биотит	600	"	К. Т. Буданова, В. И. Буданов
"	Гранат-биотит-кианитовый гнейс, р. Даршай	"	660	"	Те же
"	Ортоамфиболит, р. Намангутболо	Амфибол-плаггиоклаз	570	"	Б. Я. Хорева
"	Пироксен-плаггиоклазовый амфиболит, р. Пяндж	"	650	"	Тот же
"	То же	"	640	"	"
Южноаличурский метаморфический	Скарн, перевал Харгущ	Гранат-пироксен	600	"	К. Т. Буданова, В. И. Буданов
То же	Порфиробластический гранат-биотит-плаггиоклазовый гнейс, р. Едомдара	Гранат-биотит	650	"	Б. Я. Хорева
Гунтский метаморфический	Гранат-биотит-плаггиоклазовый кристаллический сланец, р. Гунт	"	665	"	К. Т. Буданова, В. И. Буданов
То же	Гранат-биотитовый кристаллический сланец	"	630	"	Те же
"	Гранат-силлиманит-биотитовый сланец	"	685	"	"

Температура образования биотитов в породах Юго-Западного Памира

Серия, комплекс	Номер образца	Порода	Место взятия	Содержание Sc в биотите, %	Температура, °С (по Офтедалю)
Горанская	1847	Биотитовый гнейс	Пос. Казиды	0,0039	558
	1851	То же	Р. Даршай	0,00085	775
Шахдаринская (хорогская свита)	172 ^б	Ортоамфиболит	Р. Дарай-Харовык	0,00082	775
Плагииортоклазовый позднеархейский ультраметаморфический	320 ^а	Мигматит	Р. Ляджвардара	0,0021	600
Орритоносный палеозойский ультраметаморфический	310 ^в	Очковый мигматит	Р. Бодомдара	0,0016	640
	105	Жильная составляющая мигматита	Р. Зугванд	0,0015	650
	1044	Очковый мигматит	Р. Бодомдара	0,0019	610
	690	Гнейсо-гранодиорит	Р. Бодомдара	0,0020	608
	153	То же	Р. Романит	0,0023	595
	166	Очковый мигматит	Р. Намангутболо	0,0037	565
	190 ^г	То же	Устье р. Даршай	0,0056	548
	1205 ^к	Скопления биотита в гнейсо-гранодиорите	Р. Даршай	0,0010	700
	152 ^а	Очковый мигматит	Р. Романит	0,0031	575
	144	Плагииортоклазовый кристаллический сланец	Р. Едомдара	0,0039	558
Южно-аличурский метаморфический	169 ^а	Горнblendит	Устье р. Харавык	0,00049	870
Мезозойские гранитоиды и пегматиты	1020	Лейкократовый гранит	Верховье р. Чандымдара	0,0050	550
	5 ^л	Порфиробластический гнейсо-гранит	Р. Пишдара	0,0018	625
	4 ^д	Двуслюдяной гнейсо-гранит	Р. Пишдара	0,0017	630
	66 ^д	То же	В 3 км к северу от г. Хорога	0,0017	630
	189	Порфиробластический гнейсо-гранит	Оз. Зоркуль	0,0012	690
	10 ^б	Биотитовый пегматит	Р. Земеутдара	0,0039	558

сов и гранитоидов получены те же значения температуры (550—650°С). Для оценки температуры южно-аличурского и гунтского полифациальных зональных метаморфических комплексов исследованы породы только из внутренних частей комплексов, сложенных гнейсами и мигматитами.

Для оценки давления К. Т. Будановой и В. И. Будановым использован геобарометр Л. Л. Перчука [34] в парагенезисах силлиманит—кианит. Результаты расчета приведены в табл. 33. Пере-

ТАБЛИЦА 33

Результаты расчета давления

Место взятия	Температура, °С	Давление, кбар	Парагенезис
Р. Гунт	685	7	<i>Гр + Сил + Би + Кв + Пл + Кпи</i>
Р. Ямчин	680	6,8	<i>Гр + Ки + Сил + Пл + Би + Амф</i>
Р. Даршай	660	6,0	<i>Гр + Би + Ки + Сил + Кв + Пл</i>

численные в табл. 33 «парагенезисы» — результат одновременных процессов (силлиманит замещает кинит, а калиевый полевоый шпат — плагиоклаз), а поэтому полученные давления и температура характеризуют суммарный термодинамический эффект минералообразования. Те же значения давления $p_{\text{общ}}$ приводятся указанными исследователями по гранат-пироксеновому геобарометру — 6—7,5 кбар. И. А. Зотов [16] оценивает общее давление 7—8 кбар, которое соответствует глубине 18—22 км при литостатическом механизме. Подобная глубина, по-видимому, несколько завышена, и ее следует интерпретировать не как глубину формирования метаморфических пород в архее, а как глубину их последующего преобразования под покрывкой вышележащих и ныне эродированных пород верхнего протерозоя и палеозоя.

Для процессов ультраметаморфизма и регионального плутонического метаморфизма, протекающих при участии глубинных растворов, решающее значение при минералообразовании имеет $p_{\text{H}_2\text{O}}$ и p_{CO_2} . На основании экспериментальных данных, а также методов оценки параметров $p_{\text{H}_2\text{O}}$ и p_{CO_2} , предложенных А. А. Маркушевым [27], Н. Л. Добрецовым [12] и другими для пород позднеархейского этапа ультраметаморфизма и раннепротерозойского магнезиального инфильтрационного метасоматоза и биметасоматоза (см. табл. 12), по данным И. А. Зотова [16]: $p_{\text{H}_2\text{O}} = 1 \div 2$ кбара, т. е. $p_{\text{H}_2\text{O}} = 0,15 \div 0,3$ $p_{\text{общ}}$ при $p_{\text{общ}} = 6,5$ кбар для шахдаринской и верхов горанской серий. Для низов горанской серии $p_{\text{H}_2\text{O}} = 0,12 \div 0,25$ $p_{\text{общ}}$ при $p_{\text{общ}} = 8$ кбар.

Парциальное давление CO_2 в метаморфических породах архейского кристаллического фундамента Ваханской подзоны достаточно высокое. Это доказывается устойчивостью магнезита и отсутствием волластонита и гроссуляра. На основании изучения газовой-жидких включений в пьезокварце хрусталоносных пегматитов

месторождения Ляджвардара, связанных с палеозойским ультраметаморфическим комплексом, Ю. В. Алехиным и Ю. Пашковым показано, что мольная доля CO_2 в трехфазовых включениях в кварце $X_{\text{CO}_2} = 0,4$, в двухфазовых $X_{\text{CO}_2} = 0,7 \div 0,8$ с температурой гомогенизации $280-260^\circ\text{C}$. И. А. Зотовым оценивается $p_{\text{CO}_2} \gg \gg 0,4 p_{\text{фл}}$, если $p_{\text{фл}} = p_{\text{ТВ}}$.

Температура образования ультраметаморфических пород рассчитана по полевошпатовому геотермометру Барта — Рябчикова (табл. 34). Полученная более высокая температура образования

ТАБЛИЦА 34

Температура образования калиевых полевых шпатов по кривой Барта и кривой И. Д. Рябчикова из различных ультраметаморфических комплексов Юго-Западного Памира

Комплекс	Номер пробы	Содержание альбита, %		Ал. % Кши	Ал. % Пл	Температура, °С		Порода
		в плагиоклазе	в калиевом полевом шпате			по кривой Барта	по кривой И. Д. Рябчикова	
Позднеархейский	318 ^a	68	37,8	0,56	700	650	Аплит-пегматит Санидинизированный ортоклаз из десилицированного пегматита	
	319	72	25,3	0,35	600	580		
Палеозойский	339	74	14,8	0,20	450	500	Аплитовая жила перекристаллизованная Очковый мигматит То же Гранодиорит Койтезекского массива	
	152 ^a	80	17,9	0,22	470	510		
	166	72	18,5	0,26	520	510		
	76	58	12,0	0,20	450	500		
Мезозойский	17 ^b	74	17,9	0,24	480	510	Биотитовый гнейсогранит Порфиробластический гнейсогранит	
	189	75	17,8	0,24	480	510		

пород плагиортоклазового позднеархейского ультраметаморфического комплекса ($600-700^\circ\text{C}$ по сравнению с 500°C для палеозойского и мезозойского комплексов) согласуется с наличием в них наименее упорядоченных ортоклазов (близких к санидинам).

Отмечается несколько более высокая температура образования мусковитов из палеозойских хрусталеносных пегматитов, связанных с позднепалеозойским интрузивным комплексом (560°C), по сравнению с мусковитом редкометалльных пегматитов мезозойского интрузивного комплекса (500°C , табл. 35).

На основании изучения состава и структуры типоморфных породообразующих минералов и данных геологической термометрии разнотипных и разновозрастных комплексов Юго-Западного Памира можно сделать следующие выводы.

Температура образования мусковитов

Комплекс	Номер образца	Порода, место взятия	Содержание парагонита, %	Температура образования, °С
Палеозойский ультраметаморфический	320 ^г	Мусковит из хрустальных пегматитов, р. Горондара	16	560
Памиро-шугнанский мезозойский плутонический	2109 ^а	Двуслюдяные пегматиты памиро-шугнанского комплекса, р. Нишусп	15	540
	1611 ^а	Мусковитовый пегматит, р. Аксугур	12	500
	194	Двуслюдяной гранит Намангутского массива	13	510

1. Все метаморфические и ультраметаморфические породы формировались в условиях, близких к границе амфиболитовой и гранулитовой фаций.

2. Полученные значения температур и давлений отражают в большинстве случаев тот суммарный термодинамический эффект, который является следствием полиметаморфизма и последующего длительного нахождения пород в условиях достаточно высокой температуры и давления.

3. Несмотря на нивелирование термодинамических значений в результате процессов полиметаморфизма, намечается тенденция к уменьшению температуры и глубины формирования метаморфических и ультраметаморфических комплексов от древних к более молодым в истории развития зоны Юго-Западного Памира, что особенно наглядно видно на разновозрастных ультраметаморфических и полифациальных метаморфических комплексах. Намечается миграция процессов ультраметаморфизма и регионального плутонического метаморфизма во времени и в пространстве по горизонтали с запада на восток и по вертикали из архейского кристаллического фундамента через позднепротерозойское складчатое основание в верхний структурный этаж (см. рис. 6). Соответственно от более древних к более молодым комплексам уменьшается температура их образования и увеличивается структурная упорядоченность (на примере калиевых полевых шпатов и мусковитов).

4. Наблюдаемая миграция процессов ультраметаморфизма и регионального плутонического метаморфизма пород докембрийского фундамента является отражением вертикальной плутоно-метаморфической зональности, являющейся следствием вертикального перемещения мигматит-метаморфического фронта в истории развития зоны Юго-Западного Памира.

5. Фациальные особенности метаморфических пород архейского кристаллического фундамента подтверждают вывод автора (Б. Я. Хоревой) о том, что выход фундамента на поверхность является следствием неоген-четвертичной глубокой эрозии многоантиклинального поднятия, развивающегося в протерозое, палеозое и мезозое (см. табл. 36).

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И КОРРЕЛЯЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Миогеоантиклинальные поднятия в понимании Ж. С. Обуэна [33] представляют собой унаследованные положительные структуры в миогеосинклиналях, разделяющие миогеосинклинальные прогибы или приуроченные к границе эв- и миогеосинклинальных систем и разделяющие эв- и миогеосинклинальные прогибы. Миогеоантиклинальные поднятия являются структурами, типичными для фанерозойских складчатых областей, где в их строении всегда принимает участие докембрийский фундамент.

Вследствие преимущественной тенденции к воздыманию на протяжении почти всей истории развития рассматриваемых структур в их пределах часто не сохраняются миогеосинклинальные отложения верхнего структурного этажа и вскрыты интенсивно метаморфизованные и гранитизированные породы докембрийского фундамента, прорванные молодыми (палеозойскими или мезозойскими) интрузиями гранитоидов. Выступы такого фундамента относят к докембрийским срединным массивам, а отсутствие фаунистически охарактеризованных отложений палеозоя или мезозоя рассматривают как доказательство того, что эти массивы не участвовали в послекембрийском геосинклинальном развитии. Ярким примером этого может служить зона Юго-Западного Памира [3]. Однако анализ последовательности метаморфогенного, ультраметаморфогенного и магматогенного минералообразования на Юго-Западном Памире позволил восстановить фанерозойскую историю геологического развития докембрийского фундамента и показать, что подобные выступы докембрийского фундамента не относятся к категории срединных массивов.

КОРРЕЛЯЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ МИОГЕОАНТИКЛИНАЛЬНЫХ ПОДНЯТИЙ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ, ЮГО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ И ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА

В табл. 36 приведена последовательность формирования разнотипных метаморфических комплексов в истории развития разновозрастных фанерозойских складчатых систем и их соотношение с гранитоидными интрузивно-магматическими комплексами. В каждом миогеоантиклинальном поднятии выделяется докембрийский

Типы и геотектоническое положение метаморфических и ультраметаморфических комплексов в фанерозойских многогеосинклинально-складчатых системах Южного Тянь-Шаня, Юго-Западного Алтая и Южного Памира

Цикл	Стадия	Возраст	Алуминза-Нуратинское многогеоантиклинальное поднятие Южного Тянь-Шаня			Прииртышское барьерное многогеоантиклинальное поднятие Юго-Западного Алтая Иртышская зона смятия	
			Архейский кристаллический фундамент	Позднепротерозойское складчатое основание	Палеозойский структурный этаж	Архейский кристаллический фундамент	Протерозойское складчатое основание
Вариско-кimmerийский	Активизация	C ₁ J T ₃ — J					
	Инверсионная	Pz ₃ Pz ₂					
	Геосинклинальная	Pz ₁ Pz ₂					
Варисский	Активизация	C ₃ — P					Калбинский интрузивный комплекс гранодиорит-адамеллит-гранитной формации и ороговивание
	Инверсионная	C ₁					Прогрессивный метаморфизм, регенерация и мигматизация диафторитов
	Геосинклинальная	D ₂					Диафторез гнейсов и амфиболитов
Каледоно-варисский	Активизация	C ₃ — P		Интрузивно-магматические комплексы гранодиорит-адамеллит-гранитной формации (Устукский, Темиркабукский массивы) и контактовый метаморфизм			
	Инверсионная	S		Полифациальные (зональные) метаморфические комплексы типа термальных „антиклиналей“ с фациальной серией андалузит-силлиманитового типа (мурунтауский и северо-нуратинский)			
	Геосинклинальная	Sm — O			Гравелито-песчано-сланцевые толщи бесапанской и живачисайской свит. Фация хлорит-гидрослюдистых аспидных сланцев		
Докембрийский	Протерозойский	Геосинклинальная	Pt ₃	Алуминза-таскаганский монофациальный филлитовый комплекс			Гипергенные регрессивные изменения гнейсов и амфиболитов в платформенных условиях
		Активизация	Pt ₁	Отсутствует			
	Позднеархейский	Инверсионная	Ar ³ ₂	Не обнажается. По геофизическим данным предполагается на глубинах 3—8 км			Стратифицированный курчумско-кальджирский монофациальный гнейсо-амфиболитовый комплекс амфиболитовой и роговообманково-гранулитовой фаций. Курчумский блок
Протогеосинклинальная	Ar ² ₂						
	Ar ¹ ₂						

Цикл	Стадия	Возраст	Трииртышское барьерное мигеоантиклинальное подня- тие Юго-Западного Алтая Иртышская зона смятия	Мигеоантиклинальное поднятие Юго-Западного Памира		
			Палеозойский структурный этаж	Архейский кристаллический фундамент	Позднепротерозойское складчатое основание	Палеозойский струк- турный этаж
Варисско-киммерийский	Активизация	C ₁ J		Памиро-шугнанский интрузивный комплекс лейкогранитовой формации Джизевский мигматит-гранитный комплекс		Гунтский зональный метаморфический пояс
		T ₃ -J				
	Инверсионная	Pz ₃ Pz ₂		Хрусталеносные пегматиты Ортиноносный ультраметаморфический комплекс очковых мигматитов и реоморфических интрузий	Койтезекский гранодиоритовый интрузивный комплекс Южно-аличурский полифациальный метаморфический комплекс	
Геосинклинальная	Pz ₁ Pz ₂					Песчано-сланцевые толщи
ский	Активизация	C ₃ -P	Калбинский интрузивный комплекс гранодиорит-адамеллит-гранитной формации и ороговивание			
	Инверсионная	C ₁	Иртышско-Марка-Кульский полифациальный (зональный) приразломный метаморфиче-			
Варис			ский пояс с фациальной серией квантит-силлиманитового типа			
	Геосинклинальная	D ₂	Стратифицированные песчано-сланцевые толщи дугачевской и кыстав-курчумской свит. Фация хлорит-гидрослюдистых аспидных сланцев и динамометаморфизма			
Каледоно-варисский	Активизация	C ₃ -P				
	Инверсионная	S				
	Геосинклинальная	Cm-O				
Докембрийский Протерозойский	Геосинклинальная	Pt ₃			Монофациальный филлитовый комплекс (аличурская серия)	
	Активизация	Pt ₁		Комплекс региональных магнезиальных скарнов и биметасоматитов с месторождениями флогопита, талька		

Цикл	Стадия	Возраст	Прииртышское барьерное многоэантиклинальное подня- тие Юго-Западного Алтая Иртышская зона смятия	Многоэантиклинальное поднятие Юго-Западного Памира		
			Палеозойский структурный этаж	Архейский кристаллический фундамент	Позднепротерозойское складчатое основание	Палеозойский струк- турный этаж
Докембрийский	Позднеархейский	Инверсион- ная	Ag ³ ₂	Плагииортоклазовый ультраметаморфический комплекс регионального палингено-метасоматического типа (аплитовидные гранито-гнейсы, аляски-ты)		
		Протогео- синклиналь- ная	Ag ² ₂	Монофациальный метаморфический комплекс амфиболитовой фации—шахдаринская серия, региональная плагioniгматизация метаморфогенно-анатектического типа		
			Ag ¹ ₂	Монофациальный метаморфический комплекс роговообманково-гранулитовой фации—горанская серия. Региональная метаморфогенно-анатектическая плагioniгматизация		

цикл развития фундамента и соответствующий геосинклинальный цикл развития верхнего структурного этажа. В каждом цикле выделена геосинклинальная (или протогоеосинклинальная в применении к позднему архею) и инверсионная стадии, а также стадия активизации. К стадии активизации отнесены постконсолидационные плутоно-метаморфические процессы, оторванные во времени от становления миогеоантиклинального поднятия как жесткой структуры и не сопровождающиеся осадконакоплением. Эти процессы в пределах миогеоантиклинального поднятия, как правило, являются реакцией на геосинклинальное развитие в соседних прогибах.

Рассматриваемые типы разновозрастных миогеоантиклинальных поднятий существенно отличаются по тектоническому режиму, что объясняется особенностями докембрийской истории развития фундамента. Последовательность формирования метаморфических комплексов в докембрийском фундаменте в течение соответствующего фанерозойского тектонического цикла однотипна.

Аумиэза-Нуратинское поднятие располагается на границе типичных эвгеосинклинального и миогеосинклинального прогибов (см. рис. 1).

Прииртышское приразломное миогеоантиклинальное поднятие (Иртышская зона смятия) разделяет миогеосинклинальный прогиб Калба-Нарымской зоны [43] и вторичный эвгеосинклинальный прогиб Рудного Алтая. Миогеоантиклинальное поднятие Юго-Западного Памира располагается внутри миогеосинклинальной системы Южного Памира и граничит на севере с миогеосинклинальным прогибом Юго-Восточного Памира, а на юге с миогеосинклинальным прогибом, расположенным на территории Афганистана (см. рис. 6). Поскольку палеозойская и мезозойская истории развития перечисленных миогеоантиклинальных поднятий в современном эрозионном срезе запечатлены, как правило, в докембрийском фундаменте, рассмотрим особенности этого фундамента в различных поднятиях.

Наиболее глубоко вскрыт докембрийский фундамент в миогеоантиклинальном поднятии Юго-Западного Памира как следствие неоген-четвертичных горообразовательных процессов. Здесь надежно доказывается наличие позднеархейского кристаллического фундамента в Ваханской подзоне и позднепротерозойского складчатого основания в Койтезекской подзоне (см. рис. 6, табл. 13), подвергшихся плутоно-метаморфической и ультраметаморфической активизации в палеозое и мезозое (см. табл. 14). До неогена этот фундамент находился в достаточно высокотемпературных условиях, чем объясняется отсутствие на Памире региональных процессов диафтореза.

В Прииртышском миогеоантиклинальном поднятии широко развиты среднедевонские отложения верхнего структурного этажа. Курчумский блок архейского (?) кристаллического фундамента [43] оказался на поверхности в протерозое в период платформенного этапа развития территории представленной в современной

структуре Калба-Нарымской зоной, и подвергся гипергенным регрессивным изменениям (см. табл. 36, [44]). На геосинклинальной стадии развития Прииртышского приразломного прогиба этот блок фундамента в течение всего девона подвергался региональному диафторезу одновременно с динамометаморфизмом и тектонобластезом осадочных пород среднего девона. Протерозойское складчатое основание в Иртышской зоне смятия отсутствует и, так же как в Ваханской подзоне зоны Юго-Западного Памира (см. рис. 6), палеозойские отложения залегают непосредственно на позднеархейском фундаменте, по составу близком к породам Курчумского блока. Прогрессивный региональный метаморфизм и гранитизация инверсионной стадии развития Прииртышского прогиба в породах Курчумского блока фундамента накладываются на диафториты, которые перекристаллизуются в гнейсы и подвергаются гранитизации. В среднедевонских породах образуется приразломный Иртышско-Маркакульский полифациальный метаморфический пояс.

В Ауминза-Нуратинском миогеоантиклинальном поднятии обнажается только позднепротерозойское складчатое основание, сложенное ауминза-таскаганским монофациальным метаморфическим комплексом филлитов и «зеленокаменных сланцев». С силурийскими инверсионными процессами в миогеоантиклинальном поднятии в позднепротерозойском складчатом основании возникают метаморфогенные структуры типа термальных «антиклиналей», сложенные полифациальными (зональными) полиметаморфическими комплексами (см. рис. 1).

На примере изучения глубоко эродированных миогеоантиклинальных поднятий типа Юго-Западного Памира, а также подобных структур на Урале, выявленных Г. А. Кейльманом [18], четко устанавливается связь по вертикали термальных «антиклиналей» с процессами гранитизации в активизированных блоках архейского фундамента, наличие которого в глубоких сечениях расстраиваемых структур подтверждается выходами его на поверхность.

Для выяснения глубины залегания гранитизированных пород архейского фундамента в Ауминза-Нуратинском миогеоантиклинальном поднятии были привлечены геофизические данные. Анализ регионального гравитационного и магнитного поля на территории Ауминза-Нуратинского поднятия, сделанный Т. А. Аргутиной, показал, что на фоне относительно пониженных и согласующихся по знаку значений ΔT_a и Δg выделяются локальные магнитные аномалии 150—200 гамм, а региональные 50—100 гамм. В выявленных при картировании термальных «антиклиналях» внешняя изограда метаморфизма (изограда хлорита) совпадает с контурами магнитных аномалий. Изучение магнитной восприимчивости метаморфических пород различного состава и степени метаморфизма показало, что максимальная магнитная восприимчивость наблюдается в metabazитах низов разреза ауминзинской свиты верхнего протерозоя, метаморфизованных в зоне биотита и роговой обманки, т. е. в биотит-мусковитовой субфации фации зеленых сланцев и эпидот-

амфиболитовой фации, в то время как вышележащие породы таскаганской свиты верхнего протерозоя и отложения нижнего палеозоя практически не магнитны.

Расчеты, произведенные по магнитным аномалиям с учетом магнитной восприимчивости пород, показали, что магнитоактивными массами, с которыми связаны магнитные аномалии, являются обогащенные метабазами метаморфизованные породы низов разреза верхнего протерозоя; магнитоактивный горизонт имеет пластообразную форму (рис. 28). Отметки кровли магнитоактивного горизонта изменяются от 0 до 3 км. Наименьшая глубина верхней кромки этого горизонта отмечена в Ауминзатауской термальной «антиклинали», где метабазиты ауминзинской свиты обнажаются в ядре метаморфогенной и совпадающей с ней складчатой структурах. Наиболее глубокое залегание верхней кромки — в районе гор Джетымтау (см. рис. 1), где обнажаются очень слабо метаморфизованные породы ауминзинской свиты («зеленокаменные сланцы»). В Мурунтауской термальной «антиклинали» (см. рис. 28) верхняя кромка магнитоактивного горизонта располагается на глубине 1,5—2,0 км; в Северо-Нуратинском хребте магнитные аномалии не фиксируются. Расчеты нижних кромок показали, что наибольших размеров (4,5—5 км) магнитоактивный горизонт достигает в Джетымтау, где слабо вскрыта метаморфогенная структура (см. рис. 1), нижняя кромка его здесь залегает на глубине 7—8 км. В Мурунтауском районе метаморфогенная структура сильнее эродирована (см. рис. 28), нижняя кромка на глубине 4—5 км, верхняя — 1,5—2 км, а мощность магнитоактивного горизонта 2,5—3 км. В Ауминзатауской термальной структуре этот горизонт имеет мощность не более 3 км. Магнитоактивные горизонты везде подстилаются немагнитным слабо дифференцированным по плотности субстратом, не оказывающим влияния на локальные магнитные и гравитационные аномалии. По плотности этот субстрат занимает промежуточное положение между метаморфическими и гранитными магматическими породами и близок к гранитизированным гнейсовым толщам фундамента.

Таким образом, устанавливается прямая зависимость глубины залегания нижней кромки магнитоактивных метаморфических пород от степени эрозии метаморфогенных структур, а следовательно, от вертикальной метаморфической зональности. Нижней кромкой магнитовозмущающих объектов должна быть зона, лишенная магнитных минералов. Такой зоной, очевидно, является область регионального проявления процессов гранитизации, из которой выносятся все ферромагнитные компоненты и в том числе ферромагнетики. Процессы региональной гранитизации наблюдаются в архейском фундаменте на границе его со складчатым основанием, как свидетельствует изучение обнаженных выступов этого фундамента. Поэтому нижнюю кромку магнитовозмущающих объектов в Ауминза-Нуратинском поднятии можно отождествить с границей блока архейского фундамента, подвергнувшегося ультраметаморфической активизации в силуре.

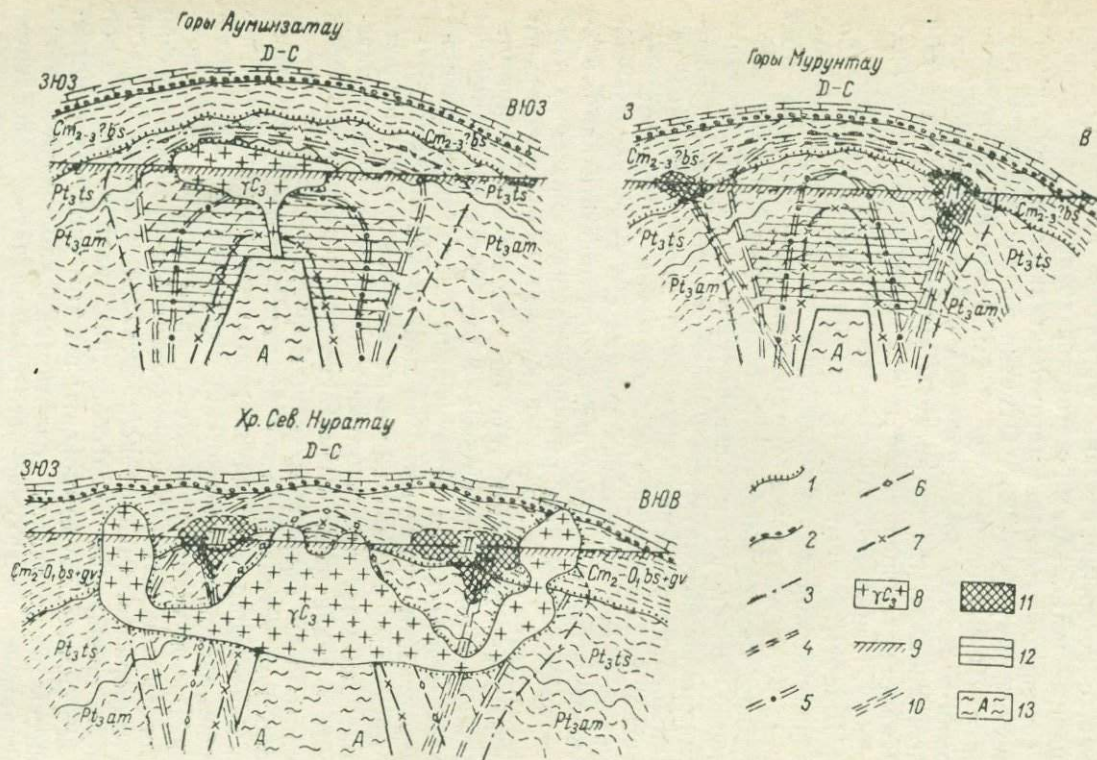


Рис. 28. Схема вертикальной метаморфической и тектонической зональности различных метаморфогенных структур Аумизата-Нуратинского поднятия, положение магнитовозмущающего объекта и блоков архейского кристаллического фундамента. 1 — поверхность стратиграфического и структурного несогласия между нижним палеозоем и верхним протерозоем; 2 — поверхность стратиграфического и структурного несогласия между нижним палеозоем и карбонатными толщами нижнего девона. Силурийские термальные

«антиклиналь»; *изоград*; 3 — хлорита, 4 — биотита, 5 — амфибла и плагиоклаза, 6 — амфиболов и плагиоклаза, 7 — ставролита (в Мурунтау это предполагается изограда, ограничивающая псевдую зону амфиболитовой фации); 8 — герциковые гранитные интрузии; 9 — современная поверхность эрозионного среза; 10 — рудоподводящие тектонические зоны; 11 — площадки, сложенные гидротермально-метасоматическими интрузивными породами, перспективными на золоторудную минерализацию мурунтауского типа (М — Мурунтауское рудное поле, 11 — Катая-Сенгябская; 111 — Кошсай-Бешмолинская); 12 — область магнитоактивных пород; 13 — предполагаемые блоки архейского кристаллического фундамента.

Верхнепротерозойское складчатое основание, Р1а1s — ауминзская свита, Р1а1s — таскаганская свита; Р1а1s — нижнелазовской стратиграфический этаж; Сm2-3 bs — бесапанская свита; Сm2-3 bs + gv — нерасчлененные отложения бесапанской и «живачинской» свит; D-C — нерасчлененные карбонатные отложения девона и карбона.

Как следует из вышеизложенного, глубина залегания архейского фундамента в различных участках Ауминза-Нуратинского поднятия различная (см. рис. 28). В районе Ауминзатау архейский фундамент предполагается на глубине около 3 км, в Мурунтауском районе — на глубине около 5 км, в горах Джетымтау — на глубине около 8 км, а в Северо-Нуратинском хребте — на глубине менее 3 км. Последнее подтверждается выходом на поверхность пород амфиболитовой фации в ядре термальной «антиклинали» и параавтохтонных гранитных интрузий, перемещенных из неглубоко залегающей зоны региональной гранитизации и гранитного магмообразования.

Таким образом, несмотря на различия в докембрийской истории развития фундамента изученных миогеоантисклинальных поднятий, в них всегда присутствует архейский кристаллический фундамент. Для фанерозойской истории развития этих поднятий характерна приуроченность полифациальных зональных метаморфических комплексов к инверсионной стадии, а гранитоидных интрузивно-магматических комплексов к постконсолидационной стадии активизации (см. табл. 36).

ТИПЫ МЕТАМОРФОГЕННЫХ СТРУКТУР В ФАНОРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ И РОЛЬ ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА В ИХ ОБРАЗОВАНИИ

Метаморфогенные куполообразные структуры впервые выявлены на щитах в архейских метаморфических регионально-гранитизированных сериях. Они получили название «гранито-гнейсовых куполов» вследствие изометричной в плане формы, напоминающей соляные купола. Гранито-гнейсовые купола сложены интенсивно гранитизированными гнейсами и иногда имеют форму интрузий, которые назывались антиклинал-плутонами. По мнению Е. Вегмана [76], гранито-гнейсовые купола образуются в результате диапиризма мобилизованных в процессе гранитизации и мигматизации гнейсовых толщ архея.

В карелидах Восточной Финляндии П. Эскола [59] выделил метаморфогенные купольные структуры, которые назвал «окаймленными» гнейсовыми куполами. Характерной особенностью этих структур является наличие гнейсового или гранито-гнейсового ядра, окаймленного метаморфизованными

стратифицированными осадочно-вулканогенными породами, в которых слоистость параллельна контактам купола и сланцеватости гнейсов ядра. В породах осадочного окаймления проявлена горизонтальная метаморфическая зональность со сменой высокотемпературных зон низкотемпературными в направлении от контакта с гнейсовым ядром. Окаймленные гнейсовые купола имеют в плане изометричную (округлую) или овальную форму. По представлениям П. Эскола, окаймленные гнейсовые купола возникают в результате мобилизации мигматизированных и гранитизированных плутонических пород архейского фундамента, образовавшихся в более ранний тектонический цикл, и последующего диапиризма мобилизованных масс. Необходимым условием для возникновения окаймленных гнейсовых куполов является проявление двух фаз складчатости, а следовательно, в окаймленных гнейсовых куполах обязательно присутствуют два разновозрастных структурных этажа, которые одновременно участвуют в куполообразовании. При этом структурное несогласие между этими этапами полностью затушевывается, и в гнейсовом ядре, сложенном породами фундамента, возникают линейность и полосчатость, которые параллельны поверхности несогласия и совпадают со слоистостью метаморфизованных осадочных пород верхнего структурного этажа. Несогласие между ними сохраняется в межкупольных участках, а в ядре купола контакт согласный.

В фанерозойских складчатых областях метаморфогенные структуры типа окаймленных гнейсовых куполов обнажаются в корневых частях миогеоантиклинальных поднятий. Они описаны, например, в Аппалачах.

В Восточном Забайкалье С. М. Синицей [38] описан Цаган-Олуевский мезозойский окаймленный гнейсовый купол. Ядро купола сложено домезозойскими гнейсовидными гранитоидами, которые с базальными конгломератами в основании перекрываются осадочными породами нижней юры. В процессе куполообразования, связанного с гранитизацией пород домезозойского фундамента, происходит прогрессивный метаморфизм юрских отложений, облекающих ядро купола. Все породы купола прорываются постметаморфическими мезозойскими гранитами и перекрыты отложениями нижнего мела.

Значительно шире распространены в фанерозойских складчатых областях метаморфогенные структуры, приуроченные к брахиантиклиналям и характеризующиеся концентрически-зональным расположением зон метаморфизма. Сечения изотермических поверхностей, или изоград, ограничивающих зоны метаморфизма различных фаций, оконтуривают площадь, имеющую в плане овальную, а в разрезе куполообразную форму. Горизонтальная метаморфическая зональность в этих структурах аналогична зональности, наблюдаемой в осадочном обрамлении гнейсовых куполов. Это дает основание полагать, что рассматриваемые метаморфогенные структуры представляют собой слабо эродированные гнейсовые купола. Для таких структур, сложенных преимущественно

различными метаморфическими сланцами, В. К. Кеннеди [62] предложил термин «термальная антиклиналь». Примером этой структуры В. К. Кеннеди считал классическую область развития горизонтальной метаморфической зональности Шотландского нагорья. Метаморфическое ядро термальных «антиклиналей» Шотландского нагорья представлено кианит-силлиманитовыми и андалузит-ставролит-силлиманитовыми кристаллическими сланцами, образующимися по породам верхнепротерозойского складчатого основания. Низкотемпературные метаморфические сланцы развиваются в породах нижнепалеозойского структурного этажа, окаймляющих термальную «антиклиналь». Возраст прогрессивного регионального метаморфизма — силурийский. Термальные метаморфические «антиклинали» являются одной из распространенных структурных форм проявления полифациальных зональных метаморфических комплексов.

Г. А. Кейльман [18] на Урале выделил и детально изучил ряд гнейсо-мигматитовых и метаморфических комплексов куполообразного строения, которые приурочены к геоантиклинальным поднятиям и раньше также трактовались как синорогенные плутоны.

Впервые метаморфогенная природа Уфалейского «массива» выявлена Г. М. Виноградской [8].

Сравнительный анализ разновозрастных и разнотипных метаморфогенных куполообразных структур позволяет сделать вывод, что они представляют собой различные эрозионные срезы генетически единой глубинной структуры, возникновение которой связано с одним этапом регионального плутонического метаморфизма и ультраметаморфизма сиалического профиля. Структурной формой проявления полифациальных метаморфических комплексов зон глубинных разломов являются метаморфические пояса [45] с линейной горизонтальной метаморфической зональностью.

Итак, в фанерозойских складчатых областях можно выделить четыре морфологических типа метаморфогенных структур, сложенных полифациальными (зональными) метаморфическими комплексами сиалического профиля.

1. Гранито-гнейсовые купола (синонимы: реоморфические интрузии, диопир-плутоны, мигматит-плутоны). Образуются, как правило, в архейском кристаллическом фундаменте разновозрастных складчатых систем и имеют различный возраст.

2. Окаймленные гнейсовые купола. В их формировании участвуют породы архейского кристаллического фундамента, протерозойского складчатого основания и разновозрастного верхнего структурного этажа.

3. Термальные метаморфические «антиклинали». Сложены кристаллическими и метаморфическими сланцами различных фаций метаморфизма. В их образовании принимают участие протерозойское складчатое основание и верхний палеозойский или мезозойский структурный этаж данной складчатой системы.

4. Метаморфические пояса. Приурочены к зонам глубинных разломов и возникают в результате прогрессивного регионального

плутонического метаморфизма пород верхнего структурного этажа складчатой системы.

Из рассмотрения разновозрастных и разнотипных метаморфогенных структур, образующихся в постархейских складчатых областях в результате регионального плутонического метаморфизма и ультраметаморфизма сиалического профиля, вытекают два важных вывода:

1. В образовании этих структур всегда участвуют различные структурные этажи. Иными словами, разновозрастные процессы прогрессивного регионального плутонического метаморфизма накладываются на разновозрастные складчатые комплексы, испытавшие различный уровень первичной перекристаллизации, связанной с геосинклинальным региональным метаморфизмом.

2. Магматические интрузии, являющиеся конечным продуктом процессов регионального плутонического метаморфизма и ультраметаморфизма сиалического профиля, образуются в результате магматического замещения метаморфических пород в уже частично консолидированных метаморфогенных структурах. Разрыв во времени между образованием этих структур и магматическим замещением может быть различным.

Восстановление уровня первичной перекристаллизации пород (фации геосинклинального регионального метаморфизма), слагающих различные структурные этажи, позволяет определить возраст этих пород, а следовательно, и возраст фундамента, участвующего в куполообразовании. Докембрийский фундамент в фанерозойских складчатых областях, не затронутый процессами прогрессивного регионального плутонического метаморфизма и ультраметаморфизма, представлен: а) филлитовыми монофациальными метаморфическими комплексами рифея; б) монофациальными комплексами хлорит-эпидот-мусковитовых и альбит-эпидот-актинолитовых сланцев нижнего-среднего протерозоя (?); в) позднеархейскими монофациальными комплексами гнейсов и г) раннеархейскими (?) гранулитовыми и гранулитогнейсовыми монофациальными комплексами.

Возраст метаморфической зональности, т. е. образования метаморфогенной куполообразной структуры всегда моложе возраста пород окаймления или «крыльев» этой структуры, принадлежащих верхнему структурному этажу данной складчатой системы, и отвечает возрасту главной инверсии в конкретных зонах геосинклинально-складчатой системы, а не всей системы в целом.

На основании вышеизложенного можно сделать вывод, что метаморфогенные структуры являются полихронными и гетерогенными образованиями, в глубоких сечениях которых всегда присутствует архейский кристаллический фундамент. Активизация блоков этого фундамента, играющих роль гипоцентров полихронной гранитизации, мобилизация, реоморфизм и последующий диапиризм подвижных масс — главные причины образования куполообразных метаморфогенных структур в фанерозойских складчатых областях, где они приурочены к миогеоантиклинальным поднятиям.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

ПРИНЦИПЫ ТИПИЗАЦИИ ПРОЦЕССОВ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В основе типизации любого геологического процесса лежит его природа (генезис), которая и определяет отличие одного процесса от другого. Хорошо известны три группы процессов: литогенез, магматизм и метаморфизм, в которых можно выделить родственные процессы, также отличающиеся по своей природе. Каждый процесс протекает в определенных условиях: физико-химических, климатических, геотектонических, геодинамических и др., которые определяют появление тех или иных фаций осадочных, плутонических, вулканических и метаморфических пород. Набор фаций пород — следствие условий проявления определенного процесса, а не причина, поэтому не может лежать в основе типизации этого процесса. В этой связи термодинамические условия проявления процесса регионального метаморфизма, определяющие минеральные парагенезисы или фации метаморфизма, сами по себе не характеризуют тип регионального метаморфизма.

Неразрывная связь регионального метаморфизма с цикличностью (ритмичностью) Земли, вполне закономерное проявление этих процессов на определенных стадиях циклов различного порядка, необратимость и направленность процессов, определяющих их различную природу, требуют прежде всего геолого-генетического подхода к их типизации. Это же относится и к метаморфическим комплексам, представляющим собой закономерные ассоциации метаморфических пород, образующихся в результате процессов регионального метаморфизма.

Типизация на фациальной основе

Основоположник фациальной типизации процессов регионального метаморфизма А. Миаширо [64] предложил выделять три типа минеральных парагенезисов под названием фациальных серий, отличающихся по давлению. На примере изучения зональных метаморфических ассоциаций Тихоокеанского складчатого

пояса А. Миаширо выделил следующие типы фациальных серий, которые назвал типами метаморфизма: андалузит-силлиманитовый (низкого давления), дистен-силлиманитовый (высокого давления) и жадеит-глаукофановый (наиболее высокого давления). Каждый тип фациальной серии отличается набором фаций, изменяющихся по температуре. Выделение перечисленных серий основано на экспериментальных данных изучения системы андалузит—силлиманит—дистен и на анализе равновесия реакции: жадеит + кварц = альбит. Дистен-силлиманитовый тип отличается от андалузит-силлиманитового появлением дистена вместо андалузита и исчезновением кордиерита.

А. Миаширо пользуется термином «метаморфический пояс», отождествляя его с понятием «складчатый пояс» как крупной геотектонической единицей. По А. Миаширо, метаморфические пояса андалузит-силлиманитового типа образуются ближе к континенту, а пояса жадеит-глаукофанового типа — ближе к океану. Эта закономерность в целом подтверждается и для материковых областей, где Б. Я. Хоревой [45, 51] показано, что андалузит-силлиманитовые и дистен-силлиманитовые ассоциации характерны для миогеосинклиналей, а жадеит-глаукофановые — для эвгеосинклиналей (табл. 38).

Идеи А. Миаширо были полностью восприняты коллективом геологов ИГД АН СССР, которыми на этих принципах под руководством В. А. Глебовицкого составлена карта метаморфических поясов СССР. Сущность этих принципов изложена в монографии коллектива авторов [28]. Принятый в монографии термин «метаморфический пояс» в понимании А. Миаширо как складчатый пояс представляется неудачным вследствие его неопределенности, так как процессы регионального метаморфизма в пределах складчатого пояса распространены не повсеместно, а локализованы в определенных структурах, более частных и возникающих на определенных стадиях развития складчатого пояса. Кроме того, термин «пояс» в частном случае применим только к строго линейным структурам, в то время как складчатые пояса являются глобальной структурой и могут иметь и мозаичное строение.

Нами [45] термин «метаморфический пояс» применяется к ассоциациям метаморфических пород, слагающим линейные зоны, приуроченные к глубинным разломам и имеющие протяженность сотни километров при ширине 10—20 км (например, выявленный Б. Я. Хоревой [43] Иртышско-Маркакульский метаморфический пояс).

На основе анализа типа фациальной серии метаморфических пород в складчатых поясах и последовательности их образования В. А. Глебовицкий приходит к заключению о закономерной смене петрологических типов регионального метаморфизма, отличающихся режимом давления...», которые характеризуют «цикл метаморфизма, объединяющий ряд сравнительно непродолжительных событий и эпизодов» [10, с. 280].

Цикл метаморфизма, как следует из приведенной цитаты, понимается исключительно как временная категория. В действительности же смена петрологических типов регионального метаморфизма происходит не только во времени, но и в пространстве в пределах складчатого пояса по мере его развития.

Таким образом, концепция фациальных серий и метаморфических поясов в понимании А. Миширо и В. А. Глебовицкого направлена на выяснение «изменения во времени термодинамического режима подвижной области, что находит отражение в возникновении ассоциаций горных пород, специфических для каждого этапа эволюции» [10, с. 269]. Не рассматриваются геологические факторы и причины этого изменения во времени и в пространстве в пределах складчатого пояса, так как ассоциации метаморфических пород не изучаются как геологические объекты, а лишь как совокупность определенных минеральных парагенезисов, являющихся показателем термодинамических условий регионального метаморфизма.

В основе типизации регионального метаморфизма и ассоциаций метаморфических пород, предложенной Н. Л. Добрецовым и другими [28], также лежит фациальный принцип в сочетании с морфологией областей проявления регионального метаморфизма. Характеристика минеральных парагенезисов дана в соответствии со схемой фаций, разработанной этими исследователями [12]. В предложенной классификации каждая область проявления регионального метаморфизма, отличающаяся набором фаций, выделяется в самостоятельный «тип метаморфизма» [28].

Таким образом, различными исследователями предлагается разное количество фациальных серий, именуемых как «тип метаморфизма». Если учесть все возможные в природе сочетания геологических и термодинамических условий проявления регионального метаморфизма, то число типов фациальных серий может быть преумножено, но это не значит, что возможно бесконечное число типов метаморфизма как вполне определенного геологического процесса.

Типизация метаморфических комплексов на геохимической и петрохимической основе произведена А. А. Маракушевым [27], который объединил их в четыре ряда метаморфических формаций: А — эклогит-спилитовый, Б — гнейсо-сланцево-сланцевый, Б_I — плагиогнейсо-жедритовый, Б_{II} — мигматито-сланцево-сланцевый. Каждый из этих рядов, по А. А. Маракушеву, характеризуется специфическим профилем метасоматоза: ряд А формируется в условиях натрового метасоматоза, десициации, магnezияльного метасоматоза и выноса кальция; ряд Б_I — калинатрового, а иногда и кремниевое и плагиогранитизации; Б_{II} — калиевого метасоматоза. В развитии подвижных областей наблюдается закономерная смена рядов в направлении А—Б_I—Б_{II}.

В предложенной схеме отражена давно известная общая геохимическая тенденция в развитии геосинклинального плутонизма от натрового к калиевому профилю, которая непосредственно от-

ношения к проблеме регионального метаморфизма не имеет. Прежде всего термин «формация» употребляется довольно произвольно, так как из перечня пород, характеризующих каждый из рядов — «метаморфических формаций», видно, что объединяются в формуацию совершенно разные по генезису породы, связанные с различными самостоятельными процессами, а именно: метаморфические, ультраметаморфические, метасоматические и магматические. Какое отношение к метасоматическим породам имеют, например, плагиогнейсы — типичные метаморфические парапороды, пользующиеся широким распространением в архейских толщах? О какой же формации может идти речь, когда необходимым условием любой геологической формации является парагенезис входящих в нее пород, т. е. связь с одним и тем же геологическим процессом.

Главный дефект классификации, предложенной А. А. Маракушевым, — объединение в один непонятный метаморфическо-метасоматический процесс различных хорошо известных процессов — метаморфического, метасоматического, ультраметаморфического и магматического.

Таким образом, несмотря на вариации в типизации процессов регионального метаморфизма на фациальной основе, все схемы отражают общее стремление придать термодинамическим условиям метаморфогенного минерало- и пороодообразования главенствующую роль в типизации этих процессов. По существу во всех перечисленных схемах типизации речь идет не о типах метаморфизма, а о типах фациальных серий, характеризующих различные термодинамические условия проявления одного типа регионального метаморфизма, ибо везде рассматриваются полифациальные (зональные) ассоциации пород. Именно на примере этих ассоциаций метаморфических пород и разработал А. Миширо принцип фациальных серий.

Физико-химическое направление в изучении метаморфических пород весьма плодотворно главным образом в области разработки и совершенствования принципа метаморфических фаций на точной количественной основе.

Геолого-генетическая типизация

Под метаморфизмом мы понимаем процесс, при котором не происходит существенного изменения химического состава исходной породы, а реакции метаморфогенного минералообразования протекают в твердом состоянии при незначительном участии жидкой или газообразной фазы независимо от ее источника.

Региональный метаморфизм, подобно другим региональным геологическим процессам — отражение геологической истории развития Земли как планеты. В соответствии с табл. 14 геологическая история развития Земли разделяется на три крупных этапа, отличающихся тектоническим или геодинамическим режимом: догеосинклинальный, протогеосинклинальный и геосинклинальный с раз-

личной, уменьшающейся в истории Земли, длительностью и величиной среднего (фонового) кондуктивного теплового потока. В течение этих этапов формируются соответствующие складчатые области: догеосинклинально-складчатые—раннеархейские (раннеархезойские), протогоосинклинально-складчатые—позднеархейские (позднеархезойские) и геосинклинально-складчатые—протерозойско-фанерозойские. Формирование этих областей происходит в течение наиболее крупных качественно отличных друг от друга мегациклов, которые разделяются на циклы, а последние на стадии. Догеосинклинальный и протогоосинклинальный циклы изучены недостаточно, поэтому практически не расчленены на циклы более мелкого порядка и рассматриваются в целом.

В каждом цикле выделяются собственно геосинклинальная (до- и прото-) и инверсионная стадии, которые отличаются не только знаком движений, но и качеством геологических процессов. С точки зрения петрогенетических особенностей регионального метаморфизма эти стадии также существенно отличаются. На геосинклинальной стадии (включая раннюю стадию догеосинклинального и протогоосинклинального циклов) происходит формирование стратифицированных осадочных и вулканических пород и их первичная, преимущественно изохимическая, равномерная и однородная перекристаллизация, сближенные во времени.

На инверсионной стадии происходит повторный неравномерный и неоднородный (зональный) метаморфизм перекристаллизованных стратифицированных пород с участием глубинных растворов, гранитизация и палингенно-метасоматический ультраметаморфизм. В соответствии с этим Б. Я. Хоревой предложено выделять два геолого-генетических типа регионального метаморфизма: первый тип — наиболее ранний, геосинклинальный динамогеотермический и второй тип — более поздний, инверсионный плутонический метаморфизм. Терминами «динамогеотермический» и «плутонический» подчеркивается связь первого типа со средним кондуктивным тепловым потоком и складкообразованием, а второго — с относительно локализованными областями повышенного теплового потока, связанного с конвективным выносом глубинного тепла растворами и расплавами. Первый тепловой поток создает средний геотермический градиент, а второй — геотермические аномалии.

Сравнительный анализ степени первичной перекристаллизации разновозрастных стратифицированных толщ на щитах и в складчатых областях территории СССР, проведенный в процессе составления карты метаморфизма [46], показал, что наиболее интенсивная высокотемпературная первичная перекристаллизация характерна для архейских супракрустальных толщ догеосинклинального и протогоосинклинального циклов. Этот факт свидетельствует о специфических, не повторяющихся позже, условиях процесса седиментации, складчатости и первичного регионального метаморфизма в архее [19, 24], протекающих в обстановке высокого среднего кондуктивного теплового потока, резко отличного от постархейского мегацикла.

Учитывая тот факт, что гнейсовые и гранулитовые комплексы щитов имеют однородный монофациальный характер первичного регионального метаморфизма, выдержанный в одной фации, на больших пространствах всех щитов, можно сделать вывод, что средний тепловой поток на ранних этапах геологической истории развития Земли был слабо дифференцирован, так же как и в последующие мегациклы, но резко отличался по величине. Одновременно с процессами первичного догеосинклинального и протогеосинклинального регионального метаморфизма в архее протекают процессы метаморфогенно-анатектического ультраметаморфизма гнейсо-гранулитовых толщ, имеющие также равномерный, повсеместный характер. С ними связано образование послонных плаггиогматитов-анатектитов и полосчатых гнейсов — продуктов послонной метаморфической дифференциации вещества в процессе высокотемпературной перекристаллизации.

К рубежу архей—протерозой приурочен скачок в степени первичной перекристаллизации стратифицированных пород, который связан с резким уменьшением величины поверхностного кондуктивного теплового потока в результате, по-видимому, вымирания радиоактивных изотопов и как следствие этого уменьшения количества радиогенного тепла. Этот скачок знаменует переход к геосинклинальному этапу развития Земли (заложение геосинклиналей и образование чехла древних платформ). В течение протерозоя наблюдается также скачкообразное, но менее резкое уменьшение степени первичной перекристаллизации стратифицированных пород, и в палеозое региональный динамогеотермический метаморфизм представлен начальной стадией и эпигенезом.

Скачкообразное изменение степени первичной перекристаллизации стратифицированных пород на границах циклов и структурных этажей — отражение скачкообразного развития ритмичности Земли, выраженное в фазах складчатости и тектонических циклах. Судя по отсутствию горизонтальной зональности в распределении в пространстве первичных минеральных парагенезисов, процессы первичной перекристаллизации пород для данного этапа метаморфизма протекали в постоянных термодинамических условиях. В архее повышенные давления при региональном метаморфизме I типа могли быть связаны с расширением Земли. Следствием постоянства термодинамических условий в течение одного этапа проявления регионального динамогеотермического метаморфизма является образование монофациальных ассоциаций метаморфических пород или комплексов.

Смена высокотемпературных монофациальных метаморфических комплексов низкотемпературными в истории развития Земли — отражение необратимого процесса охлаждения планеты. Монофациальные метаморфические комплексы различных фаций метаморфизма фиксируют различные мегациклы, которые подразделяются на циклы, состоящие из стадий развития.

По степени скачкообразности проявления первичной перекристаллизации геосинклинальных (до- и прото-) толщ можно выде-

лить два крупнейших мегацикла: архейский, включающий до- и протогeosинклинальные этапы развития Земли, и протерозойско-фанерозойский, включающий геосинклинальный этап развития Земли. Различия, наблюдаемые в пределах указанных мегациклов на границах отдельных циклов, не соизмеримы с различиями на границе мегациклов, отвечающей рубежу архей (археозой) — протерозой.

Архейский (археозойский) мегацикл. В архейском мегацикле на современной стадии изученности можно выделить только два цикла: раннеархейский—догеосинклинальный, в течение которого формировались монофациальные метаморфические комплексы гранулитовой фации, и позднеархейский—протогeosинклинальный, в течение которого формировались монофациальные метаморфические комплексы роговообманково-гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фаций. Эта закономерность, выявленная впервые нами при составлении карты метаморфизма СССР, подтверждена работами большого коллектива геологов ИГГД АН СССР под руководством А. Н. Неелова [26] на материале юго-востока Восточной Сибири. В течение архейского мегацикла был создан первичный гранитно-метаморфический слой земной коры континентального типа.

Протерозойско-фанерозойский геосинклинальный мегацикл. По характеру геосинклинального регионального метаморфизма этот мегацикл разделяется на два цикла второго порядка — протерозойский и фанерозойский, в пределах которых выделяются тектонические циклы третьего порядка. В протерозойском цикле второго порядка выделяется два тектонических цикла.

Раннепротерозойский, раннегеосинклинальный цикл, представленный стратифицированными монофациальными метаморфическими комплексами фации хлорит-эпидот-мусковитовых и альбит-эпидот-актинолитовых метаморфических сланцев (фация зеленых сланцев). В течение этого цикла сформировались складчатые системы карелид.

Позднепротерозойский (рифейский) геосинклинальный тектонический цикл характеризуется филлитовыми стратифицированными монофациальными метаморфическими комплексами фации хлорит-соссюрит-фенгитовых микрокристаллических сланцев в миогеосинклиналях и фации зеленых сланцев в эвгеосинклиналях. В течение этого цикла сформировались складчатые системы байкалид.

Фанерозойский цикл второго порядка подразделяется на четыре тектонических цикла: каледонский—нижнепалеозойский; варисский—средне-верхнепалеозойский, киммерийский—мезозойский, альпийский — третичный.

Намечаются геосинклинальные системы сквозного развития, которые формировались в течение каледоно-варисского (Урал, Южный Тянь-Шань) или варисско-киммерийского (Южный Памир), киммерийско-альпийского (Центральный Памир) циклов. В таких сдвоенных тектонических циклах также наблюдаются раз-

личия по уровню первичной перекристаллизации разновозрастных стратифицированных геосинклинальных отложений.

Для нижнепалеозойских стратифицированных геосинклинальных отложений каледонид характерна начальная ступень регионального динамогеотермического метаморфизма, соответствующая фации хлорит-гидрослюдистых аспидных сланцев (табл. 37). Геосинклинальные отложения других циклов фанерозойского мегацикла, как правило, подвергаются первичной перекристаллизации, соответствующей эпигенезу. В фанерозойских складчатых системах вследствие в целом низкого уровня первичной перекристаллизации стратифицированных пород наблюдаются заметные отличия в этом уровне для мио- и эвгеосинклиналей; однако эта перекристаллизация не поднимается до уровня фации зеленых сланцев. Слабометаморфизованные и неизменные осадочные и вулканические породы, образовавшиеся в течение протерозойско-фанерозойского мегацикла, формируют современный осадочный слой земной коры континентального типа.

Выявленная нами эмпирическая закономерность в эволюции термодинамических условий геосинклинального регионального метаморфизма в истории развития Земли (см. табл. 37), выраженная в смене первичных минеральных парагенезисов метаморфизованных стратифицированных пород разновозрастных монофациальных метаморфических комплексов от высокотемпературных к низкотемпературным, нарушается в результате полиметаморфизма. К геосинклинальной стадии приурочены также процессы тектонобластеза, связанные с перемещением по конседиментационным надвигам, а кроме того, первичный региональный метаморфизм затушеван более поздними процессами катакластического метаморфизма. Отличия первичного геосинклинального регионального метаморфизма от локальных тектонобластеза и дислокационного приведены в табл. 38. Существенно искажается картина первичного метаморфизма в участках проявления инверсионного регионального плутонического метаморфизма, с которым связано образование охарактеризованных выше метаморфогенных структур.

Региональный метаморфизм второго типа — региональный плутонический, приурочен к положительным геотермическим аномалиям с повышенным резко дифференцированным тепловым потоком, которые развиваются на фоне среднего «нормального» для данного этапа развития Земли, слабо дифференцированного теплового потока.

Предполагается [22], что положительные геотермические аномалии возникают в участках поступления глубинных растворов, образующихся в процессе дегазации мантии, и сопровождающих их плутонических масс. По мере охлаждения растворов процессы минералообразования разделяются на две стадии. Сначала они идут с увеличением температуры — прогрессивный этап, а затем с уменьшением температуры — регрессивный этап. Роль растворов возрастает на регрессивном этапе регионального плутонического

Ряд фаций регионального динамогеотермического метаморфизма

Генетический тип метаморфического комплекса — формации	Метаморфическая зональность		Возраст	Давление, кбар	Температура, °С	Серия фаций (для этапа становления метаморфического комплекса)	Ведущий процесс минералообразования	
	Горизонтальная	Вертикальная						
Монофациальные метаморфические комплексы (серии стратифицированных метаморфических пород)	В пределах одного метаморфического комплекса первичная горизонтальная зональность отсутствует	Тектоно-метаморфическая	Палеозойский структурный этаж	Pz ₁	1—2,5	100—150	Фация хлорит-гидрослюдистых аспидных сланцев (по терригенным), зеленокаменная фация (по вулканогенным породам)	Изохимическая перекристаллизация
			Байкальское складчатое основание	Pt ₃	2,5—5	150—250	Фация хлорит-соссюрит-серицитовых (фенгитовых) микросланцев (по терригенным) и пренит-пумпеллитовая фация „зеленокаменных“ сланцев (по вулканогенным породам)	
			Карельское складчатое основание	Pt ₁₋₂	3—5	250—350	Фация хлорит-эпидот-мусковитовых сланцев (по глинистым) и хлорит-альбит-эпидот-актинолитовых сланцев (по мергелистым и вулканогенным породам)	
			Кристаллический архейский фундамент	А	5—8	500—600	Фация гранат-биотит-плагноклазовых гнейсов (по глинистым) и амфиболитов (по мергелистым и вулканогенным породам)	
5—8	600—650	Фация роговообманковых и биотитовых гранулитов						
6—9	700—800	Фация пироксеновых гранулитов						

ТАБЛИЦА 88

Сравнительная характеристика процессов регионального динамогеотермического метаморфизма и локальных тектонобластеза (динамометаморфизма) и дислокационного (катакластического) метаморфизма (по Б. Я. Хоревой)

Факторы метаморфизма	Региональный динамогеотермический метаморфизм	Локальный тектонобластез (динамометаморфизм)	Дислокационный (катакластический) метаморфизм
Источник тепла и температура	Радиогенное тепло, количество которого в земной коре определяет величину среднего или „нормального“ геотермического градиента, меняющегося во времени; температура разная	Тепло пластических тектонических движений (механическое), обычно не превышает 150—200° С (тепло кристаллизации)	Отсутствие термального фактора
Источник давления	Литостатическое давление, определяемое глубиной погружения осадков и водное давление	Исключительно стрессовые напряжения, вызванные сквозными дифференциальными движениями	Давление хрупких деформаций (тектоническое давление)
Тип тектонических процессов	Колебательные тектонические движения, формирование конседиментационных и первичных складчатых структур	Пластические деформации в зонах глубинных разломов, надвигообразование, формирование вторичных складчатых структур и зон повышенного расщепления	Механическое дробление в зонах блоковых перемещений, истирание и тектоническое течение материала
Микроструктурная характеристика	Тектонитовый узор микроструктурных диаграмм, кристаллизационная сланцеватость и линейность	Четко выраженный тектонитовый узор микроструктурных диаграмм. Преимущественно плоскостная ориентировка минералов	Как правило, отсутствие четко выраженного тектонитового узора (за исключением милонитов)
Источник и состояние подвижной фазы	Водные и надкритические растворы различной температуры, порового и дегидратационного происхождения	Преимущественно поровые и реже дегидратационные водные растворы невысокой температуры	Поровый водный низкотемпературный раствор
Ведущий процесс минералообразования	Изохимическая перекристаллизация	Изохимическая перекристаллизация	Отсутствие перекристаллизации, катаклаза и милонитизации
Физическое состояние среды	Обстановка умеренного сжатия	Обстановка сжатия и интенсивных межгранулярных дифференциальных движений	Обстановка растяжения, сбросообразование
Масштабы и форма проявления	Равномерно на больших пространствах	Неравномерно по площади с локализацией в определенных зонах	Узко локализовано в зоне разлома
Зависимость степени метаморфизма от возраста	Степень метаморфизма в разновозрастных отложениях одной структурно-формационной зоны одинаковая. Четкая зависимость от возраста	Отсутствие связи степени метаморфизма от возраста	Отсутствие связи степени катаклаза и милонитизации от возраста

Ряд фациальных серий региональ

Генетический тип метаморфического комплекса	Метаморфическая зональность			Геологический возраст	Серии фаций		
	Горизонтальная	Вертикальная			Региональный плутоническо-сиалическо		
		Тектонометаморфическая	Плутонометаморфическая		Профиль метасоматоза	Давление, кбар	Температура, °С
По лифацциальный мигматито-метаморфический	Первичная метаморфическая и метасоматическая в пределах одного метаморфического комплекса	Верхний структурный этаж	Интрузивный магматизм	Любого возраста	Кремнекалиевый (в метасоматическую стадию)	3—5	250—350
						Протерозойское складчатое основание	Прогрессивный региональный плутонический метаморфизм
		5—7	500—600				
		2—8	600—650				
Ультраметаморфический	Первичная ультраметаморфическая	Архейский кристаллический фундамент	Ультраметаморфизм			4—8	650—700

ного плутонического метаморфизма

(для этапа становления метаморфического комплекса)				
Чешский метаморфизм го профиля	Региональный плутонический метаморфизм фемического профиля			
Фаши, типичные для миегосинклиналей	Профиль метасоматоза	Давление, кбар	Температура, °С	Фаши, типичные для эвгосинклиналей
Зеленых сланцев а) мусковит-хлоритовая субфашия б) биотит-мусковитовая субфашия	Натровый (в метасоматическую стадию)	3—5	250—350	Зеленых сланцев
		5—7	200—400	Глаукофановых сланцев а) лавсонит-глаукофановая субфашия б) жадеит-глаукофановая субфашия
3—7		350—500	Эпидот-амфиболитовая	
5—8		500—600	Амфиболитовая	
7—8		650—700	Гранат-гастингситовых амфиболитов	
Мигматизация и метасоматическая гранитизация	8—9	500—700	Эклогитовая	
Гранитоидный региональный ультраметаморфизм	Габбро-гипербазитовый	глубинный интрузивный магматизм		

метаморфизма, с чем связана смена метаморфических процессов прогрессивного этапа метасоматическими и гидротермальными на регрессивном этапе. При этом последовательно возникает метаморфическая и метасоматически-гидротермальная зональность, приуроченные к одной метаморфогенной структуре и одному этапу проявления регионального плутонического метаморфизма. Эта особенность определяет существенное перераспределение вещества в данном типе регионального метаморфизма, что резко отличает его от геосинклинального регионального метаморфизма.

Региональный плутонический метаморфизм — связующее звено между метаморфогенным и метасоматическим минералообразованием. Только для этого типа регионального метаморфизма характерно одновременное образование серии фаций или фациальной серии, обусловленной наличием резких термо-бараградиентов в течение одного этапа регионального метаморфизма.

Инверсионный региональный плутонический метаморфизм парагенетически связан с гранитоидным ультраметаморфизмом палингено-метасоматического типа, который рассматривается нами как глубинная форма проявления регионального плутонического метаморфизма сиалического профиля (табл. 39).

Намеченная зависимость разнотипных процессов регионального метаморфизма от природы, величины и степени дифференциации глубинного теплового потока находит подтверждение в результатах исследования современного теплового поля Земли, проведенного Я. Б. Смирновым и Б. Г. Поляк в Геологическом институте АН СССР под руководством доктора геолого-минералогических наук Ф. А. Макаренко. Ими установлено наличие среднего или «нормального» кондуктивного глубинного теплового потока, образующего фоновое тепловое поле, и аномального теплового потока. Первый функционально связан с возрастом и интенсивностью тектонических процессов. Максимальная его величина (более 1,7 мккал/(см²·сек) в тектонически активных зонах, а минимальная (1,1 мккал/(см²·сек) в областях слабой тектонической активности.

Аномально — повышенный глубинный тепловой поток (7,8 мккал/(см²·сек) характерен для областей современного активного вулканизма.

Интенсивность регионального геосинклинального метаморфизма, функционально связанного с величиной среднего или «нормального» фонового глубинного теплового потока, также меняется во времени и находится в зависимости от характера и интенсивности тектонических процессов.

Региональный плутонический метаморфизм развивается в парагенетической связи с процессами магмаобразования в геотермических аномалиях с повышенным глубинным тепловым потоком.

Учитывая региональное распространение в архее высокотемпературных метаморфических пород, образующихся при региональном динамогеотермическом метаморфизме, естественно допустить существование в это время значения среднего или «нормального»

фонового теплового потока, близкого к полученному для областей современного вулканизма.

Особое положение занимают процессы регионального метаморфизма, развивающиеся в зонах глубинных разломов, ограничивающих эвгеосинклинальные трюги и контролирующих распространение офиолитовых и гипербазитовых поясов. К этим же глубинным разломам приурочены линейные эклогит-глаукофановые метаморфические пояса. Эти пояса возникают на геосинклинальной стадии развития эвгеосинклиналей, но по петрогенетическим особенностям: пространственной и временной связи с базальтоидным вулканизмом и плутонизмом, участию щелочных (натровых) растворов в метаморфогенном минералообразовании — этот тип регионального метаморфизма сближается с региональным плутоническим метаморфизмом. В отличие от инверсионного регионального плутонического метаморфизма, эклогит-глаукофановый метаморфизм относится нами к региональному плутоническому метаморфизму фемического профиля зон глубинных разломов.

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ ФАЦИЙ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Понятие «метаморфическая фация» введено П. Эскола [58] с целью параллелизации фаций метаморфических пород с фациями осадочных пород, где фация характеризует условия седиментации. Метаморфическая фация объединяет метаморфические породы, образовавшиеся при одинаковых температуре и давлении и сложенные минеральными парагенезисами, находящимися в равновесии.

Чисто термодинамическая трактовка понятия «фация» определила и направление изучения минеральных парагенезисов и их фациальный анализ, как чисто термодинамический.

Термодинамические схемы классификации фаций

В настоящее время известно значительное количество термодинамических схем классификации фаций, основанных как на чисто экспериментальных данных, так и на термодинамическом анализе природных парагенезисов с учетом экспериментальных данных и данных, полученных на основании расчетов реакций равновесия метаморфогенных минеральных фаз.

В монографии коллектива лаборатории метаморфизма СО АН СССР, составленной под руководством академика В. С. Соболева [12], приводятся все существующие схемы термодинамических классификаций фаций и принципы их составления. Для того чтобы показать положение на p — T -диаграмме типоморфных минеральных парагенезисов, возникающих в результате выделенных нами разнотипных в геологическом и генетическом отношении процессов регионального метаморфизма, использована термодинамическая схема фациальных серий, составленная А. Хиетанен

[60]. Эта схема имеет, с нашей точки зрения, преимущества перед другими, так как на ней показаны почти все реально существующие в природе минеральные ассоциации метаморфических пород, слагающие конкретные, наиболее типичные, комплексы. А. Хиетанен описала восемь типов фациальных серий (рис. 29), расположенных в порядке увеличения давления. В основу этой диаграммы положены следующие результаты экспериментальных исследований: а) кривая плавления гранита О. Ф. Татла и Н. Л. Боуэна [73]; б) кривая инверсии α — β -кварца Х. С. Йодера [77]; в) кривая устойчивости магнезиального кордиерита У. Шрейера и Х. С. Йодера [69, 71]. Границы устойчивости других индекс-минералов выведены из полевых геологических соотношений. Штриховкой показано поле устойчивости ставролита*. Температура тройной точки получена из полевых соотношений и геологической термометрии, вычисленной для метаморфических пород района Айдахо. Давления рассчитаны. Волнистая линия указывает возможный предел роговиковых фаций. Субфации соответствуют зонам, выделенным при картировании и ограниченным изоградами. Зоны отмечены двумя или более индекс-минералами (пунктирные линии).

Положение тройной точки равновесия андалузит-силлиманит-кианит, показанное на диаграмме (см. рис. 29), подтверждено экспериментальными работами Р. Ньютона [65, 66]. Согласно последним кианит-силлиманитовая граница равна 750°C и $8,1 \pm \pm 0,4$ кбар, а тройная точка находится на уровне 500°C и 4,2 кбар.

Приведенные экспериментальные работы показали также, что поля устойчивости многих индекс-минералов, таких как гранат и биотит, меняются с изменением состава, химического потенциала H_2O , O_2 , CO_2 и других подвижных компонентов. Поэтому температура для той же самой изограды, например биотита, в двух различных районах может отличаться.

Субфации сгруппированы в тринадцать фаций (см. рис. 29), для которых приняты наиболее распространенные наименования, соответствующие схеме П. Эскола. Границы фаций показаны жирными линиями. На рис. 29 точки пересечения границ полей устойчивости биотита, граната, ставролита, калиевого полевого шпата и гиперстена с равновесными границами андалузита, кианита и силлиманита отделяют охарактеризованные 8 термодинамических типов фациальных серий. Точечные линии градиентов p — T для этих серий показаны на схеме (см. рис. 29). Фациальные серии воспроизведены на основании данных, полученных из различных районов развития метаморфических пород. В каждом районе обнажаются на поверхность только части этих серий.

Геологический анализ районов развития ассоциаций метаморфических пород, использованных А. Хиетанен для составления ди-

* Граница устойчивости ставролита в действительности не совпадает с границей эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, как это показано на схеме А. Хиетанен, а проходит в области амфиболитовой фации.

аграммы, показывает, что выделенные типы фациальных серий относятся к разновозрастным и разнотипным по истории геологического развития областям, сложенным различными геологическими и генетическими типами метаморфических комплексов, которые искусственно объединены в одну фациальную серию. Так, например, к барроускому типу (8 на рис. 29), или барроуской фациальной серии, отнесены, наряду с ассоциациями, типичными для зональных комплексов Шотландского нагорья района Борроу, в которых присутствуют только минеральные ассоциации средней части диаграммы, гранулитовые комплексы архейских щитов (Лапландия) и чарнокитовые серии, составляющие крайнюю правую часть диаграммы. К саксонскому типу относятся только саксонские гранулиты, среди которых отсутствуют ассоциации средней и левой частей диаграммы.

Таким образом, показанные на рис. 29 фациальные серии представляют собой термодинамические ряды фаций, различные составные части которых образуют в природе разнотипные и разновозрастные метаморфические комплексы. Классификация реально существующих в природе комплексов метаморфических пород как геологических объектов, сложенных минеральными парагенезисами одной или нескольких фаций метаморфизма, позволяет решать вопросы генезиса и геотектонических условий размещения минеральных парагенезисов. Установленные на основании термодинамического анализа параметры, характеризующие физико-химические условия образования того или иного в генетическом отношении метаморфического комплекса, приобретают геологический смысл.

Геолого-генетические ряды фаций и фациальных серий

Сравнительный анализ минеральных парагенезисов разнотипных процессов регионального метаморфизма в разновозрастных складчатых областях, проведенный на основе карты регионального метаморфизма СССР и детального геолого-петрологического изучения последовательности метаморфогенного минералообразования в полиметаморфических комплексах докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей, позволил создать геолого-генетическую классификацию фаций [54]. При нанесении минеральных парагенезисов разновозрастных монофациальных и полифациальных (зональных) метаморфических комплексов на p - T -диаграмму, оказалось, что большая часть минеральных парагенезисов обособляется, что свидетельствует о прямой зависимости термодинамических параметров от геологического и генетического типа регионального метаморфизма.

Ряд фаций регионального геосинклинального динамогеотермического метаморфизма

Ряд фаций, возникающих в результате первичной перекристаллизации стратифицированных геосинклинальных толщ, обязанный процессам регионального динамогеотермического метаморфизма,

показан в табл. 38. Каждая фация в этом ряду принадлежит монофациальному метаморфическому комплексу определенного возраста, который в фанерозойских складчатых областях слагает или архейский кристаллический фундамент, или протерозойское складчатое основание. В архейских и протерозойских складчатых областях эти фации характеризуют стратифицированные монофациальные метаморфические комплексы, слагающие верхний структурный этаж.

Для пелитовых пород наиболее низкотемпературная фация хлорит-гидрослюдистых аспидных сланцев характеризует первичный региональный динамогеотермический метаморфизм раннепалеозойских стратифицированных седиментационных серий, слагающих верхний структурный этаж каледонид или каледонское основание (ярус) варисцид и киммерид. Типоморфной минеральной ассоциацией является магнезиально-железистый хлорит—гидрослюда. Для вулканитов этому уровню перекристаллизации соответствуют начальные региональные зеленокаменные изменения.

Фация хлорит-соссюрит-серицитовых (фенгитовых) микросланцев или филлитов характеризует первичный региональный динамогеотермический метаморфизм верхнепротерозойских (рифейских) стратифицированных седиментационных серий, слагающих верхний структурный этаж байкалит или байкальское складчатое основание каледонид, варисцид и киммерид. Типоморфной минеральной ассоциацией пелитовых пород является магнезиально-железистый хлорит и фенгит или неупорядоченный мусковит (1Md). Для вулканитов этому уровню первичной перекристаллизации соответствует образование «зеленокаменных» микросланцев пренит-пумпеллиитовой и пумпеллиит-хлоритовой фаций (см. табл. 38).

Перечисленные фации («аспидных сланцев» и «филлитов») на термодинамической схеме А. Хиетанен (см. рис. 29) должны располагаться в крайней левой части диаграммы, за пределами фациальных серий. Рассматриваемые фации занимают промежуточное положение между первичным региональным динамогеотермическим метаморфизмом фации зеленых сланцев и диагенезом осадочных пород и вулканитов. Соотношение этих фаций с эпигенезом и метагенезом, по классификации А. Г. Коссовской [21], приводится в специальной статье [50], где дано положение филлитов и аспидных сланцев в классификации различных исследователей и обоснование для выделения фаций «аспидных сланцев» и «филлитов».

Фация хлорит-эпидот-мусковитовых метаморфических сланцев характеризует первичный региональный динамогеотермический метаморфизм ранне-среднепротерозойских стратифицированных седиментационных серий, слагающих верхний структурный этаж карелид или карельское складчатое основание байкалит, каледонид, варисцид, киммерид. Эта фация по термодинамическим условиям соответствует мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев всех известных термодинамических схем классификации фаций. Типоморфной минеральной ассоциацией является хлорит—эпи-

дот—мусковит ($2M_1$). Для вулканитов этому уровню первичной перекристаллизации соответствует образование альбит-эпидот-хлоритовых и альбит-эпидот-актинолитовых метаморфических сланцев.

Далее в рассматриваемом ряду фаций наблюдается резкий термодинамический скачок. В этом генетическом ряду фаций отсутствуют фации, по термодинамическим условиям попадающие в среднюю часть диаграммы А. Хиетанен (см. рис. 29). Все монофациальные метаморфические комплексы архейского этапа развития Земли, слагающие кристаллический фундамент древних платформ и фанерозойских складчатых областей, представлены гнейсовыми и гранулитовыми сериями; они возникли в результате высокотемпературной первичной перекристаллизации седиментационных стратифицированных образований догеосинклинального и протогоосинклинального этапов развития Земли.

В архейских складчатых метаморфических комплексах известны три фации, характеризующие разновозрастные этапы первичной перекристаллизации пород или регионального динамогеотермического метаморфизма.

В позднеархейских метаморфических комплексах для первично пелитовых пород характерны ассоциации гранат-биотит (кианит)-плагноклазовых гнейсов, а мергелистых пород и вулканитов — амфиболитов. Эти ассоциации выделяются в амфиболитовую фацию. В отличие от амфиболитовой фации регионального плутонического метаморфизма для гнейсовых толщ архея, образующихся в результате регионального динамогеотермического метаморфизма, аналогом амфиболитовой фации предлагается фация гранат-биотит-плагноклазовых гнейсов и амфиболитов.

Для позднеархейских стратифицированных метаморфических комплексов характерна также фация роговообманковых и биотитовых гранулитов, а для раннеархейских — фация пироксеновых гранулитов, также слагающих различные структурные этажи. Эти фации попадают в крайнюю правую часть диаграммы А. Хиетанен (см. рис. 29) и достоверно не известны в зональных полифациальных метаморфических комплексах, образующихся при процессах регионального плутонического метаморфизма.

Таким образом, фации регионального геосинклинального метаморфизма образуют прерывистый термодинамический ряд. Они строго отвечают основному принципу фаций: полное соответствие минералогического состава метаморфической породы химическому составу исходной породы. Одновременно образующиеся минералы всегда представляют собой строго равновесную ассоциацию, что является следствием длительности процесса и постоянных термодинамических условий в течение всего этапа регионального метаморфизма определенного возраста. Каждая метаморфическая порода, образующаяся по породе определенного состава, представляет собой закрытую систему, сохраняющую в себе признаки исходной породы. Для первично глинистых пород намечается следующий изохимический ряд перекристаллизации: глина—сланцеватая

глина—аргиллит—глинистый сланец—аспидный сланец—филлит—мусковитовый метаморфический сланец—гнейс—кислый гранулит. До аспидного сланца процессы изменения глин относятся к категории диагенеза и эпигенеза, а далее — к категории регионального динамогеотермического метаморфизма. Этот ряд отражает, с одной стороны, процесс формирования из рыхлого осадка осадочных пород, а с другой — процесс их преобразования как следствие изменения термического режима в поверхностных зонах земной коры в течение геосинклинального (догеосинклинального или протогоосинклинального) процесса.

Ряды фациальных серий регионального плутонического метаморфизма

Фациальные серии регионального плутонического метаморфизма характерны для зональных полифациальных метаморфических комплексов и развиваются в породах, испытавших региональный динамогеотермический геосинклинальный метаморфизм перечисленных выше фаций. В чистом виде рассматриваемые серии могут быть обнаружены только в случае наложения регионального плутонического метаморфизма на слабо измененные или неизменные осадочные породы. Каждая фациальная серия, состоящая из различных фаций и субфаций, образуется в течение одного этапа регионального плутонического метаморфизма в условиях меняющейся температуры и давления и слагает единую метаморфогенную структуру. На диаграмме А. Хиетанен (см. рис. 29) эти серии попадают в центральную часть диаграммы, сменяя друг друга в направлении высокого давления.

В соответствии с генетическим типом регионального плутонического метаморфизма в табл. 39 выделены два генетических ряда фациальных серий: сиалического и фемического профиля. Фациальные серии сиалического профиля характерны для полифациальных мигматито-метаморфических комплексов миогеоантисклинальных поднятий и включают фации низких, средних и высоких давлений (по схеме В. С. Соболева), а по схеме А. Хиетанен (см. рис. 29) и А. Миширо — японский, бачанский, барроуский, айдахский термодинамические типы.

Фациальная серия фемического профиля (см. табл. 39), характерная для офиолитовых поясов эвгеосинклиналей, включает фации сверхвысоких давлений (по схеме В. С. Соболева) и относится к альпийскому эклогит-глаукофановому термодинамическому типу высокого давления по схеме А. Хиетанен (см. рис. 29) и А. Миширо [64].

Все фациальные серии сиалического профиля по температуре соответствуют трем фациям П. Эскола: фации зеленых сланцев, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой. Изменение величины давления отражено в соответствующих субфациях, принадлежащих различным фациальным сериям (см. рис. 29). Все разнообразие в природе фациальных серий сиалического профиля не может

быть отражено в табл. 39, где показана лишь одна из фациальных серий. По типу фациальной серии можно термодинамически классифицировать полифациальные мигматито-метаморфические комплексы сиалического профиля.

1. Полифациальные метаморфические комплексы андалузит-кордиеритового типа. Характерны отсутствие кианита и ставролита и присутствие силлиманита. Образуются в условиях низкого давления (тип 2, см. рис. 29).

2. Полифациальные метаморфические комплексы андалузит-ставролитового типа (бачанский тип Шотландского нагорья). Характерно появление в пелитовых породах андалузита и кордиерита, как в андалузит-кордиеритовом типе, но встречается ставролит, как в кианит-силлиманитовом типе. Присутствует также силлиманит. По термодинамическим условиям этот тип рассматривается как промежуточный между региональным и контактовым метаморфизмом и относится А. Миширо к промежуточной группе низкого давления.

3. Полифациальные метаморфические комплексы кианит-силлиманитового типа (барроуский тип Шотландского нагорья). Характерны присутствие ставролита и отсутствие андалузита и кордиерита.

К группе фациальных серий сиалического профиля относится выделенная и описанная впервые северо-нуратинская фациальная серия (см. рис. 29). Эта серия обозначается «СН».

На основе геолого-петрогенетического анализа минеральных ассоциаций, показанных на термодинамической схеме классификации фаций, составленной А. Хьетанен (см. рис. 29), можно выделить четыре генетических ряда фаций и фациальных серий.

I. Непрерывный ряд фациальных серий контактового метаморфизма, постоянного преимущественно низкого давления и меняющейся температуры. Величина давления в этой серии находится в зависимости от геотектонических условий становления интрузий в верхнем структурном этаже, механизма формирования интрузий и глубинности.

II. Прерывистый изохимический ряд фаций первичного регионального динамогеотермического метаморфизма, постоянного умеренного и высокого давления, низкой, высокой и очень высокой температуры.

III. Непрерывный ряд фациальных серий регионального плутонического метаморфизма сиалического профиля, переменного низкого, среднего и высокого давлений, средней и высокой температуры.

IV. Ряд фациальных серий регионального плутонического метаморфизма фемического профиля, переменного высокого и сверхвысокого давления, низкой, средней и высокой температуры (глаукофан-эклогитовые фациальные серии).

Каждый из перечисленных генетических рядов фаций и фациальных серий занимает вполне определенное геологическое положение, а также свое поле на $p-T$ -диаграмме. Генетический ряд

фациальных серий I характерен для контактовых ореолов мезо- и гипабиссальных интрузий; на p - T -диаграмме (см. рис. 29) занимает верхнюю часть. Генетический ряд фаций II характерен для стратифицированных монофациальных метаморфических комплексов докембрийского фундамента фанерозойских складчатых областей или верхнего структурного этажа архейских и протерозойских складчатых областей; на p - T -диаграмме занимает левую и правую части. Генетический ряд фациальных серий III характерен для полифациальных мигматито-метаморфических комплексов миогеоантиклинальных поднятий; на p - T -диаграмме занимает центральную часть. Генетический ряд фациальных серий IV характерен для эклогит-глаукофановых метаморфических поясов фемического профиля, приуроченных к офиолитовым поясам, ограничивающим эвгеосинклинальные прогибы; на p - T -диаграмме занимает нижнюю часть. В областях мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев и амфиболитовой фации (см. рис. 29) наблюдается термодинамическое перекрытие генетических рядов фаций II и фациальных серий III. Специальное комплексное изучение минералов этих фаций в различных генетических рядах позволит установить критерии их различия.

Региональное распространение разновозрастных и разнотипных процессов ультраметаморфизма в архейском кристаллическом фундаменте, наложенных на первичные гнейсовые и гранулитовые серии, приводит к образованию в них вторичных метаморфогенных минеральных ассоциаций. Наиболее распространенными являются ассоциации амфиболитовой фации в первичных породах гранулитовой фации, близкие по термодинамическим условиям к процессам ультраметаморфизма. Зональный характер проявления процессов ультраметаморфизма определяет зональное распределение вторичных метаморфогенных минеральных ассоциаций и создает картину полифациальности и ложной зональности разновозрастных архейских метаморфических комплексов. Выявление последовательности минералообразования на основе геолого-генетической типизации процессов регионального метаморфизма обеспечивает выделение первичных стратифицированных ассоциаций метаморфических горных пород, которые всегда имеют монофациальный характер метаморфизма в образованиях одной седиментационной серии. Подобная методика способствует установлению перерывов и несогласий в глубокометаморфизованных и полиметаморфизованных метаморфических комплексах архея. Структурные этажи фиксируются скачком в уровне первичной перекристаллизации (фации регионального динамогеотермического метаморфизма) стратифицированных пород одного и того же исходного состава.

Вследствие длительности формирования метаморфических комплексов, разнообразия геологических процессов, регулирующих проявление тех или иных термодинамических факторов, одинаковые термодинамические условия возникают в различной геологи-

ческой обстановке и, наоборот, в одной и той же геологической обстановке могут резко меняться термодинамические условия. Это приводит к появлению конвергентных пород. Поэтому без петрогенетического анализа последовательности метаморфогенного минералообразования нельзя создать рациональной классификации природных ассоциаций метаморфических горных пород.

В соответствии с термодинамической схемой (см. рис. 29) намечаются следующие термодинамические границы генетических рядов фаций. Границей фациальных серий контактового метаморфизма является изобарическая поверхность, показанная волнистой линией, прерывистый ряд фаций регионального динамогеотермического метаморфизма в области низких температур и умеренных давлений отделяется от ряда фациальных серий III кривой равновесия хлорит-биотит, а в области низких температур и высоких давлений от фациальной серии IV — кривой равновесия альбит + хлорит = глаукофан. В области умеренных давлений, но высоких температур ряд фаций II отделяется от ряда фациальных серий III границей области устойчивости ставролита, а в области высоких давлений, но умеренных температур ряд фаций II отделяется от ряда фациальных серий IV кривой равновесия: диопсид + плагиоклаз + форстерит = омфациит + пироп + гроссуляр. В области высоких температур и высоких давлений ряд фациальных серий III отделяется от ряда фаций II кривой равновесия: гиперстен = роговая обманка + диопсид. В области высоких температур, но низких давлений границей ряда фаций II является кривая андалузит-силлиманит.

Таким образом, в генетическом ряду фаций регионального динамогеотермического метаморфизма отсутствуют: биотит в фации зеленых сланцев и ставролит в амфиболитовой фации. В ряду фациальных серий регионального плутонического метаморфизма сиалического профиля отсутствует гиперстен.

Термодинамическое перекрытие фаций различного генезиса (см. рис. 29) наблюдается только для метаморфических сланцев мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев и гнейсов амфиболитовой фации, которые встречаются как в монофациальных метаморфических комплексах докембрийского фундамента, так и в разновозрастных полифациальных метаморфических комплексах фанерозойских складчатых областей. Для различия этих фаций кроме геолого-петрологических должны быть разработаны минералогические критерии. Существенное значение имеют анализ геотектонического положения ассоциаций метаморфических пород и определение возраста изотопно-радиологическими методами.

Гнейсы, принадлежащие генетическому ряду фаций регионального динамогеотермического метаморфизма, слагают архейский кристаллический фундамент, а гнейсы ряда фациальных серий регионального плутонического метаморфизма сиалического профиля являются разновозрастными и сингенетическими образова-

ниями с метаморфическими и кристаллическими сланцами, образующими единую метаморфогенную структуру, развивающуюся в разновозрастных структурных этажах складчатой системы.

ТИПЫ ВЕРТИКАЛЬНОЙ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ГРАНИТНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Соотношение намеченных геолого-генетических типов регионального метаморфизма и их роль в формировании гранитно-метаморфического слоя земной коры наглядно иллюстрируются схемами глубинных процессов под древними платформами и в геосинклиналях, приведенными в статье В. В. Белоусова [4]. На схемах отчетливо выступают два типа вертикальной метаморфической зональности земной коры.

Первичная планетарная вертикальная мегазональность. Мегазонами являются первичные «слои» земной коры, повторяющие расслоение в верхней мантии.

Вторичная вертикальная метаморфическая зональность, возникающая в геосинклиналях в участках геотермических аномалий над базальтовыми астенолитами, проплавленными кору в конце формирования центральных поднятий.

Первая, по мнению Б. Я. Хоревой, связана с процессами регионального метаморфизма первого типа (регионального динамогеотермического метаморфизма), а вторая — с процессами регионального плутонического метаморфизма.

Основные черты первичной планетарной вертикальной метаморфической мегазональности гранитно-метаморфического слоя земной коры были созданы в архейский (археозойский) мегацикл в течение догеосинклинального и протогеосинклинального этапов развития Земли (монофациальные метаморфические комплексы гранулитовой и амфиболитовой фаций). Гранулитобазитовый слой был образован, по-видимому, в нуклеарный этап развития Земли (см. табл. 15). Первичные слои имеют одинаковый характер под древними платформами в геосинклиналях [4, фиг. 1 и 2, с. 6—7].

Начиная с протерозойско-фанерозойского геосинклинального мегацикла развития Земли (с раннего протерозоя и особенно с позднего протерозоя), т. е. с момента формирования платформенного чехла древних платформ, различия в планетарной вертикальной метаморфической мегазональности древних платформ и геосинклиналей выступают отчетливо в характере регионального динамогеотермического метаморфизма верхнего (осадочного) слоя земной коры. В геосинклиналях этот слой образуют метаморфические породы фации хлорит-эпидот-мусковитовых метаморфических сланцев, хлорит-соссюрит-фенгитовых (серицитовых) микрокристаллических сланцев или филлитов, хлорит-гидрослюдистых аспидных сланцев и неметаморфизованные породы. Причем наблюдаются различия в степени первичного регионального динамогеотермического метаморфизма пород в миогеосинклиналях и эв-

геосинклиналях, а также на различных стадиях тектонического цикла. В чехле древних платформ развиты регионально нематаморфизованные породы; в авлакогенах в зависимости от степени погружения осадков первичная их перекристаллизация в соответствии с исследованиями А. Г. Коссовской [21] варьирует от диагенеза до метагенеза.

Вторичная вертикальная метаморфическая зональность может быть определена как плутоно-метаморфическая. Она отчетливо проявляется только начиная с собственно геосинклинальной мега-стадии развития Земли (с нижнего протерозоя), т. е. с образования крупных зон глубинных разломов, по которым выносятся в верхние зоны продукты дегазации мантии и базальтовые «астенолиты», создающие положительные геотермические аномалии.

Образование вторичной вертикальной плутоно-метаморфической зональности сиалического профиля тесно связано с образованием зональных (полифациальных) метаморфических комплексов или областей проявления горизонтальной метаморфической зональности. Формой проявления вертикальной плутоно-метаморфической зональности сиалического профиля являются метаморфогенные структуры различного типа, рассмотренные выше.

Таким образом, современное глубинное строение земной коры континентального типа в фанерозойских складчатых областях — результат плутоно-метаморфической переработки первичной планетарной мегазональности, созданной в архее (археозое) и азое (см. табл. 15), т. е. на ранних этапах геологической истории развития Земли как планеты. Подтверждением такого заключения могут служить геолого-геофизические разрезы земной коры, приведенные в работе Н. А. Беляевского, А. А. Борисова, И. С. Вольвовского и Ю. К. Щукина [5]. Так, например, районы выделенных нами миогеоантиклинальных поднятий (Нуратинский антиклинорий — на разрезе IV—IV, зона Юго-Западного Памира — на разрезе V—V), отличаются максимальной мощностью гранитно-метаморфического слоя.

В отличие от планетарной тектоно-метаморфической (вертикальной) зональности, вторичная плутоно-метаморфическая вертикальная зональность сиалического профиля локализована в геоантиклинальных структурах. В миогеоантиклинальных поднятиях в процессе развития вертикальной плутоно-метаморфической зональности сиалического профиля происходит увеличение мощности земной коры и гранитно-метаморфического слоя. Плавление гранитизированных пород фундамента с образованием гранитной магмы в миогеосинклиналях происходит в результате дополнительного поступления тепла, источником которого могут служить астенолиты базальтовой магмы. Наличие даек основных пород, предшествующих ультраметаморфизму фундамента, может служить подтверждением такого предположения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдуазимова З. М., Ахбер Д. Я., Старцев О. А., Чукаров Е. В. Первые находки ордовикских граптолитов в Северном Нурау (Южный Тянь-Шань).— «Докл. АН СССР», т. 187, 1969, № 5, с. 1115—1116.
2. Аргутина Т. А., Голуб Д. П., Макарова З. А., Рябкова Н. С. Районирование магнитного поля запада Средней Азии.— В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. Л., 1970. (Тр. ВСЕГЕИ).
3. Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Л., Изд-во ЛГУ, 1963. 243 с.
4. Белоусов В. В. Факторы магмообразования и их связь с тектоникой.— В кн.: Труды совещания по теме «Проблема связи тектоники и магматизма». М., 1969, с. 5—19.
5. Беляевский Н. А., Борисов А. А., Вольвовский И. С., Шуклин Ю. К. Строение земной коры территории СССР и омывающих морей по опорным сечениям.— «Геотектоника», 1970, № 2, с. 80—92.
6. Блюман Б. А., Иванова В. П., Красавина Т. Н., Хорева Б. Я. Термографический критерий уровня метаморфизма углеродсодержащих пород, на примере Западного Узбекистана.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, сер. 2, ч. 99, вып. 5, 1970, с. 575—579.
7. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969. 247 с.
8. Виноградская Г. М. Петрология гранитоидов Уфалейского района на Урале.— Тр. ВСЕГЕИ, т. 119, 1964, с. 162—237.
9. Гзовский М. В. Моделирование тектонических процессов.— В кн.: Проблемы тектонофизики. М., 1960, с. 315—344.
10. Глебовицкий В. А. Фациальные серии и эволюция метаморфических поясов.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 269—289.
11. Дир У. А., Хауи Г. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 1—5. М., 1965.
12. Добрецов Н. Л., Ревердато В. В., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. Новосибирск, «Наука», 1970. 432 с.
13. Дронов В. И. Рушанский комплекс.— В кн.: Мат-лы по геологии Памира, вып. 1. Душанбе, 1963, с. 38—52.
14. Другова Г. М., Глебовицкий В. А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме.— В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. Л., 1965, с. 33—46.
15. Закруткин В. В. Сравнительная характеристика амфиболов амфиболитовой и гранулитовой фаций Анабарского щита.— «Геология и геофизика», 1961, № 9, с. 72—80.
16. Зотов И. А. Некоторые особенности магматизма и метаморфизма кристаллического комплекса Юго-Западного Памира.— Автореф. дис. М., 1968.
17. Ингерсон И. Методы и проблемы геологической термометрии.— В кн.: Проблемы рудных м-ний. М.—Л., 1959, с. 319—387.
18. Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы Среднего Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, с. 197—201.
19. Кирилюк В. П. Об особенностях седиментации, метаморфизма и геологической истории Земли в архее в свете современных представлений о природе Венеры.— «Геол. журн.», т. 31, вып. 6. Киев, 1971, с. 42—54.

20. Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— «Изв. АН СССР», сер. геол., 1952, № 2, с. 56—69.
21. Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.— Тр. ИГМ АН СССР, вып. 63, 1962, с. 206.
22. Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнообразования.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. т. 1. М., 1969, с. 7—20.
23. Кузнецова Л. Г., Хорева Б. Я. Структурные превращения в калевых полевых шпатах разновозрастных ультраметаморфических пород Юго-Западного Памира по данным ИК-спектроскопии.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, вторая серия, ч. 101, 1972, вып. 4, с. 486—489.
24. Лазыко Е. М. Об особенностях развития земной коры в догеосинклинальный этап.— «Геол. журн.», т. 30, вып. 2. Киев, 1970, с. 54—65.
25. Лихачев Ю. А., Владимирский В. С., Малова Э. В. и др. Тектоника палеозойского фундамента Кызыл-Кумов.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 105, вып. 15, 1963.
26. Неелов А. Н., Глебовицкий В. А., Бойцова В. С. и др. Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 117—144.
27. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. М., «Наука», 1963. 327 с.
28. Метаморфические пояса СССР. Л., 1971. 296 с.
29. Масленников В. А. Докембрийская кристаллическая толща Юго-Западного Памира.— Тр. Лаб. докембрия АН СССР, вып. 5, 1965, с. 189—254.
30. Мурина Г. А., Хорева Б. Я., Щиголов Н. Д. Этапы становления и активизации метаморфических серий Юго-Западного Памира по геолого-петрологическим и радиологическим данным.— «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965 № 8, с. 9—17.
31. Наливкин Д. В., Чуенко Н. Н., Попов В. И., Юдин Г. Л. Геологическое строение Памира.— Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин. НКТП СССР, вып. 182, 1932. 104 с.
32. Николаев В. А. Материалы к петрологии Памира. Л., 1934. 92 с.
33. Обуэн Ж. С. Геосинклинали, проблемы происхождения и развития. М., «Мир», 1967. 220 с.
34. Перчук Л. Л. Равновесия порообразующих минералов. М., «Наука», 1970. 390 с.
35. Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К., Быковский Ю. К. Геологическое строение Центральных Кызыл-Кумов. Ташкент, 1967.
36. Рид Г. Г. Гранитные серии в подвижных поясах.— В кн.: Земная кора. М.—Л., 1957, с. 423—446.
37. Рудник В. А., Соболев Э. В. Ранняя история Земли. Л., «Недра». 1973. 24 с.
38. Синица С. М. Цаган-Олуевский окаймленный гранито-гнейсовый купол.— Автореф. дис. Владивосток, 1970. 27 с.
39. Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения составов биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— Сб. Львов. минер. о-ва, 1950, № 4. Львов, с. 3—19.
40. Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии.— Л., Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с.
41. Хорева Б. Я. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций одного лазуритового месторождения.— Петрогр. сб., № 1. Л., 1955, с. 154—175. (Тр. ВСЕГЕИ).
42. Хорева Б. Я. О значении полиметаморфизма при решении вопроса о возрасте метаморфических комплексов складчатых областей.— В кн.: Петрогр. сб., № 4. Л., 1961, с. 81—87. (Тр. ВСЕГЕИ).
43. Хорева Б. Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. М., Госгеолтехиздат, 1963. 207 с.
44. Хорева Б. Я. О возрасте метаморфических пород Курчумско-Кальджирского водораздела.— «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 6, с. 39—50.

45. Хорева Б. Я. Типы метаморфических поясов складчатых областей.— «Докл. АН СССР», т. 169, 1966, № 1, с. 195—198.
46. Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах.— «Геотектоника», 1966, № 6, с. 64—83.
47. Хорева Б. Я., Мурина Г. А. Использование радиологических методов для выделения этапов метаморфизма в раннекембрийских образованиях молодых складчатых областей.— МГК. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 6 и 13а. Геохимия и космология. М., «Наука», 1968, с. 118—127.
48. Хорева Б. Я. Метаморфические и ультраметаморфические формации, принципы их выделения и классификации. Тезисы докладов на Всесоюзном совещании по геологическим формациям.— В кн.: Геологические формации. Л., 1968, с. 97—101.
49. Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и их место в процессе развития складчатых областей СССР.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 5. М., 1970, с. 218—239.
50. Хорева Б. Я., Блюман Б. А., Розина Е. А., Касатов Б. К. Минералогические и структурно-петрологические изменения в породах низких ступеней регионального метаморфизма.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, сер. 2, ч. 99, вып. 1. 1970, с. 16—23.
51. Хорева Б. Я. Типы метаморфических комплексов постпротерозойских складчатых областей и проблема метаморфических формаций.— В кн.: Проблема формационного анализа магмат. и метаморф. образований. Л., 1971. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 158).
52. Хорева Б. Я., Искандерова А. Д., Шергина Ю. П. Возраст субстрата метаморфических серий Юго-Западного Памира по данным свинцово-изохронного метода.— «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1971, № 8, с. 40—46.
53. Хорева Б. Я., Искандерова А. Д., Чухонин А. П. О возрасте древнейших карбонатных пород Южного Алтая и Центральных Кызыл-Кумов по данным свинцово-изохронного метода.— «Изв. АН СССР», сер. геол., 1971, № 11, с. 3—8.
54. Хорева Б. Я. Генетическая классификация фаций регионального метаморфизма и вертикальная метаморфическая зональность «гранитного» слоя земной коры.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Л., 1972, с. 42—47. (Тр. IV Всесоюз. петрограф. совещ., ч. 2).
55. Хорев Н. А. О складках течения в метаморфических толщах Юго-Западного Памира.— Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 8. Л., 1956, с. 311—321.
56. Collomb P. Orogenesis superposées et datations stratigraphiques dans les régions hercynismes métamorphiques du Sud de la France.— Geol. Assoc. Canada, Toronto. Spec. paper, 1969, № 5, p. 89—104.
57. Engel A. E. J., Engel C. C. Progressive metamorphism of amphibolites, north-west Adirondack Mountain. N.-Y., Geol. Soc. Amer. *Buddington*, 1962, vol. 73, p. 1499—1514.
58. Eskola P. The mineral facies of rocks.— *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 1920, p. 143—194.
59. Eskola P. The problem of mantled gneiss domes. *Quart.*— «*J. Geol. Soc.*», 1949, vol. 104, p. 4, № 416, p. 461—476.
60. Hietanen A. On the facies series in various types of metamorphism.— «*J. Geol.*», 1967, vol. 75, № 2, p. 187—214.
61. Holmquist P. J. Om pegmatit palingenes och ptygmatiske veckning.— *Geol. Fören. Förh.*, 1920, Bd. XLII.
62. Kennedy W. Q. Zones of progressive regional metamorphism in the Moine Schists of the western Highlands of Scotland.— *Geol. Mag.*, 1949, № 86, p. 43—56.
63. Lambert R. The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Norar & Knoydart district of Inverness-shire.— *Trans. Roy. Soc. Edin.*, 1959, 63, p. 553—588.
64. Miyashiro A. Evolution of the metamorphic belts.— «*J. Petrol.*», vol. 2, 1961, № 3, p. 277—311.
65. Newton R. C. «Kyanite-sillimanite equilibrium at 750° C.— «*Science*», Washington, 1966, vol. 151, № 3715.
66. Newton R. C. «Kyanite-andalusite equilibrium from 700 to 800° C.— «*Science*», Washington, 1966, vol. 153, № 3732, p. 204—222.

67. Read H. H. Metamorphism and Granitisation. Alex. L du Toit Memorial lectures, № 2.— Geol. Soc. South. Africa. Trans., Annexure 54, 1951, p. 1—17.
68. Read H. H. Metamorphism and migmatization in the Ythan Valley. Aberdeenshire, Edinburgh.— Geol. Soc. Trans., 1952, 15, p. 265—279.
69. Schreyer W., Yoder H. D. Cordierite — H_2O system. Carn. Inst. Wash.— Amer. Rep. Dir. Geoph. Lab., 1957—1958, № 195.
70. Schreyer W., Yoder H. S. The system Mg —cordierite— H_2O and related rocks.— «Neues Jahrbuch. Miner.», 1964, Bd. 101, Hf. 3, p. 271—342.
71. Sederholm I. I. Selected works. Granites and migmatites. Edinburgh— London, 1967. 575 p.
72. Stach E. Mikroskopie natürlicher Kokce.— Handb. Mikroskopie in der Technik, Bd. II, T. 1, 1952.
73. Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ — $KaAlSi_3O_8$ — SiO_2 — H_2O .— Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, vol. 74, p. 153.
74. Ward D. de. A proposed subdivision of the granulite facies.— «Amer. J. Sci.», 1965, vol. 263, № 5, p. 460—461.
75. Ward D. de. On the water-vapor pressure in zones of regional metamorphism and the nature of the hornblende-granulite facies.— Proceedings (Konk. Nederlandse akad. van Wetenschappen), ser. B., 1966, vol. 69, № 4, p. 453—458.
76. Wegmann C. E. Zur Deutung der Migmatite.— Geol. Rundschau, 1935, Bd. 26, H. 5.
77. Yoder H. S. The MgO — Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O system and the related metamorphic facies.— «Amer. J. Sci.», Bown, 1952, vol. 567, pt. 2, p. 569—627.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Полиметаморфические комплексы позднпротерозойского складчатого основания варисцид Южного Тянь-Шаня (Западный Узбекистан)	10
Обоснование возраста и геотектоническое положение метаморфических пород	—
Ауминистра-тасказганский стратифицированный монофациальный метаморфический комплекс	19
Характер сочленения докембрия и нижнего палеозоя и вторичные структурные элементы в них	28
Краткая геолого-петрографическая характеристика пород нижнего палеозоя верхнего структурного этажа	31
Сравнительный анализ геосинклинального регионального метаморфизма пород верхнего протерозоя и нижнего палеозоя	33
Полифациальные (зональные) полиметаморфические комплексы	37
Минералого-петрохимическая характеристика и температура образования типоморфных метаморфических пород полифациальных комплексов	50
Соотношение контактового метаморфизма с региональной метаморфической и гидротермально-метасоматической зональностью	72
Глава 2. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента киммерид Юго-Западного Памира	78
Обоснование возраста и геотектоническое положение метаморфических и ультраметаморфических пород	—
Геология и петрография первичных метаморфических пород	97
Этапы ультраметаморфизма и регионального плутонического метаморфизма	110
Сравнительная характеристика породообразующих и аксессуарных минералов метаморфических, ультраметаморфических и интрузивных гранитоидных пород	129
Фациальная характеристика и температура образования метаморфических и ультраметаморфических комплексов	160
Глава 3. Сравнительный анализ и корреляция метаморфических и ультраметаморфических комплексов	171
Корреляция метаморфических и ультраметаморфических комплексов миогеоантиклинальных поднятий Южного Тянь-Шаня, Юго-Западного Алтая и Юго-Западного Памира	—

10.8816.

5566

10.8816.