

Федеральное агентство по образованию
ГОУ ВПО «Иркутский государственный университет»
Геологический факультет

А. И. Сизых, М. А. Юденко

ПЕТРОГРАФИЯ

МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Учебное пособие

Иркутск 2007

УДК 552.16 : 552.4 (571.5)

ББК 26.3

С 34

*Печатается по решению учебно-методической комиссии
геологического факультета Иркутского государственного университета*

Научный редактор: проф. Г. Я. Абрамович

Рецензенты: проф. А. Н. Иванов; доц. В. А. Буланов

Сизых А. И., Юденко М. А.

С 34 **Петрография метаморфических пород** : учеб. пособие /
А. И. Сизых, М. А. Юденко. – Иркутск : Иркут. гос. ун-т, 2007.
– 123 с.

ISBN 978-5-9624-0160-7

Рассмотрены основы формационного анализа осадочно-метаморфических комплексов на примере фундамента и складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Приведена краткая характеристика выделенных метаморфических формаций. Даны рекомендации по петрографической характеристике метаморфических формаций.

Рекомендуется студентам геологических специальностей и магистрантам по программе 020300.68 Петрология. Может быть полезно геологам, занимающимся петрографическими и петрологическими исследованиями метаморфических пород.

Библиограф. 73 назв. Ил. 13. Табл. 13

УДК 552.16 : 552.4 (571.5)

ББК 26.3

ISBN 978-5-9624-0160-7

© Сизых А. И., Юденко М. А., 2007

© ГОУ ВПО «Иркутский государственный университет», 2007

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящее время ни одна публикация не обходится без петрографических и петрологических исследований магматических и метаморфических пород. Одним из основных методов является парагенетический анализ, с помощью которого изучают особенности минерального состава. Это позволяет обоснованно выйти на проблему генезиса данной породы.

Методика исследований породообразующих минералов метаморфических пород основана на знании студентами основ теоретической петрологии. Количество часов, отводимых на освоение курса «Петрография», особенно на петрографию метаморфических пород, невелико. Как показывает многолетний опыт чтения лекций на геологическом факультете Иркутского госуниверситета, при отсутствии достаточного количества учебных пособий, много времени уходит на пояснение материала по основам петрологии и формационного анализа.

Настоящее учебное пособие «Петрография метаморфических пород» отличается от ранее изданных формой и содержанием. Значительное внимание уделено основам формационного анализа метаморфических комплексов докембрия фундамента и складчатого обрамления Сибирской платформы.

В пособии помещены разделы, посвященные теоретическому обоснованию выделения и классификации метаморфических формаций. Приведена характеристика метаморфических формаций фундамента и складчатого обрамления Сибирской платформы по многочисленным опубликованным материалам Н. Л. Добрецова, З. И. Петровой, В. А. Макрыгиной, В. И. Березкина, А. П. Смелова, А. С. Мехоношина, Л. З. Резницкого, М. И. Грудина, Ю. В. Меньшагина, Е. В. Складорова и др.

Учебное пособие может быть использовано и как учебно-методическое руководство по основам формационного анализа метаморфических пород и в то же время для самостоятельной подготовки студентов-геологов. Для лиц, желающих более детально ознакомиться с проблемами формационного анализа метаморфических пород, в тексте даны литературные ссылки с указанием статей и монографий, где данный вопрос рассмотрен более подробно. Студентам-геологам для лучшего овладения теорией формационного анализа необходимо рекомендовать оригинальные публикации, приведенные в библиографическом списке.

В соответствии с проблемами, стоящими перед авторами учебного пособия, вопросы теории любого раздела освещаются в минимальном объеме и только в тех случаях, когда это необходимо для освоения основ формационного анализа метаморфических пород. Студенты-геологи и магистранты знакомятся с теоретическими основами курса на лекциях и лабораторных занятиях по петрографии метаморфических пород, используя рекомендуемую литературу.

СОКРАЩЕНИЯ НАЗВАНИЙ МИНЕРАЛОВ

Ab – альбит	Calc – кальцит	Hrb – роговая обманка
Avg – авгит	Carb – карбонат	OPyг – ромбический пироксен
Akt – актинолит	Q – кварц	Rud – рудный
Alm – альмандин	Kian – кианит	Ru – рутил
Amf – амфибол	CZs – клиноцоизит	Sal – салит
Ank – анкерит	Cord – кордиерит	Sapf – сапфирин
Andal – андалузит	Corn – корнерупин	Ser – серицит
Andr – андрадит	KFsp – калиевый плеговой шпат	Serp – серпентин
Ant – антофиллит	Corun – корунд	Sill – силлиманит
An – анортит	Cross – кроссит	Sk – скаполит
Apt – апатит	Cumm – куммингтонит	Spess – спессартин
Arog – арагонит	Law – лавсонит	Stav – ставролит
Bi – биотит	Leik – лейкоксен	Stp – стильпноомелан
Win – винчит	Lom – ломонит	Sf – сфен
Woll – волластонит	Mi – микроклин	Thl – тальк
Wes – везувиан	CPyг – моноклинный пироксен	Tm – тремолит
Gem – гематит	Mgt – магнетит	Turm – турмалин
Hyp – гиперстен	Mus – мусковит	Fal – фаялит
Glauk – глаукофан	Oliv – оливин	Feng – фенгит
Gr – гранат	Olig – олигоклаз	Fibr – фибролит
Gross – гроссуляр	Omf – омфацит	Phlg – флогопит
Grf – графит	Ort – ортоклаз	Forst – форстерит
Grun – грюнерит	Prg – парагонит	Hiaст – хиастолит
Di – диопсид	Pyг – пироп	Chl – хлорит
Dist – дистен	Pyrt – пирит	Chld – хлоритоид
Dol – доломит	Pl ₂₅ – плагиоклаз и его номер	Zs – цоизит
Gedr – жедрит	Pren – пренит	Spl – шпинель
Ilm – ильменит	Pump – пумпеллиит	Egir – эгирин
	Enst – энстатит	Ep – эпидот
	/f – коэффициент железистости	

МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфизм докембрия и фанерозоя Восточно-Сибирского региона издревне привлекал и привлекает внимание многих геологов, хотя специальные петрологические исследования были развернуты сравнительно недавно – за последние 30–35 лет. Было установлено широкое развитие гетерогенных по строению и составу разновозрастных докембрийских осадочно-метаморфических образований. В результате проведенных исследований выявлены месторождения и рудопроявления метаморфогенных полезных ископаемых, представляющих теоретический и практический интерес.

Петрологическое изучение метаморфических пород очень важно с петрогенетической точки зрения и для выяснения Р-Т условий образования значительной группы метаморфогенных полезных ископаемых – железных руд, марганца, меди, золота, графита, абразивных материалов, мраморов, кварцитов, нефрита, лазурита и многих других. Огромной проблемой при изучении метаморфических пород является возможность распознавания ее исходного первичного состава с расшифровкой эволюции процессов, обусловивших их новый состав, структуру и текстуру. Данная проблема достаточно сложна, так как метаморфические породы характеризуются различной степенью метаморфизма, его типом и литологическим составом.

Метаморфизм – это процесс преобразования горных пород, идущий без существенного их расплавления в результате изменения физико-химических условий. Такие преобразования происходят в широком интервале температур, начиная от диагенеза осадочных пород непосредственно вблизи земной поверхности и заканчивая температурами, при которых порода частично испытывает плавление. Все сведения о метаморфизме по существу относятся к земной коре. Что же касается Р-Т условий мантии, то сведения о них отрывочны. Температура преобразования типичных метаморфических пород охватывает область от 300 до 1000 °С, редко до 1200 °С. Верхней границей метаморфизма является начало плавления наиболее распространенных пород. Правда, некоторые породы не плавятся до 1500–1600 °С. Такие температуры в природных процессах достигаются только в особых случаях.

Весь фактический материал, накопленный по петрологии метаморфических пород, позволяет утверждать, что процесс метаморфизма всегда происходит в присутствии водных растворов, имеющих по своей мощности жидкообразный характер. Метаморфизирующие растворы поступают извне в результате магматических явлений и выделяются непосредственно при реакциях минералообразования. При прогрессивном метаморфизме выделения H_2O и CO_2 происходят непрерывно лишь в случае регрессивного метаморфизма, когда растворы отсутствуют, метаморфические реакции прекращаются и мы имеем реликты слабометаморфизованной или неметаморфизованной породы. Наряду с H_2O во флюидной фазе присутствуют и другие летучие компоненты, прежде всего CO_2 , C_1 , F , SO_4 , S и др.

Вводные общие положения данного раздела обосновываются всем дальнейшим фактическим материалом.

1. Классификация и номенклатура метаморфических пород

Метаморфические породы получали названия без определенного плана, стихийно, по мере накопления знаний о горных породах. Термины роговик, сланец, гнейс, гранулит и другие издавна применялись для пород с соответствующими структурами и текстурами. Как правило, эти термины употребляют с прилагательными, указывающими на существенные особенности минерального состава породы. Например, андалузитовый роговик, биотитовый сланец, кордиеритовый гнейс, пироксеновый гранулит и т. д. Если удастся определить генетическую природу исходной породы, то к ее названию прибавляют приставку «орто» или «пара». Приставка «орто» указывает на происхождение метаморфической породы за счет магматической породы (ортогнейс, ортоамфиболит и т. д.), приставка «пара» указывает на метаморфизм осадочной породы (парагнейс, параамфиболит и т. д.).

Развитие физико-химического направления в петрологии позволило рассматривать процессы метаморфизма как серию сложных реакций, ведущих к минеральному равновесию. На этой основе В. Гольшмидт (1911) предложил классификацию пород контактового метаморфизма района Осло и выделил 10 классов

роговиков, включающих почти все возможные минеральные парагенезисы для этого типа метаморфических пород. Изучение контактовых ореолов в других районах мира подтвердило общее значение выявленных закономерностей.

Классификация регионально метаморфизованных пород была развита в работах Г. Барроу (1912) и К. Тилли (1921, 1925), выделивших на основании изучения весьма чувствительных к изменению температурных условий глинистых пород Шотландии хлоритовую, биотитовую, гранатовую, ставролитовую, кианитовую и силлиманитовую зоны метаморфизма. Основанием для разделения являлись минералы-индексы, первое появление которых определило границу между двумя соседними зонами.

Дальнейшее развитие учения о физико-химических равновесиях минералов привело к появлению представлений о метаморфических фациях. Это направление оказалось весьма прогрессивным и легло в основу современной классификации метаморфических пород.

Известно большое число различных классификаций метаморфических пород по составу, отличающихся в зависимости от целей набором признаков и детальностью классификации. Все они по существу представляют собой систематику, в которой для удобства известные метаморфические породы разделены на группы. В классификации Н. Л. Добрецова и др. (1970) все метаморфические породы подразделены на 4 класса:

1. *Метапелиты*. Исходные породы – глины, глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, кислые изверженные породы. Моделируются системой $K_2O - MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2$.

2. *Метабазиты*. Исходные породы – основные и средние изверженные породы, туфогенные породы, граувакки, мергели. Моделируются системой $Na_2O - CaO - MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2$.

3. *Карбонатные породы*. Исходные породы – известняки, доломиты с примесями. Моделируются системой $- CaO - MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2$.

4. *Редкие породы*: магнезиальные (ультраосновные), щелочные, железистые, марганцовистые.

Три главных класса подразделяются на подклассы: кварцсодержащие и недосыщенные SiO_2 породы. Кварцсодержащие под-

классы трех главных классов являются основными для фациальной классификации и детального парагенетического анализа. Недосыщенные SiO_2 парагенезисы и редкие породы играют вспомогательную роль.

2. Принцип метаморфических фаций

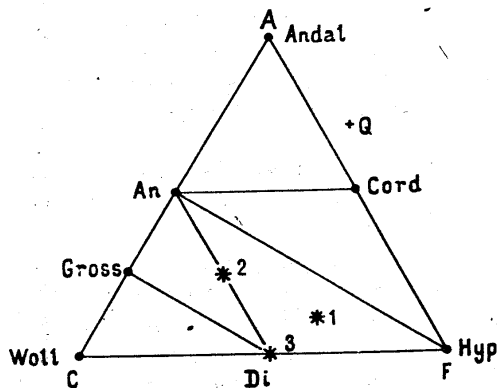
Принцип метаморфических фаций был предложен ученым П. Эскола (1915, 1920), сформулировавшим его следующим образом – в любой фации метаморфизма, породы которой находятся в химическом равновесии и достигли одинаковых условий температуры и давления, минеральный состав каждой из этих пород определяется только общим химическим составом. Отсюда следует, что минеральный состав метаморфических пород является функцией их химического состава и физических условий метаморфизма. При разных термодинамических условиях из пород одного и того же химического состава образуются породы, характеризующиеся разными минеральными ассоциациями.

Например, для породы, первичный химический состав которой выражается соотношением $\text{SiO}_2 : \text{CaO} : \text{MgO} = 1 : 1 : 1$ в условиях низкотемпературной (альбит-эпидот-роговиковой) фации типичной парагенетической ассоциацией, является кальцит-тремолит-доломит. Если соотношение тех же компонентов изменится $1 : 0 : 1$, то парагенетической ассоциацией для той же фации будет магнезит-талк.

При метаморфизме, соответствующем более высокотемпературной фации (роговообманково-роговиковой), для пород с соотношением $\text{SiO}_2 : \text{MgO} : \text{CaO} = 1 : 1 : 1$ парагенезис кальцит-тремолит-доломит заместится парагенезисом кальцит-диопсид-форстерит, при соотношении тех же компонентов $1 : 0 : 1$ указанный выше парагенезис заместится парагенезисом форстерит-талк. Таким образом, в условиях различных фаций из пород одинакового химического состава образуются породы различного минерального состава. Изменение минерального состава метаморфизируемой породы при переходе из одной фации метаморфизма в другую – результат приспособления ее к новым термодинамическим условиям, где образовавшаяся ассоциация минералов будет устойчива.

В качестве основания для выделения фаций П. Эскола принял наличие «критических» минералов, т. е. минералов, устойчивых только в условиях температур и давлений, характерных для данной фации с учетом соответствующей геологической обстановки, примерно характеризующей термодинамические условия метаморфизма. В первоначальной схеме П. Эскола по наличию критических минералов были выделены пять фаций: санидинитовая, пироксен-роговиковая, амфиболитовая, зеленых сланцев и эклогитовая. По мере получения и накопления экспериментальных данных (Елисеев, 1959; Мурхауз, 1963) в нее были включены цеолитовая и гранулитовая фации и намечено поле палингенеза и анатексиса.

Для графического изображения комплекса минералов, встречающихся в пределах данной фации, П. Эскола использовал парагенетические диаграммы, имеющие вид равностороннего треугольника и отражающие зависимость между химическим и минеральным составом пород. Для построения диаграмм данные химических анализов, выраженные в весовых процентах, пересчитывались на молекулярные качества (делением весовых процентов на молекулярные веса) и затем объединялись в три группы: A, C, F, где $A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; $C = \text{CaO}$; $F = \text{MgO} + \text{MnO} + \text{FeO}$. Значения A, C, F пересчитывались на 100 % и помещались в вершинах треугольника. На ребрах треугольника и внутри него наносились точки, соответствующие составам минералов, которые встречались в данных породах и образовывались в одинаковых условиях температур и давлений. Точки соединились линиями, образующими малые треугольники.



Такого типа парагенетическая диаграмма для контактовых роговиков, выделенных В. Гольдшмидтом, изображена на рисунке 1. Методика их построения дана ниже.

Рис. 1. Диаграмма ACF с коннодами состав-парагенезис

Согласно правилу фаз Гиббса, для того чтобы определенный минеральный парагенезис был широко распространен в природе, он должен быть устойчивым в широком интервале температур и давлений, т. е. система должна иметь две степени свободы. В соответствии с этим, правило фаз Гиббса будет иметь следующий вид: $C = K + 2 - \Phi = 2$, где C – количество степеней свободы; K – число компонентов; Φ – число фаз для закрытой системы, показывающее, что при произвольных температуре и давлении в горной породе количество минералов не должно превышать количество компонентов. Уменьшение числа минералов, по сравнению с количеством компонентов, в большинстве метаморфических пород связано с изоморфными замещениями химических элементов в минералах.

Одним из важных практических приложений фаз к изучению метаморфических пород является то, что оно позволяет составлять диаграммы минеральных ассоциаций пород с различным валовым химическим составом. В данном случае авторы рассматривают два основных типа пород, и их изучение основывается на двух типах диаграмм. Иногда применяются и другие диаграммы. Для пелитовых пород лучше всего подходят треугольные диаграммы AFM, а для метабазитов – диаграммы ACF.

Диаграммы AFM используются для изображения составов и минеральных ассоциаций пелитовых пород. Они были предложены И. Томпсоном (1957). При построении этих диаграмм принимаются во внимание пять главных компонентов: SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , K_2O . Учитывая также и подчиненные компоненты Fe_2O_3 , TiO_2 , и P_2O_5 . В пелитовых породах почти всегда содержится кварц – свободная окись кремния. Поэтому нет необходимости при построении диаграммы специально вносить в нее содержание SiO_2 . Кроме кварца во всех минеральных ассоциациях пелитовых пород присутствуют либо мусковит, либо калиевый полевой шпат. Совместное нахождение этих минералов более характерно для метаморфических минеральных ассоциаций кислых магматических пород, чем для пелитов.

Ниже представлен порядок построения диаграммы AFM для мусковит-содержащих пород. По весовым процентам окислов в породе рассчитывают молекулярные количества Al_2O_3 , FeO , MgO и K_2O . Относительные количества этих компонентов определяют

положение точки на диаграмме. Химические компоненты для краткости обозначены соответственно А, F и М. Прежде чем наносить на диаграмму данные по главным компонентам, делают поправки на присутствие в породе подчиненных компонентов TiO_2 , Fe_2O_3 , а также Na_2O , который в пелитовых породах рассматривается как подчиненный компонент. Принимают, что TiO_2 входит в ильменит FeTiO_3 , упоминающийся в списке минеральной ассоциации как «непрозрачный минерал», Fe_2O_3 – в магнетит Fe_3O_4 , а $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – в альбит.

Далее рассмотрим конкретный пример нанесения данных на диаграмму. Исходные данные и расчеты сведены в таблице 1. Порядок работы следующий:

1. Разделить весовые проценты окислов на их молекулярные веса, в результате чего получаются молекулярные количества.

2. В величину FeO внести поправку на трехвалентное железо, входящее в состав ильменита, которые наносятся на диаграмму: Формула ильменита FeTiO_2 , а магнетита $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, отсюда $F = \text{FeO} - \text{TiO}_2 - \text{FeTiO}_3$.

Расчет $F : F = 0,0251 - 0,0113 - 0,0132 = 0,0006$
 $F \% = 0,0006 : 0,0591 \cdot 100 = 1,0 \%$

Расчет $A : A = 0,2170 - 3 \cdot 0,0669 = 0,0163$
 $A \% = 0,0163 : 0,0591 \cdot 100 = 27,6 \%$

Расчет $M : M = 0,0422$
 $M = 0,0422 : 0,591 \cdot 100 = 71,4 \%$
 $A + F + M = 0,0163 + 0,0006 + 0,0422 = 0,0591$.

3. Проецирование из точки состава чистого мусковита на плоскость основания тетраэдра AFMK производить исходя из того, что отношение $\text{K}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3$ в чистом мусковите равно 1 : 3, поэтому из молекулярного количества Al_2O_3 надо вычесть утроенное молекулярное количество K_2O , т. е. $A = \text{Al}_2\text{O}_3 - 3\text{K}_2\text{O}$.

4. $M = \text{MgO}$.

5. Полученные величины А, F и М сложить и каждую из них выразить в виде процентов к сумме.

6. Результаты наносятся на миллиметровку с треугольной разграфкой.

Таблица 1

Расчет величин AFM пелитовой породы

Компонент	Весовые %	Молекулярный вес	Молекулярные количества
SiO ₂	53,1	60,07	0,8823
TiO ₂	0,9	79,89	0,0113
Al ₂ O ₃	22,1	101,82	0,2170
Fe ₂ O ₃	2,1	159,68	0,0132
FeO	1,8	71,84	0,0251
MnO	0,01	70,93	0,0001
MgO	1,7	40,31	0,0422
CaO	0,5	56,07	0,0089
Na ₂ O	0,6	61,97	0,0097
K ₂ O	6,3	94,20	0,0669
P ₂ O ₅	0,3	141,92	0,0021
H ₂ O	5,1	18,1	0,2832
C	5,3	12,01	0,4413
Сумма	99,71		

При расчете величины F иногда к FeO суммируют MnO, поскольку во многих силикатах Fe²⁺ часто замещается ионом Mn²⁺. Однако это можно сделать не всегда, так как в некоторых породах встречаются марганецсодержащие гранаты. Содержание MnO в пелитовых породах, как правило, невелико, поэтому отклонением величины F от истинного значения (если не вводить поправку на марганец) можно пренебречь.

На диаграммах ACF удобно изображать составы основных магматических пород и известняков с примесями. При их построении учитываются пять главных компонентов: SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO и CaO. В отличие от диаграмм AFM предполагается, что FeO и MgO в неограниченных пределах замещают друг друга в структуре минералов. Так же как и для диаграмм AFM, здесь предполагается, что горная порода насыщена SiO₂ и кварц присутствует практически во всех минеральных ассоциациях. На диаграмму ACF наносятся три главных компонента: Al₂O₃, MgO, + FeO и CaO. Поправки в FeO на содержание TiO₂ и Fe₂O₃ вво-

дятся тем же путем, что и для диаграмм AFM, здесь предполагается три главных компонента: Al_2O_3 , $\text{MgO} + \text{FeO}$ и CaO . Поправки в FeO на содержание TiO_2 и Fe_2O_3 вводится тем же путем, что и для диаграмм AFM. В величину CaO вводится поправка на апатит, имеющий формулу $10\text{CaO}_3\text{P}_2\text{O}_5$: из общего содержания CaO вычитается $10/3 \text{ P}_2\text{O}_5$. Предполагается, что Na_2O и K_2O входят в плагиоклаз. Зная, что плагиоклаз присутствует в минеральной ассоциации, и исходя из формул альбита $\text{Na}_2\text{O} \text{ Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ и ортоклаза $\text{K}_2\text{O} \text{ Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ из суммарного количества Al_2O_3 вычитают Na_2O и K_2O и получают значение А. Таким образом, получают величины трех компонентов диаграммы: $A = \text{Al}_2\text{O}_3$, $C = \text{CaO}$ и $F = \text{MgO} + \text{FeO}$. Ниже приведен еще один пример конкретного расчета (табл. 2). Порядок арифметических операций следующий:

1. Так же как и при расчете диаграммы AFM, делим весовые проценты на молекулярные веса и получаем молекулярные количества.

$$\begin{aligned} A &= \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} = 0,0954 - 0,0636 - 0,0033 = 0,0285 \\ C &= \text{CaO} - 10/3 \text{ P}_2\text{O}_5 - \text{CO}_2 = 0,1721 - 0,0043 - 0,0195 = 0,1526 \\ F &= \text{MgO} + \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2 = 0,1908 + 0,0619 - 0,0338 - 0,0230 = 0,1959 \end{aligned}$$

$$A + C + F = 0,3770, A = 7,6 \%, C = 40,4 \%, F = 52,0 \%$$

2. Определяем А с поправкой на алюминий, содержащийся в полевых шпатах:

$$A = \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}.$$

3. Определим величину С с поправкой на количество CaO , связанное в апатите $10\text{CaO} \cdot 3\text{P}_2\text{O}_5$ и кальците $\text{CaO} \cdot \text{CO}_2$;
 $C = \text{CaO} - 10/3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 - \text{CO}_2$.

4. Величину F определяем путем вычитания из FeO молекулярных количеств окиси титана и окиси железа, эквивалентных содержанию закиси железа в ильмените и магнетите и последующим суммированием полученной величины с MgO ;
 $\text{FeO} = \text{FeO} - \text{TiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3$.

5. Находим сумму $A + C + F$.

6. Выражаем А, С и F в процентах от суммы $(A + C + F)$.

Таблица 2

*Расчет величин ACF метаморфизованной
основной магматической породы*

Компонент	Весовые %	Молекулярный вес	Молекулярные количества
SiO ₂	48,62	60,07	0,8094
TiO ₂	1,84	79,89	0,0230
Al ₂ O ₃	9,71	101,82	0,0954
Fe ₂ O ₃	5,40	159,68	0,0338
FeO	4,45	71,84	0,0619
MnO	0,16	70,93	0,0023
MgO	7,69	40,31	0,1908
CaO	9,89	56,07	0,1764
Na ₂ O	3,94	61,97	0,0636
K ₂ O	0,31	91,20	0,0033
P ₂ O ₅	6,80	18,01	0,3776
H ₂ O	0,18	141,92	0,0013
C	0,86	44,0	0,0195
Сумма	99,85		

Общепринятое положение $A + C + F$ на треугольной диаграмме и положение на ней составов пород показано на рис. 1.

На треугольных диаграммах AFM (см. рис. 2) и ACF можно разместить несколько минеральных ассоциаций. Необходимо помнить, что в соответствии с правилом фаз на диаграмме могут быть показаны минеральные ассоциации из одного, двух или трех минералов, поскольку на ней отражены только три компонента. Кроме минералов, нанесенных на диаграмму, в породах могут присутствовать другие минералы (например, кварц и мусковит на диаграмме AFM).

Если ни в одном минерале нет катионных замещений, получается сравнительно простая диаграмма, подобная диаграмме, изображенной на рис. 1. Линии, соединяющие точки составов минералов, называются соединительными линиями или коннодами. В минеральной ассоциации породы I будут присутствовать четыре минерала: An + Hup + Di + Q (присутствие кварца в породе связано с постоянным избытком кремнезема). Минеральная

ассоциация породы 2 будет состоять из трех минералов: An + Di + Q, а порода 3 – из двух: Di + Q.

Если в минералах имеют место катионные замещения, диаграммы становятся более сложными. В связи с широко распространенным замещением $\text{Fe}^{2+} \leftrightarrow \text{Mg}$ составы минералов на диаграммах AFM часто изображаются линиями, а не точками (рис. 2).

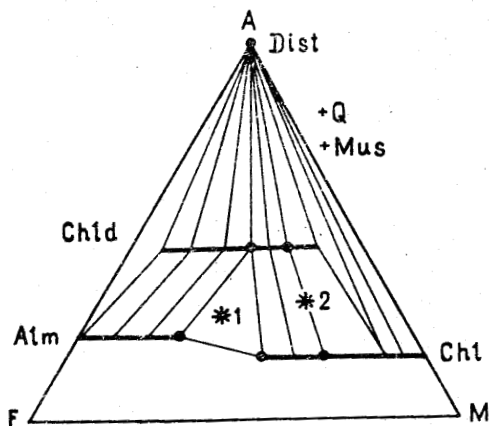


Рис. 2. Диаграмма AFM с коннодами состав-парагенезис (конноды ниже составов альмандина и хлорита не показаны)

На диаграмме (рис. 2) хлоритоид, гранат и хлорит имеют ограниченные пределы замещения Fe^{2+} магнием. Порода I характеризуется ассоциацией Chld + Chl + Mus + Q + Gr. Составы хлоритоида, граната и хлорита в этой породе представлены соответственно разновидностями этих минералов: Chld₁, Gr₁, Chl₁. В породе вторую минеральную ассоциацию составляют Chld + Chl + Mus + Q. Хлоритоид в этой ассоциации имеет состав Chld₂, Chl₂. Для пород I и 2 точки составов сосуществующих минералов соединенных коннодами. Точка 2 расположена в таком участке диаграммы, где для любой породы можно нанести составы только двух минералов. Линия Chld₂ – Chl₂ является лишь одной из множества коннод, положение которых зависит от отношения Fe^{2+} Mg в породе. На диаграмме AFM показано лишь несколько возможных коннод, пересекающих двухминеральное поле.

Треугольными диаграммами пользуются для изображения минеральных ассоциаций пород различного состава метаморфиз-

ческих толщ. С помощью диаграмм можно сопоставить метаморфические минеральные ассоциации разных районов.

Актуальность и удобство классификаций, основанных на принципе метаморфических фаций, нашли наглядное отражение в ряде классификационных схем, появившихся за последние 30–35 лет (Тернер, Ферхуген, 1961; Винклер, 1969; Добрецов и др., 1970). В каждой из последующих схем учитывались новые петрологические и геологические данные; уточнялись границы фаций, субфаций и минеральные парагенезисы критических и запрещенных минералов. Выделялись новые фации и субфации метаморфизма. Особенно многочисленные коррективы были внесены в серии фаций, характеризующих региональный метаморфизм, отличающийся наибольшим разнообразием действующих факторов. Ниже приведена схема фаций Ф. Тернера, принятая большинством зарубежных исследователей. В ней выделены две параллельные серии, соответствующие контактовому и региональному метаморфизму.

А. Фации контактового метаморфизма. $P_{\text{Нагр.}} = 100 - 3000 \text{ бар}$,
 $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx P_{\text{Нагр}}$

1. *Альбит-эпидот-роговиковая фация;*
2. *Роговообманково-роговиковая фация;*
3. *Пироксен-роговиковая фация;*
4. *Санидинитовая фация.*

В карбонатных породах Н.Л. Боуэном выделяются более дробные 13 ступеней метаморфизма.

Б. Фации регионального метаморфизма $P_{\text{H}_2\text{O}} \approx P_{\text{Нагр.}} = 3-12 \text{ кбар}$.

5. *Цеолитовая фация;*
6. *Фация зеленых сланцев. Субфации:*
 - 6.1. Кварц-альбит-мусковит-хлоритовая;
 - 6.2. Кварц-альбит-биотитовая;
 - 6.3. Кварц-альбит-альмандиновая (вместо альбит-эпидот-амфиболитовой фации).
7. *Фация глаукофановых сланцев.*
8. *Альмандин-амфиболитовая фация. Субфации:*
 - 8.1. Ставролит-кварцевая;
 - 8.2. Кианит-мусковит-кварцевая;
 - 8.3. Силлиманит-альмандиновая;
9. *Гранулитовая фация. Субфации:*

- 9.1. Роговообманково-гранулитовая;
- 9.2. Пироксен-гранулитовая;
- 10. Эклогитовая.

Таким образом, вместе с субфациями выделено 16 подразделений. Они соответствуют схеме фаций П. Эскола, лишь детализируя ее.

Рассмотрим некоторые другие схемы фаций, опубликованные в последние 20–30 лет. На рисунке 3 дана петрогенетическая схема фаций Г. Винклера (1969). Фации контактового метаморфизма Г. Винклера соответствуют подразделению Ф. Тернера с той лишь разницей, что Г. Винклер не рассматривает санидинитовую фацию. Динамотермальный метаморфизм Г. Винклер подразделяет на две фации – фацию зеленых сланцев и амфиболитовую фацию, а на субфации подразделяет их отдельно для двух типов фациальных серий: типа Барроу (аналогично субфациям Ф. Тернера) и типа Абакума. Полная схема фаций Г. Винклера (1969) имеет следующий вид:

I. Роговиковые фации контактового метаморфизма.

- 1. Альбит-эпидот-роговиковая фация;
- 2. Пироксен-роговиковая фация;
- 3. Роговообманково-роговиковая фация.

II. Региональный динамотермальный метаморфизм.

А. Фациальная серия типа Абакума (без дистена и хлоритоида).

А.1. Фация зеленых сланцев;

А.1.1. Кварц-альбит-мусковит-биотит-хлоритовая субфация;

А.1.2. Кварц-андалузит-плагиоклаз-хлоритовая субфация;

А.2. Кордиерит-амфиболитовая фация.

А.2.1. Андалузит-кордиерит-мусковитовая субфация.

А.2.2. Силлиманит-кордиерит-мусковит-альмандиновая субфация.

А.2.3. Силлиманит-кордиерит-ортоклаз-альмандиновая субфация.

В. Фациальная серия типа Барроу (повышенных давлений с хлоритоидом и дистеном без андалузита)

В.1. Фация зеленых сланцев.

В.1.1. Кварц-альбит-мусковит-хлоритовая субфация;

В.1.2. Кварц-альбит-биотитовая субфация;

В.1.3. Кварц-альбит-альмандиновая субфация (или альбит-эпидот-амфиболитовая фация);

В.2. Альмандин-амфиболитовая фация.

В.2.1. Ставролит-кварцевая субфация;

В.2.3. Силлиманит-альмандин-ортотлазовая субфация.

III. *Особые фации*

1. Гранулитовая.

2. Эклогитовая.

IV. *Метаморфизм погружения, как продолжение диагенеза.*

1. Средние давления нагрузки, средний градиент Р-Т.

1.1. Цеолитовая фация (или лимонит-пренит-кварцевая фация).

1.2. Пумпеллиит-пренит-кварцевая фация.

2. Высокие давления нагрузки, низкий градиент Р-Т.

2.1. Лавсонит-глаукофановая фация (или фация глаукофановых сланцев).

2.2. Лавсонит-альбитовая фация.

Всего дано 21 подразделение, включая субфации. Схема Г. Винклера расширяет схему Ф. Тернера введением субфаций типа Абакума и фаций метаморфизма погружения.

Наиболее совершенной является схема фаций, предложенная Н. Л. Добрецовым, В. В. Реведатто, В. С. Соболевым и др. (1970) (см. рис. 4). Объем фаций в предполагаемой схеме лишь приблизительно соответствует схемам П. Эскола и Ф. Тернера, поэтому встает вопрос о пересмотре традиционных названий фаций. В предполагаемой схеме фаций четко выделены фациальные серии, различающиеся по давлению: А – фации низких давлений, примерно соответствующие контактовому метаморфизму; В – фации средних давлений, соответствующие обычному региональному метаморфизму; С – фации высоких давлений в земной коре; Д – фации сверхвысоких давлений (в мантии). Исключая группу Д, остальные три фациальные серии по температуре разделены на четыре фации каждая, например, А₀, А₁, А₂, А₃; В₁, В₂, В₃, В₄; С₁, С₂, С₃, С₄. Границами фаций служат линии минеральных равновесий, ограничивающие термодинамические поля устойчивости важнейших минералов и парагенезисов, где они устойчивы. При

выделении фаций метаморфизма учитываются критические и запрещенные минеральные ассоциации.

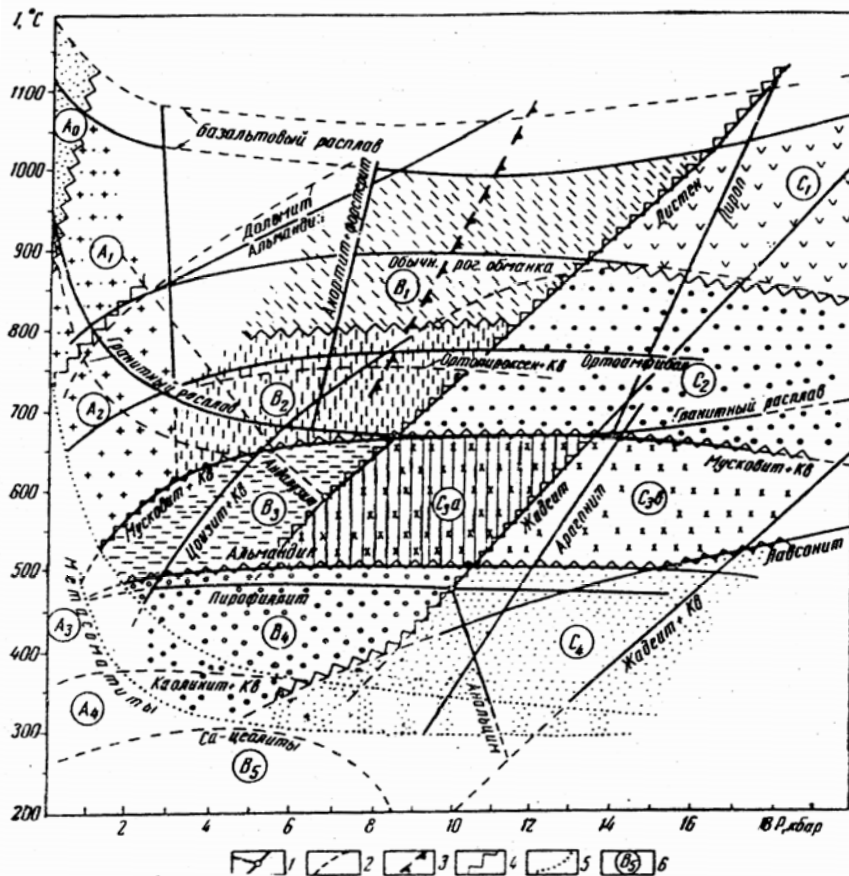


Рис. 4. Петрогенетическая схема фаций контактового и регионального метаморфизма Н. Л. Добрецова и др. (1970):

1 — линии минеральных равновесий, ограничивающие поля устойчивости важнейших минералов и ассоциаций; 2 — то же для равновесий, для которых недостаточно экспериментальных данных; 3 — начало эклогитизации большинства базальтовых пород; 4 — границы фаций (и субфаций $C_{3a} - C_{3b}$); 5 — вероятные границы поля метаморфизма; 6 — буквы и крап-поля отдельных фаций

Группа А. Фации низкого давления, соответствующие в основном контактовому метаморфизму. Общее давление от 1 бар до 3–4 кбар. Сильные колебания давления P_{H_2O} и P_{CO_2} . Температурный интервал метаморфизма от 550 °С до 1200 °С.

1. **A₀** – Спуррит-мервинитовая фация. Температура от 900–1200 °С, а давление от 1 до 200–300 бар. Характерна для ксенолитов в вулканических породах или в непосредственном контакте с интрузиями габброидов. Имеет крайне ограниченное распространение. Фация для класса карбонатных составов подразделяются на две субфации:

1.1. Мервинит-кальцитовая субфация;

1.2. Монтичеллит-спуррит-тиллитовая субфация.

2. **A₁** – Пироксен-роговиковая фация. Температура от 700–800 °С до 900 °С, давление от первых десятков, сотен бар до 3–4 кбар. Сверху поле фации ограничено линией устойчивости силлиманита, кварца, волластонита с кальцитом, гранатом, биотитом, а также линией плавления базальта. Характерна для внутренних частей ореолов, генетически связанных с интрузиями различных габброидов. Фация подразделяется на две субфации:

2.1. Волластонит-геленит-анортитовая субфация;

2.2. Гроссуляровая.

3. **A₂** – амфибол-роговиковая фация. Температура от 550, чаще от 600 до 800 °С, давление от первых десятков, сотен бар до 3–4 кбар. Сверху поле фации ограничено линией устойчивости альмандина, доломита, кальцита с кварцем. Она подразделяется на две субфации:

3.1. Силлиманитовую субфацию амфиболовых роговиков;

3.2. Андалузитовую субфацию амфиболовых роговиков.

4. **A₃** – мусковит-роговиковая фация. Температура меньше 550–600 °С, давление до 3–4 кбар. Фация локализована во внешних частях контактовых ореолов.

5. **A₄** – минеральные фации, соответствующие гидротермальным и метасоматическим породам, связанным с контактными ореолами, сформированными при низких давлениях.

Группа В. Фации умеренного (среднего) давления, соответствующие обычному, региональному метаморфизму. Для P_{H_2O} закономерно убывает от низкотемпературных фаций В₄ и В₅ к

высокотемпературным фациям B_1 и B_2 , где оно опускается до 0,2–0,3 $P_{\text{общ}}$. Напротив P_{CO_2} возрастает в соответствующих пределах. Общее давление меняется в пределах от 3–5 кбар до 10–15 кбар. Температурный интервал метаморфизма от 300–400 °С до 900–1000 °С.

6. B_1 – фация двупироксеновых гнейсов (гранулитовая). Температура метаморфизма – от 750–800 °С до 900–1000 °С, давление от 4–5 кбар до 12–13 кбар. Сверху по температуре и давлению поле фации ограничено линией плавления базальта, устойчивости алмазина и доломита. Субфации не выделяются.

7. B_2 – фация силлиманит-биотитовых гнейсов (амфиболитовая). Температура метаморфизма изменяется от 650 °С до 800 °С, а давление от 4 до 8 кбар. Верхний температурный предел фации ограничивается равновесием $OP_{yt} + CP_{yt} + KP_{sp} + Q \leftrightarrow Cr + Bi + Amf$, исчезновением ромбических амфиболов и $Bi + Sill + Q$ ассоциации. По давлению фации B_1 и B_2 от фации C_1 и C_2 ограничены линиями дистена и полной эклогитизации.

8. B_3 – фация андалузит (силлиманит) – мусковитовых сланцев (эпидот-амфиболитовая). Верхний температурный предел фации определяется устойчивостью $Mus + Q$ и $Stav + Q$, соответствуя температурам 600–650 °С. Нижняя температурная граница фации фиксируется сменой алмазина хлоритом с кварцем, исчезновением роговой обманки, сменяющейся парагенезисом $Akt + Eg + Ab$ и ставролита, вытесняющегося хлоритом. Это отвечает температурам около 500 °С. По давлению фация B_3 от фации C_3 отделена линией устойчивости дистена, что соответствует давлению в 7,5–10 кбар.

9. B_4 – фация зеленых сланцев. Температурный интервал от 350–400 °С до 500–550 °С. Сверху по температуре она ограничена устойчивостью $Chl + Q$, характеризуется отсутствием роговой обманки, алмазина и олигоклаза. В большей части фации устойчивы также пиррофиллит и пумпеллиит. Нижняя граница фации фиксируется отсутствием каолинита, диаспора, цеолитов и других Са-минералов. По давлению Р-Т область зеленосланцевой фации и лавсонит-глаукофановой фации разделяется линиями устойчивости $Lav + Q$, $Arag + Cad$, что соответствует давлению в 7–10 кбар.

10. **В₅** – цеолитовая фация и региональный эпигенез. Температура метаморфизма от 100 до 300–350 °С, давление обычно не превышает 3–5 кбар.

Группа С. Фации высокого давления. Характеризуется давлением в 8 кбар при низкой температуре и свыше 15 кбар при высокой температуре. Температурный интервал от 300 до 1000 °С. Обычно локализуются в узких тектонических зонах т. н. «локальный метаморфизм».

11. **С₁** – эклогитовая фация. Температура метаморфизма изменяется от 850 °С до 1000 °С, а давление превышает 14 кбар. Нижний температурный предел фации фиксируется наличием граната с содержанием пиропового минала не менее 50 %.

12. **С₂** – фация дистеновых гнейсов и амфиболитов. Температура от 650 до 800–850 °С, давление свыше 10 кбар, но иногда достигает в условиях земной коры 15–17 кбар. Нижней границей фации является линия устойчивости Mus + Q, ограничивающей устойчивость Dist + KFspr.

13. **С₃** – фация дистен-мусковитовых сланцев (глаукофан-альмандиновая). Нижняя ее граница определяется устойчивостью дистена и альмандина в области давлений до 15 кбар и линией лавсонита при $P_{общ} > 15$ кбар. Температура – от 500–650 °С. На петрогенетической схеме (рис. 4) фация подразделена на две субфации C_3^a и C_3 линией устойчивости жадеита.

14. **С₄** – жадеит-лавсонит-глаукофановая фация. Температурный интервал – 300–550 °С, давление свыше 8–10 кбар. Фация, для которой очевидно наиболее высокое давление при относительно низкой температуре ограничено линией устойчивости Law + Q, по давлению – глаукофана с лавсонитом или эпидотом, а также эпидотом и жадеитом.

15. Фации верхней мантии. Фации верхней мантии доступны изучению непосредственно по ксенолитам в кимберлитах. Давление свыше 25–30 кбар, температура около 900–1100 °С. Выделяются следующие фации:

15.1. Эклогитовая фация;

15.2. Коэситовая фация;

15.3. Фация алмазоносных эклогитов.

Таким образом, всего выделено 24 подразделения, включая субфации метаморфизма. Петрогенетическая схема фаций и субфаций метаморфизма Н. Л. Добрецова и др. (1970) наиболее полно отражает современное состояние метаморфической петрологии. Трудно определяются четкие границы каждой выделенной фации, так как они характеризуются различными парагенезисами критических минералов, что объясняется большим разнообразием состава исходных пород. Данная классификация наиболее приемлема для петрологических исследований метапелитов и metabазитов.

3. Принцип выделения и классификации метаморфических формаций

Метаморфическая формация, по определению Н. Л. Добрецова, – это закономерный член ряда геологических формаций: осадочных, магматических и метаморфических. Учение о геологических формациях – достижение отечественной Российской геологической науки. Представление о метаморфических формациях возникло позже других и до сих пор само их выделение, а также принципы классификации вызывают дискуссии.

Первое широкое обсуждение принципов выделения и классификации метаморфических формаций состоялось в 1972 г. в Новосибирске на Первом Всесоюзном симпозиуме по метаморфизму. На нем выступили ведущие специалисты – геологи представители многих коллективов, развивающих в то время формационное направление в метаморфической петрологии (А. А. Макашев, М. А. Мишкин, Н. Л. Добрецов, Б. Я. Хорева, В. П. Кирилук, О. М. Розен, М. А. Черноморский и др.).

В решении Первого всесоюзного симпозиума отмечалось: «...можно переходить к составлению более сложных карт типов метаморфизма и метаморфических формаций», увязка с ними металлогении метаморфических толщ. С этого момента, как считают многие исследователи, начались систематические исследования по проблеме метаморфических формаций (Добрецов, 1981).

Название формаций (формационных типов) большинство авторов дают по реально наблюдаемым главным типам метаморфических пород с указанием признаков структуры формации (зо-

нальная, диафторитовая, мигматитовая, или «ультраметаморфическая», и т. д.). Конкретным формациям (комплексам) добавляются собственные имена (например, актюзская, побужская, бердичевская, кабактинская и т. д.). При решении частных задач можно, конечно, использовать дополнительные названия как и для магматических формаций, например тектонических (эвгеосинклинальные, протогеосинклинальные и т. д.), палеогеологических или палеоседиментологических, как предлагает О. М. Розен (метааридные, метагумидные, метаолистостромовые и т. д.), металлогенических (железородная, пегматитоносная, апатитоносная и т. д.) принципы предлагаемой классификации формаций иллюстрируются в табл. 3, в которой дан несколько измененный вариант ранней классификации Н. Л. Добрецова с соавторами (1969, 1976).

Классы формаций определяются, прежде всего, разными методами их картирования (Методика картирования..., 1980). Для I класса нестратифицированных (мигматитовых, ультраметагенных) формаций главное значение имеет картирование разных типов мигматитов и параавтохтонных гранитоидов, скиалитов, реситов и их соотношений с мигматитами и гранитами, а также палингенно-анатектической (или метаморфо-метасоматической, по другой трактовке) зональности. Для II класса стратифицированных монофациальных (супракрустальных) формаций на первый план выходят прослеживание и корреляция маркирующих горизонтов и ритмопачек, а также выявление сложной складчатой структуры, этапов деформации и их соотношений с этапами метаморфизма, поскольку многие из этих формаций являются полиметаморфическими. Для III класса зональных (полифациальных) формаций важнейшее значение приобретает картирование метаморфической зональности и соотношений отдельных зон со стратиграфическими и тектоническими (надвиги и пр.) границами толщ, с аллохтонными и параавтохтоными гранитоидами. В тоже время известны и переходные между тремя классами случаи. Поэтому нецелесообразно противопоставлять эти формации или выделять большее их число.

Таблица 3
Схема классификаций обобщенных метаморфических формаций и их корреляция с другими классификациями

Класс формаций С _Ф , С _М , П.	Тип метаморфизма (В _М , П., С _Ф , С _М , П.)	Набор пород (В п. п.)	Формации	Авторы
I. НЕСТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ (ультраметабазитные, мигматитовые, плутонно-метаморфические, оластокатактазитовые)	Гранулитовый (фация В ₁)	γП + ПА	Эндербитовая; гиперстен-гнейсовая (?)	Н. Л. Добрецов и др. ; А. М. Лысак;
		γП + γδБ + Б	Чарнокит-базитовая; гранулит-базитовая двуфирохсен-гранулит-гнейсовая; двуфирохсен- сланцевая	Н. Л. Добрецов и В. И. Шульдинер; [Миронок, 1977]
	Мигматит- гнейсовый (фация В ₂)	γП + П	Гранато-гнейсовая; биотит-гранатовая гранитная; мигматит-гранитовая; гнейсово-гранитовая.	Н. Л. Добрецов и др. А. М. Лысак;
		γδП + γБ + Б	(Амфиболит) – плагиогнейсовая; диоритовидная; тоналит-гнейсовая; первично-коровая диорит- плагиогранитная	Н. Л. Добрецов и др. ; А. М. Лысак; [Батиева, 1978]
		γП + γδБ + К ± Б	Карбонатно-мигматитовая; мигматитовая с мрамор- амфибол-гнейсовая и другими субстратами; мрамор-амфибол-сланцевая (?)	Н. Л. Добрецов и др.. А. Б. Бакиров; [Миронок, 1977]
II. МОНОФАЦИАЛЬНЫЕ (незональные суперкристаллыне стратифицированные метаморфически)	Андалузит- силлиманитовый (фация В ₃ ? В ₂)	γП + П ± Б	Зонально-мигматитовая, метаморфо- метасоматические купола; мигматит-гнейсово- сланцевая	Н. Л. Добрецов и др., [Жданов и др, 1980 Хорева, 1967]
	Гранулитовый (фация В ₁)	П ± Кр	Кондалитовая; кварцит-кондалитовая; кварцит- силлиманит-гнейсовая; силлиманит-гиперстен- гнейсовая.	Н. Л. Добрецов и др. ; В. И. Шульдинер; [Миронок, 1977]
		П + Fe – Кр	Эвлизит-кварцитовая; магнетитовых кварцитов	Н. Л. Добрецов и [Миронок, 1977]
		П + Б + Fe	Железисто-гнейсовая; железорудно-гнейсовая	Н. Л. Добрецов и В. П. Кирилук
	Эклогит- гнейсовый (фация С ₂)	П + К ± Б	Карбонатно-гранулитовая; известково- гранулитовая; мрамор-гиперстен-гнейсовая	Н. Л. Добрецов и В. И. Шульдинер; [Миронок, 1977]
		П + Б ± К, γП	Эклогит-гнейсовая; эклогит-гнейсово- мигматитовая,	Н. Л. Добрецов и А. Б. Бакиров.
III. ДИСТЕН-СЛАНЦЕВЫЙ (фация ВС ₃)	Дистен-сланцевый (фация ВС ₃)	П + К _р	Кварцит-дистен-сланцевая зон регионального выщелачивания	Н. Л. Добрецов и др. ; [Жданов и др., 1980]

Класс формаций Сф.См.П.	Тип метаморфизма (В _м , П., С _о С _м , П.)	Набор пород (В п.п.)	Формации	Авторы
III. ЗОНАЛЬНЫЕ СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ (полифациальные, пегмато- зонально-метаморфические)		П + К _р + Б ± К	Эклогит-дистен-сланцевая; эклогит-кварцит-гранат- сланцевая и эклогит-мрамор-сланцево-кварцитовая.	Н. Л. Добрецов и др.; А. Б. Бакиров.
	Зеленосланцевый (фация В ₄)	П + К _р	Кварцит-филлитовая; филлитовая; кварцит- зеленосланцевая; кварцит-сланцевая и метапелитовая сланцевая.	Н. Л. Добрецов и др.; [Хорева, 1967]; А. Б. Бакиров.
		Б + Г + К _р	Офиолитовая; зеленосланцевая (группа) актинолитовых амфиболитов и зеленых сланцев.	Н. Л. Добрецов и др.; [Хорева, 1967; Кейльман, Минкин, 1977]; А. Б. Бакиров.
	Полиметаморфизм (многоэтапность В ₁ ? В ₂ ? В ₄)	Разный	Полиметаморфические, диафторические; полиметаморфически гнейсовая и зеленосланцевых диафторитов.	А. Б. Бакиров; [Миронок, 1977]
	Андалузит- силлиманитовый (В ₄ ? В ₃ ± В ₂)	П + К _р	Зональная андалузит-филлит-гнейсовая; метапелитовая зональная с кордиеритом и андалузитом	Н. Л. Добрецов и др.; А. Б. Бакиров.
		П + К + К _р	Зональная карбонатно-сланцево-гнейсовая; мрамор- метапелитовая зональная и кварцит-мраморная зональная	Н. Л. Добрецов и др.; А. Б. Бакиров.
	Дистен-силлиманит- овый (В ₅ ? В ₄ ? В _{С3} ± В ₂ или С ₂)	П ± Б	Зональная дистен-филлит-гнейсовая; (метабазит) метапелитовая зональная с дистеном.	Н. Л. Добрецов и др.; А. Б. Бакиров
		П + Б + Fe – К _р	Зональная железисто-сланцевая; зональная джеспилитовая.	Н. Л. Добрецов и др.; В. П. Кириллов
	Глаукофан- сланцевый (В ₃ ? В ₄ ? С ₄)	Б + К _р + ПА	Зональная глаукофан-сланцевая (с подформациями); зональная метабазитовая с кросситом (подформация)	Н. Л. Добрецов и др.; А. Б. Бакиров.
	Эклогит-глаукофан- сланцевый (В ₄ ? С ₄ ? С ₃)	Б + К _р + ПА	Эклогит-глаукофан-сланцевая	Н. Л. Добрецов и др.; А. Б. Бакиров.

Примечания: 1. В скобках приводятся названия класса по другим авторам сборника; 2. Названия типов – в основном по данным Н.Л. Добрецова и др. (1969, 1976); 3. Главные типы пород: П – метапелиты (ПА – обогащенные СаО метарауакки, андезит-лапиды и другие, К_р – кремнистые), Б – метабазиты, К – карбонатные, Г – гипербазиты (серпентиниты), П, гбс – мигматиты по метапелитам и метабазитам или известковым породам; 4. В основном примеры формаций, использованные в табл. 2; 5. Н. Л. Добрецов и др. – [Добрецов и др., 1976; Фашии ... 1974; и наст. сб.], авторы без года см. статьи в сборнике. Метаморфические формации (принципы выделения и классификации) / Н. Л. Добрецов и др., 1981)

Выделение типов метаморфизма соответствует группировке формаций по признакам $V_{м.п.}$, $C_{м.п.}$, $C_{ф.}$ или, что то же самое, расчленению трех классов формаций по фаціальным (парагенетическим) признакам $V_{м.п.}$. Целесообразность этого, как отмечалось, определяется, во-первых, тем, что мы можем осуществить модельный подход (контроль, улучшение классификации, согласование с теорией и т. д.), поскольку, по идее, каждому типу, если он выделен правильно, соответствует своя модель метаморфизма. Во-вторых, выделением типов метаморфизма достигается единство подхода к выделению всех формаций, так как осадочные и магматические формации тоже логично группируются по типам осадконакопления и типам магматизма (Добрецов, 1972). Подразделения на этом уровне (типы $V_{м.п.}$, $C_{м.п.}$, $C_{ф.}$) могут быть более пробными в зависимости от специфики региона, масштаба и целей исследования (например, можно в зональных формациях андалузит- и дистен-силлиманитового типов выделить формации ядра и сланцевого обрамления, в типе полиметаморфизма отдельно выделить диафторические формации и т. д.).

Переход от типов метаморфизма к метаморфическим формациям такой же, как и для магматических формаций, – каждому типу метаморфизма в зависимости от состава комплексов (свит) соответствует несколько метаморфических формаций. Или, иначе, комплексы (свиты) одинакового состава, но испытавшие метаморфизм разных типов, определяются как разные формации. Детальность подобного расчленения по составу зависит от масштабов и целей исследований (см. табл. 3). В таблице 3 приведены типичные примеры, а не все варианты расчленения формаций по составу. В большинстве случаев достаточно, как отмечалось, учесть соотношение трех модельных групп пород – метапелитов, metabазитов и карбонатных. Получаемые при этом крупные подразделения нередко соответствуют сериям (мегакомплексам), или формационным комплексам, по Е. П. Миронюку (1981). Например, карбонатно-гранулитовая формация, по классификациям В. И. Шульдинера и Н. Л. Добрецова, соответствует, по Е. П. Миронюку, мегакомплексу, состоящему (на примере джелтулинской серии) из мрамор-гиперстен-гранат-гнейсовой, гранат-гиперстеновой и мрамор-гранат-гнейсовой формаций.

Формационные подразделения могут варьировать при анализе конкретных регионов, как было показано на примере карты метаморфических формаций Алтае-Саянской области (Добрецов, Пономарев, 1978). Эту область по распространению формаций фундамента и зональных комплексов можно разделить на три зоны. В северо-западной (Кузнецкий Алатау, Минуса, Салаир) преобладают плагиогнейсово-амфиболитовая и зонально-мigmatитовая контрастная формации; в южной зоне (Сангилен, Горный и Рудный Алтай) преобладают проявления термодинамометаморфизма андалузитового или переходного этапов в терригенных и карбонатно-терригенных толщах (зональные сланцево-гнейсовая и карбонатно-сланцево-гнейсовая формации); между ними располагается широтная зона, в которую входит Западный Саян, Северо-Западная Тува, часть Салаира, где названные формации отсутствуют и распространены глаукофановая и офиолитовая формации. Здесь «фундаментом» могли быть сами офиолиты, тектонически «выдвинутые» в зонах крупных надвигов. Пример таких офиолитов – Куртушибинский пояс (Добрецов и др., 1977). Распространение формаций «фундамента» в значительной мере контролирует размещение других эндогенных формаций, в частности, зеленосланцевых геосинклинальных нижнепалеозойских гранитоидов и оруденение. В частности, месторождения железа распространены только в северной и промежуточной зонах фемического профиля (Добрецов, Пономарева, 1978).

В дополнение к этому выводу в таблице 4 проиллюстрирован, вероятно, наиболее важный аспект выделения метаморфических формаций – корреляция с ними определенного вида метаморфогенных полезных ископаемых. Метаморфогенные месторождения образуются или видоизменяются в процессе метаморфизма и зависят как от особенностей состава комплексов, так и от типа (характера) метаморфизма (Фации..., 1974; Добрецов, 1974). Эта зависимость носит разный характер для трех главных типов метаморфогенных месторождений – прометаморфических (метаморфизованных), реометаморфических (переотложенных) и синметаморфических (новообразованных) (Кратц и др., 1973; Добрецов, 1974).

Таблица 4

Примеры метаморфических формаций с разной рудоносностью

№ п/п	Тип метаморфизма	Метаморфическая формация	Рудная ассоциация	Вид полезного ископаемого	Примеры
1	Гранулитовый	Кондалитовая	Силлиманит-графитовая TR – пегматиты	Силлиманит, графит ± хрусталь; Редкие земли	Украина, Шри-Ланка, Индия, Австралия
		Карбонатно-гранулитовая	Флогопитовая магнезиальных скарнов	Флогопит, шпинель, лазурит, магний	Алдан, Мадагаскар, Юго-Западный Памир
2	Полиметаморфизм	То же, диафторированная	Глубинных кальциевых скарнов	Железо, бор	Алдан, Канада
3	Гранито-гнейсовый	Железисто-гнейсовая	Пироксен-магнетитовая	Железо	Алдан
4	Зеленосланцевый (частично 6 и 7)	Джеспилитовая	Гематит-магнетитовая Амфибол-магнетитовая	Железо	КМА, Криворожье
5	Начальный	Гондитовая Кварцит-углисто-филлитовая	Спессартин-окисная Золото-кварцевая	Марганец, золото	Индия, Узбекистан, Бодайбо
6	Андалузит-силлиманитовый	Зональная андалузит-филлитово-гнейсовая	Керамических и редкометалльных пегматитов; Кордиерит-антофиллит-медноколчеданная;	Керамика, бериллий, молибден, литий,	Забайкалье, Карелия Финляндия
			Гематит-сфалерит-пикритовая	медь ± никель, свинец, цинк ± никель	Швеция, Родезия
7	Дистен-силлиманитовый	Зональная дистен-филлитово-гнейсовая	Мусковитовых пегматитов; Полиметаллическая	Мусковит Свинец, цинк ± медь	Мамский район, Сев. Прибайкалье

В полиметаллических формациях многие рудные месторождения (эпиметаморфические, по определению Е. П. Миронюка) связаны с локальным метасоматозом или палингенезом – наложенными этапами метаморфизма, т. е. тоже являются син- или реометаморфическими, но диафторического типа.

Контрольные вопросы

1. Что такое метаморфизм?
2. Главные факторы метаморфизма.
3. Классификация метаморфических пород.
4. Понятие о метаморфической фации.
5. Минералогическое правило фаз.
6. Диагностические диаграммы состав-парагенезис AFM и ACF.
7. Фации контактового метаморфизма по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену.
8. Фации регионального метаморфизма по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену.
9. Петрогенетическая схема фаций Г. Винклера.
10. Петрогенетическая схема фаций Н. Л. Добрецова с соавторами.
11. Понятие – метаморфическая формация.
12. Дать описание классификации метаморфических формаций Н. Л. Добрецова.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО РЕГИОНА

Восточно-Сибирский регион занимает площадь более 4,5 млн км², что составляет 1/5 часть территории России. Западная и Восточная границы региона ограничены очертаниями Сибирской платформы и ее южного складчатого обрамления. Северная половина Восточно-Сибирского региона включает значительные части Красноярского края и Якутской республики, южная – полностью Иркутскую область, Бурятскую республику, Читинскую область и часть Нижне-Амурской области.

Значительную территорию Восточно-Сибирского региона занимает Средне-Сибирское плоскогорье с более высоким плато Путорана и его северо-западной части. В южной части региона расположены крупные горные хребты: Восточный Саян, Яблоно-

вый, Становой, южная часть Джугджура. В юго-западной части региона расположено уникальное озеро Байкал, обрамляемое Приморским, Байкальским, Хамар-Дабанским и Баргузинским хребтами. В Забайкальской части региона расположены Витимское плоскогорье и ряд небольших горных хребтов, в целом субпараллельных Яблоновому и Становому: Верхне-Ангарский, Северо-Муйский и Южно-Муйский, Каларский, Черского, Борщовочный, Нерчинский, Олекминский, Тукурингра и др.

В пределах Средне-Сибирского плоскогорья крупнейшими водными артериями являются р. Енисей с притоками Ангара, Подкаменная и Нижняя Тунгуска и р. Лена с притоками Вилюй, Витим, Олекма, Алдан. В южной части региона, в Забайкальской части крупнейшими реками являются Селенга и Амур с притоками Шилка и Аргунь, а также верховья рек Витим, Олекма, Алдан.

В геологическом строении Восточно-Сибирского региона в целом выделяются две крупные геоструктурные единицы: Сибирская платформа и ее южное складчатое обрамление. Сибирская платформа занимает средне-Сибирское плоскогорье, междуречье великих сибирских рек Енисей и Лены и относится к древнейшим геотектоническим элементам континентальной земной коры северного полушария. Для нее характерно наличие раннедокембрийского фундамента, дискордантность структурных планов фундамента, чехла и обрамляющих складчатых систем, длительный перерыв между формированием фундамента и появлением чехла и т. п. По мнению большинства исследователей, она сформировалась около 2 млрд лет назад, когда разрозненные архейские глыбы были спаяны в единый Сибирский кратон, который и образует ее современное кристаллическое основание.

На современном эрозионном срезе Сибирская платформа, как правило, отделена от обрамляющих складчатых систем разновозрастными зонами разломов, краевых швов и надвигов (Главный Саянский, Прибайкальский, Становой и т. д.) (рис. 5).

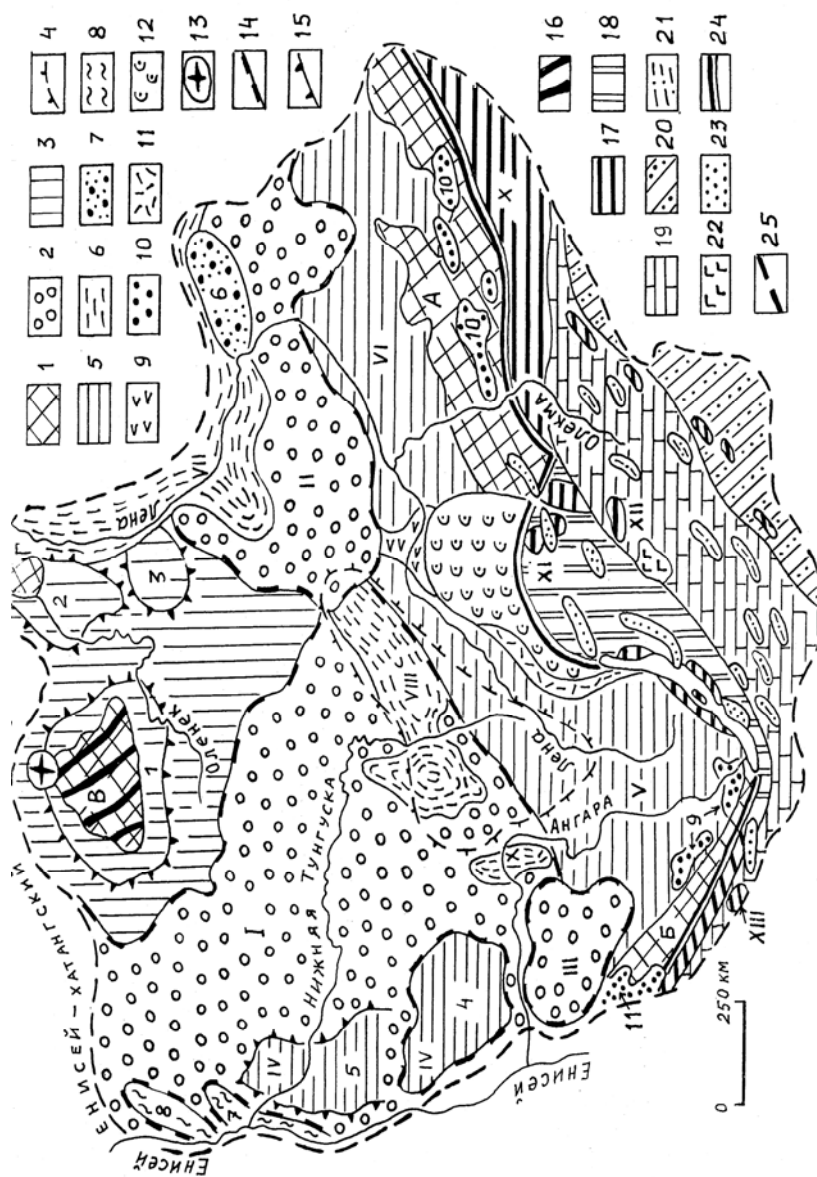


Рис. 5. Схема тектонического районирования
Восточно-Сибирского региона.

Сибирская платформа: 1 – выходы кристаллического фундамента (А – Витимо-Алданский щит, Б – Присяянский щит, В – Анабарский щит, Г – Оленекский выступ); 2 – синеклизы (I – Тунеусская, II – Виллюйская, III – Ангаро-Тасеевская); 3–4 – антеклизы: 3 – Анабаро-Оленекская (1 – Анабарский мегасвод, 2 – Оленекский свод, 3 – Мунский свод), 4 – Непско-Ботуобинская погребенная антеклиза; 5 – моноклизы: IV – Приенисейская (4 – Байкитская анеиклиза, 5 – Бахтинский мегавыступ), V – Прибайкальская, VI – Средне-Ленская; 6 – внутриплатформенные и перикратонные прогибы: VII – Приверхоянский, VIII – Ангаро-Виллюйский, IX – Катская впадина; 7 – предгорные прогибы (6 – Келинский); 8 – краевые зоны линейных дислокаций (7 – Курейско-Бакланихинский мегавал, 8 – Хантайско-Рыбинский мегавал); 9 – Уринское поднятие, сложенное авлакогенными комплексами; 10 – структуры активизации, прогибы и впадины (9 – Присяянский, 10 – Южно-Якутский, 11 – Рыбинская); 11 – Аkitканский вулканический пояс; 12 – Байкало-Патомский эпиплатформенный перикратонный прогиб; 13 – Попигайская астроблема; 14 – границы структур I порядка; 15 – границы структур второго порядка; 16 – линейно-амонитные зоны стресс-метаморфизма Анабарского щита.

Центрально-Азиатский складчатый пояс: 17 – выходы докембрийского основания (X – Становая складчатая система, XI – Муйские глыбы, XII – Амалатская глыба, XIII – Гарганская глыба); 18 – зона байкалитид; 19 – зона каледонид; 20 – зона герцинитид; 21 – система мезозойских впадин Забайкалья; 22 – Витимское базальтовое плато; 23 – система кайнозойских впадин Байкальской рифтовой зоны; 24 – прискладчатая граница краевого шва; 25 – граница Восточно-Сибирского региона.

Северная граница Восточно-Сибирского региона принята по южному обрамлению Енисей-Хатангского прогиба. На северо-востоке и востоке Сибирская платформа граничит с молодой позднепалеозойско-мезозойской складчатой системой Верхоянья по Приверхоянской краевой зоне, состоящей из серии надвиговых пластин, а с запада она отделена от погребенных структур байкалитид региональным Енисейским разломом. Юго-западную границу Сибирской платформы определяют каледонские складчатые комплексы Восточного Саяна, отделенные Главным Саянским краевым швом от докембрийских образований Присяянско-

го выступа. Далее граница проходит по Приморскому разлому и севернее – по восточному ограничению Северо-Байкальского вулканического пояса. На востоке Сибирская платформа отделена от Становой складчатой системы одноименным краевым швом. Крупные массивы анортозитов и габбро-анортозитов, приуроченные к восточной части Станового краевого шва, рассматриваются многими исследователями в составе платформенных образований.

Кристаллический фундамент Сибирской платформы сложен раннедокембрийскими образованиями преимущественно архейского возраста. Он выходит на дневную поверхность в трех регионах: Витимо-Алданском, Анабарском щитах и Присянском краевом выступе, а также в небольшом Оленекском поднятии на северо-востоке платформы. В их составе преобладают метаморфические породы гранулитовой фации метаморфизма. Возраст исходного субстрата по комплексу разнообразных данных оценивается в 3,2–3,8 млрд лет. Первичные гранулиты в ряде случаев ретроградно переработаны и метаморфизованы в Р-Т условиях амфиболитовой фации, интенсивно магматизированы и гранитизированы преимущественно в конце архея и в раннем протерозое.

Ранняя сиалическая кора фундамента платформы была расчленена позже на отдельные блоки или пластины по системам линейных зеленокаменных поясов (палеорифтов), сложенных преимущественно измененными вулканитами (Олондинский, Олотский и др.) или вулканогенно-терригенными толщами (Удинско-Ийский, Субганский, Борсалинский и др.). Они интенсивно дислоцированы и зонально метаморфизованы в условиях различных фаций.

В геологическом строении платформенного чехла участвуют разнообразные осадочные, вулканогенно-осадочные и магматические комплексы пород, которые образуют ряд структурных ярусов, фиксирующих смену тектонических обстановок в процессе эволюции Сибирской платформы. На современном эрозионном срезе здесь выделяются Тунгусская, Ангаро-Тасеевская и Вилюйская синеклизы, Анабаро-Оленекская и погребенная Непско-Батобинская антиклизы, Приенисейская, Прибайкальская и Среднеленская моноклизы, Турухано-Норильская краевая зона линейных структур, Приверхоянский, Лено-Анабарский, Енисей-

Хатангский и Ангаро-Вилуйский прогибы. По периферии платформы выделяется ряд эпиплатформенных структур, сложенных перикратонными (Туруханское, Хараелахское, Приенисейское, Восточно-Саянское поднятие) и палеорифтогенными (Игарское, Иркинеевское, Уджинское, Уринское, Присаянское поднятия) комплексами, а также предгорные прогибы (Сухаринский, Присаянский, Чульманский и др.). Кроме этого, скважинами вскрыты небольшие выступы фундамента: Сунтарский, Якутский, Усть-Ленский, Оленекский, Иркутский.

Складчатые системы южного обрамления Сибирской платформы представляют собой сложно построенные гетерогенные сооружения. Они являются составной частью Центрально-Азиатского подвижного пояса, который заложен предположительно в начале рифея в результате деструкции и раздвижения блоков ранней сиалической коры.

Процессы аккреции, скучивания и формирования новой континентальной коры, в целом, распространялись к югу от Сибирского кратона и, в какой-то степени, предопределяли омоложение складчатых систем вглубь подвижного пояса. Здесь последовательно (с севера на юг) выделяются зоны карельской, байкальской (сильно переработанной последующими тектономагматическими активизациями), каледонской и герцинской складчатости.

Наиболее крупными геотектоническими структурами южного обрамления являются Саяно-Байкальская (Саяно-Байкало-Витимская), Становая (Джугджуро-Становая) и Монголо-Охотская складчатые системы. Их основание сложено гнейсово-сланцевыми и гнейсово-сланцево-карбонатными толщами позднеархейского или раннепротерозойского возраста. На современном эрозионном срезе остатки этого фундамента сохранились в виде разрозненных террейнов (глыб, массивов, выступов). Это – Арзубейская, Гарганская, Хамар-Дабанская и другие глыбы в Восточном Саяне; Северо-Муйская и Южно-Муйская, Байкальская, Амалатская и другие в Байкало-Витимской области; Малхано-Яблоновая глыбовая зона в Забайкалье и другие.

Тектоно-метаморфические процессы в северной части подвижного пояса были латерально неоднородными. Их интенсивность резко возрастала с приближением к краевому шву. Так,

степень метаморфизма позднеархейских и раннепротерозойских толщ на отдельных участках вдоль зоны краевого шва достигла высокобарической гранулитовой фации, а с удалением от него она снижается до уровня зеленосланцевой.

На рифейском этапе в пределах подвижного пояса происходило дальнейшее наращивание коры, сформированной в предшествующий период. В начальной стадии в условиях горизонтального растяжения в некоторой деструкции происходило накопление осадков в отдельных прогибах – Мамско-Бодайбинском миогеосинклинальном внутри Байкало-Чарской дуги и в периферическом Витимо-Хамар-Дабанском. В последнем осадконакопление сопровождалось незначительным проявлением вулканизма.

К началу раннепалеозойского (каледонского) этапа в пределах подвижного пояса две геотектонические области, разграниченные Селенгино-Витимской глубинной зоной. Северо-западнее ее, в области орогена, формировались небольшие палеозойские прогибы и преобладала разломно-блоковая тектоника с обильным гранитоидным магматизмом. К югу располагалась обширная геосинклинальная область с преобладанием линейно-складчатых деформаций. Ее можно подразделить на две системы: Окино-Джидинскую и Байкало-Витимскую (Зоненшайн и др., 1990). Окино-Джидинская система представляет собой зону коллизии, состоящую из нескольких покровов, в которых совмещены раннепалеозойские комплексы различного происхождения: шельфа, из континентального подножья, островных дуг и т. п. Байкало-Витимская система как бы продолжает Окино-Джидинскую, протягиваясь от р. Селенга на юге до р. Витим на севере. В ней выделяются (с севера) зона окраиной амагматичной известковой геосинклинали и внутренняя (Еравнинская) зона, сложенная вулканитами островодужного комплекса (Зоненшайн и др., 1990).

К началу девона на территории раннепалеозойской геосинклинали сформировалась зрелая континентальная кора. В последующем история Саяно-Байкальской складчатой системы периодически испытывала только тектоно-магматические активизации, которые распадаются на три этапа – позднепалеозойский, мезозойский и кайнозойский.

Позднепалеозойская активация выразилась формированием многочисленных зон расщеливания и зеленосланцевого диафтореза, сопровождавшихся редкими впадинами (типа грабен-синклиналей) и цепочками малоглубинных гранитоидов, щелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов. Этап мезозойской активизации наиболее ярко проявлен в Селенгино-Витимской зоне, где в континентальных условиях формируются пояса довольно крупных рифтогенных впадин (Джидинская, Боргойская, Хилокская, Удинская и др.) и проявился магматизм в эффузивной и интрузивной формах. Кайнозойская активизация выразилась в образовании Байкальской континентальной рифтовой системы с мощными излияниями умеренно щелочных базальтов на ее флангах (Тункино-Хамардабанский, Удоканский районы, Витимское плато).

Узкая полоса герцинид Монголо-Охотской складчатой системы протягивается в Юго-Восточное Забайкалье из Центральной Монголии. В пределах Восточно-Сибирского региона расположен ее западный сегмент, который подразделяется на три участка: Восточный (Агинский или Восточно-Забайкальский), Центральный (Хэнтэйско-Даурский) и Западный (Хангайский). Основную роль в геологическом строении этих участков играют средне-верхнепалеозойские обломочные серии турбидитной природы, среди которых развиваются расширяющиеся и углубляющиеся к северо-востоку прогибы, выполнение морскими терригенными отложениями триаса и нижней юры, дислоцированные киммерийской складчатостью. Интенсивные деформации и надвигообразование в Монголо-Охотской системе сопровождались ростом гранитоидных куполов и внедрением многочисленных, в основном, позднеюрских интрузий гранитоидов (Зоненшайн и др., 1990).

Петрографическая характеристика метаморфических пород Восточно-Сибирского региона приводится по индикаторным их видам для конкретных метаморфических комплексов, объединяемых в региональные метаморфические формации в пределах крупных структурно-формационных зон. В соответствии с особенностями геолого-тектонического строения региона такими зонами приняты Сибирская платформа и ее южное складчатое обрамление.

Несмотря на огромное количество опубликованных и фондовых материалов по петрографии, минералогии, петрохимии и геохимии метаморфических образований в Восточно-Сибирском регионе, петрографическая изученность в целом остается недостаточной. Более полно изученными являются районы, в пределах которых имеются промышленные месторождения различных полезных ископаемых, при поисках, разведке и эксплуатации которых существуют экономические предпосылки для интенсивных петрографических исследований. На большей части огромной территории Восточной Сибири петрографические исследования взаимосвязаны лишь с проведением государственной геологической съемки и тематических исследований различных научных учреждений.

Формационный подход при изучении метаморфических пород начал развиваться сравнительно недавно. До сих пор дискутируются принципы выделения метаморфических формаций, их соотношение с привычными понятиями «свита», «серия», «комплекс». В соответствии с общими подходами к изучению геологических формаций в целом сформулированы понятия «метаморфическая формация» и «метаморфический комплекс» («конкретная метаморфическая формация») и принципы их выделения (Добрецов, 1981). С учетом рекомендаций Межведомственного петрографического комитета и примера классификации метаморфических формаций Алданского щита (Добрецов, Попов, 1981) авторы по характеристике метаморфических пород выделили региональные метаморфические формации в пределах в целом Сибирской платформы (выходы докембрийских пород) и в пределах южного складчатого обрамления платформы (табл. 5). Конечно, перечень метаморфических формаций мог бы быть гораздо обширнее, но объем планируемого учебного пособия по Восточно-Сибирскому региону не позволяет этого сделать.

Схема описания региональных метаморфических формаций дана отдельно для Сибирской платформы и ее южного складчатого обрамления. Метаморфические образования характеризуются от более древних к более молодым. Однако эта схема не всегда достаточно четко выдерживается, так как интервал геологического времени формирования метаморфических образований

Таблица 5

*Схема классификации главнейших метаморфических формаций
Восточно-Сибирского региона*

Сибирская платформа	Южное складчатое обрамление Сибирской платформы
Базито-гранулитовая	Кальцифир-гнейсово- кристаллосланцевая (карбонатно- гранулитовая)
Тоналит-гнейсовая (серых гнейсов)	Полиметаморфическая гранитогней- совая
Эндербит-чарнокитовая	
Мигматит-гранитогнейсовая	Эклогит-гнейсовая
Двупироксен-магнетитовых кварци- тов	Базит-сланцево-железисто- кварцитовая
Кинцитит-гнейсовая	Зональная амфиболит- зеленосланцевая
Карбонатно-гранулитовая	
Полиметаморфическая гранулитогней- совая	Зональная андалузит-сланцево- гнейсовая
Диафторитовые амфиболитовая и зеленосланцевая	Зональная кианит-сланцево- гнейсовая
Зональная кианит-хлоритоидно- кварцито-сланцевая	Глаукофан-зеленосланцевая

может значительно различаться для тех или иных формаций, а также могут иметь как простой, так и сложный состав по набору индикаторных видов горных пород.

Контрольные вопросы

1. Охарактеризовать Восточно-Сибирский регион и его границы;
2. Рассмотреть тектоническое районирование Восточно-Сибирского региона с раннего докембрия;
3. Геодинамика Восточно-Сибирского региона с раннего докембрия;
4. Формационный подход к решению петрологических проблем метаморфических пород;
5. Классификация региональных метаморфических формаций Восточно-Сибирского региона.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

1. Общая характеристика и классификация

Метаморфические горные породы в пределах Сибирской платформы слагают выступы докембрийского фундамента (Анабарский и Алданский щиты, Шаражылгайский выступ, Бирюсинская и Канская глыбы, северо-западные части Северо-Байкальского и Байкало-Патомского нагорий).

Естественные ассоциации метаморфических пород в составе метаморфических комплексов, серий и свит, а в ряде случаев и их отдельных частей в пределах того или иного района и их развития выделяются в виде конкретных метаморфических формаций. В региональную метаморфическую формацию объединяются сходные по составу, времени и степени или типу метаморфизма конкретные метаморфические формации в целом по Сибирской платформе. Выделяются три класса метаморфических формаций (Добрецов, 1981): нестратифицированные (мigmatитовые, ультраметагенные), стратифицированные незональные (супракрустальные) и стратифицированные зональные (полифациальные) (табл. 6).

Исходная стратиграфическая неоднородность по составу осадочно-вулканогенных образований предопределила сложную перемежаемость различных породных ассоциаций в архейских мегакомплексах метаморфических горных пород. Поэтому во многих случаях выделение метаморфических формаций производилось по преобладающим индикаторным видам метаморфических пород в составе отдельных толщ, свит и серий или их частей. В некоторых случаях намечается тенденция к преимущественному развитию более основных по составу породных ассоциаций в нижних частях супракрустальных мегакомплексов, в более кислых, а затем и карбонатных – в верхних частях.

Таблица 6

*Схема классификации главнейших
метаморфических формаций Сибирской платформы*

Класс формаций	Наименование региональной формации	Конкретные формации (комплексы, блоки, серии, свиты)
Нестратифици- рованные	Базито-гранулитовая (AR)	Верхняя килегирская толща далдынской серии Анабарского щита; нижняя часть каруракской и средняя часть иманраканской свит Алданского щита; отдельные части ерминской и шумихинской свит Шаражылгайского выступа
	Тоналит-гнейсовая (серых гнейсов) (AR)	Олекминский комплекс Алданского щита; нестратифицированные комплексы (купола) в ханчанской серии Анабарского щита
	Эндербит- чарнокитовая (AR)	Части Курультинского, Нимнырского, Гонамского и других блоков Алданского щита; часть далдынской серии Анабарского щита.
	Мигматит- гранитогнейсовая (AR-PR ₁)	Шарыжалгайский блок (серия)
Стратифициро- ванные незональные	Двуликсено- магнетитовых квар- цитов (AR)	Линзы и пласты в иенгрской серии Алданского щита; в далдынской и верхнеанабарской сериях Анабарского щита
	Киндигит-гнейсовая (AR)	Верхнеалданская свита иенгрской серии и толща в сутамском комплексе Алданского щита; отдельные горизонты далдынской серии Анабарского щита.
	Карбонатно- гранулитовая (AR)	Федоровская и мугусканская свиты Алданского щита; хапчанская серия Анабарского щита.
	Полиметаморфиче- ская гранулитог- нейсовая (AR – PR ₁)	Бирюсинская серия Бирюсинского и Каннского блоков и шарыжалгайская серия
	Диафоритовые ам- фиболитовая и зеле- носланцевая (PR ₁)	Часть суннагинской свиты Алданского щита; отдельные части шарыжалгайской серии
Стратифициро- ванные зональные	Зональная кианит- хлоритоидно- кварцито-сланцевая (PR ₁)	Тепсинская серия Бирюсинского блока; чукчинская и пурпольская свиты Байкало-Патомского нагорья

Дискуссионным является вопрос соотношения гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма в архейских мегакомплексах. Одни исследователи считают проявление толщ амфиболитовой фации (верхний архей) позже формирования гранулитового комплекса (нижний архей), другие – предполагают наличие вертикальной метаморфической зональности при одновременном проявлении обеих фаций метаморфизма. Бесспорно, зональный метаморфизм проявился в нижнем протерозое в метаморфических поясах южной окраины Сибирской платформы.

2. Базито-гранулитовая фация (AR)

Петрографическая и петрологическая характеристика базито-гранулитовой формации дана по многочисленным материалам З. И. Петровой.

Базито-гранулитовая (пироксен-гранулитовая или двупироксеновых кристаллосланцев) формация является одной из ведущих среди формаций, определяющих современный облик докембрийского фундамента Сибирской платформы. Ее индикаторные породы – основные кристаллические сланцы гранулитовой фации – в том или ином количестве распространены во всех глубокометаморфизованных и в разной степени гранитизированных структурно-вещественных комплексах фундамента, выходящих на поверхность в пределах щитов (Алданский, Анабарский), краевых выступов (Шарыжалгайский, Енисейский) и вскрываемых скважинами под платформенным чехлом. Но только отдельные, со слабо проявленной мигматизацией толщи (или их части), не менее чем на 40–60 % сложенные основными кристаллосланцами, могут быть в целом определены как комплексы данной формации. Типичными их представителями являются далдынская серия Анабарского щита и особенно ее верхняя килегирская толща (Строение ..., 1986), нижняя часть каруракской и средняя часть иманграканской свит курультинской серии Алданского щита (Миронюк и др., 1971). В интенсивно же гранитизированных толщах фундамента обычно фиксируются лишь реликты этой формации. Так, в толще Шарыжалгайского выступа реликтовая ассоциация пород базито-гранулитовой формации составляет около 20 % объема. Остальную часть занимают преимущественно

разнообразные гранитоиды эндербит-чарнокитовой и мигматит-лейкогранитовой формаций, сформировавшиеся на следующем ультраметаморфическом этапе развития данной толщи (Петрова, Левицкий, 1984).

В сводном геологическом разрезе докембрия Сибирской платформы образования базито-гранулитовой формации сконцентрированы в его нижней части, что позволяет рассматривать их в качестве типоморфных для глубинных горизонтов земной коры и характерных для самых ранних этапов становления континентальных блоков. Их раннеархейский возраст (3 млрд лет и древнее) в настоящее время подтвержден радиоизотопными данными (Геологическое ..., 1987).

Главными составляющими в толщах и породных ассоциациях базит-гранулитового формационного типа являются основные кристаллические сланцы, второстепенную роль играют количественно всегда им подчиненные плагиогнейсы. В незначительных объемах могут присутствовать также такие петрографические разновидности, как пироксен-магнетитовые кварциты, высокоглиноземистые гнейсы, карбонатные и ультраосновного состава породы. Все последние разновидности обычно образуют мало-мощные прослои и линзы в монотонных толщах основных сланцев и плагиогнейсов и сосредоточены, главным образом, в верхних частях формационных тел.

Основные кристаллические сланцы слагают самостоятельные слои и пласты мощностью от 1–2 до десятков (редко сотен) метров; пачки с прослоями других видов пород общей мощностью от 100 до 1200 м, а в участках интенсивной гранитизации разновеликие (0,1–15 м и более) линзовидные тела. Повсеместно это меланократовые преимущественно мелкозернистого сложения породы с массивной текстурой, гранобластовой и торцовой структурой. Но при наличии и с увеличением количества роговой обманки они становятся средне- и неравномернозернистыми и могут приобретать гнейсовидную, полосчатую текстуру, немато- и кумулобластовую структуры. По минеральному составу различаются гиперстеновые, двупироксеновые, диопсид-, гиперстен и двупироксен-роговообманковые плагиосланцы, иногда с гранатом, биотитом или кварцем. Содержание и состав породообразующих минералов варьирует в широких пределах: Pl₄₀₋₈₀ —

35–60 %, Нур₃₀₋₅₅ – 1–26 %, Di₂₄₋₄₅ – 2–30 %, Hrb₂₀₋₆ (коричнево-бурая) – 0–45 %, Bi₃₃₋₃₅ – 0–5 %, Gr (пироп-альмандинового ряда) – 0–15 %, Q – до 10 %. Обычными акцессорными минералами являются магнетит и апатит, редко отмечается ильменит.

Плагииогнейсы представляют собой разнообразную по минеральному составу группу пород. В отличие от основных кристаллосланцев это более лейкократовые (цветной индекс 15–30 %) плотные мелко- и среднезернистые породы с отчетливой гнейсовидностью, имеющие гранулитовую, grano-, лепидограно-, реже пойкило- и порфиробластовую структуры. Часто проявлена тонкая полосчатость, обусловленная чередованием полос и удлиненных линзовидных пятен с разным количественным набором породообразующих минералов. По преобладающему цветному минералу или их парагенезису различаются следующие, пользующиеся наибольшим распространением разновидности: биотит-гиперстеновые, двупироксеновые ± биотит, гранат-биотитовые, диопсидовые и более сложного состава. Содержания и состав породообразующих минералов, как и в сланцах, достаточно широко варьирует: Pl₂₆₋₄₇ – 45–70 %, Нур₄₀₋₅₀ – 1–10 %, Di₂₄₋₄₀ – 0–10 %, Bi₂₅₋₆₀ – 1–15 %, Gr (пироп-альмандинового ряда) – 0–20 %, Q – до 20 %. Акцессорные минералы: апатит, циркон, магнетит, рутил, графит.

По соответствию составов породообразующих минералов в основных кристаллических сланцах, плагииогнейсах, а также в других переслаивающихся с ними породах термодинамические параметры формирования породных ассоциаций базито-гранулитовой формации определяются следующими значениями: T = 820–950 °C и P = 8–11 кбар на Анабарском щите (Строение ..., 1986); T = 725–870 °C и P = 7,6 – 10,8 кбар на Алданском щите (Ранний ..., 1986); T = 700–850 °C и P = 6,5–7,5 кбар в Шарыжальском выступе. Эти данные позволяют относить соответствующие парагенезисы к гиперстен-кордиерит-ортотлазовой и силлиманит-гранат-биотитовой субфациям гранулитовой фации.

Средний химический состав индикаторных видов горных пород базито-гранулитовой формации (шарыжальская серия): двупироксеновые с биотитом (n=4) и биотит-гиперстеновые (n=3) плагииогнейсы соответственно (масс. %): SiO₂ – 48,51; 56,43; 62,85; TiO₂ – 1,31; 1,29; 0,77; Al₂O₃ – 14,57; 14,62; 15,70; Fe₂O₃ –

3,46; 1,70; 1,02; FeO – 10,11; 7,02; 4,88; MnO – 0,21; 0,14; 0,09; MgO – 7,22; 4,75; 3,32; CaO – 10,80; 7,44; 4,76; Na₂O – 2,25; 2,69; 3,07; K₂O – 0,58; 1,85; 1,43; P₂O₅ – 0,17; 0,26; 0,37; п.п.п. – 0,91; 0,91; 1,13; сумма – 100,10; 99,10; 99,39.

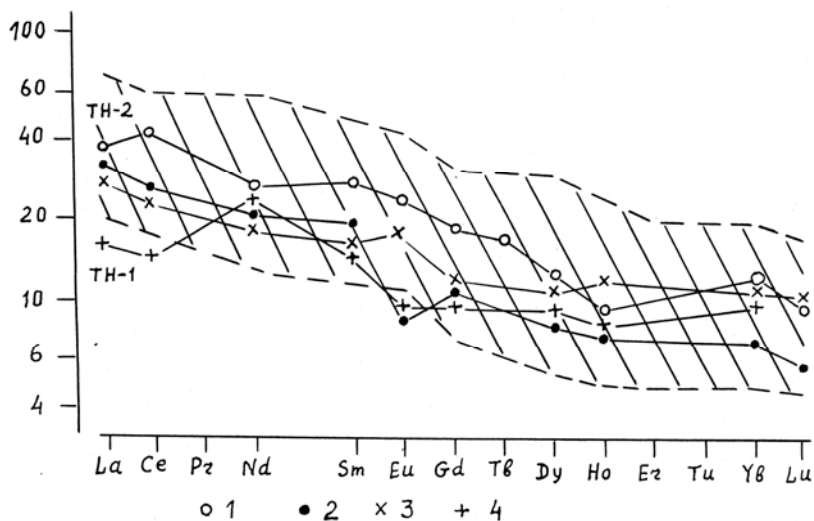


Рис. 6. Графики нормализованных по хондритам содержаний РЗЭ в основных кристаллических сланцах шарыжалгайской серии в сопоставлении с граничными (для TH-2 заштриховано) и средними содержаниями в основных типах архейских толеитов TH-1 и TH-2 по К. Конди.

Пробы: 1 – Ш-123, 2 – Ш-31, 3 – Ш-63, 4 – Ж-36 (Петрова, Левицкий, 1984)

Основные кристаллические сланцы толщ данного формационного типа по химическому составу оказываются полными аналогами основных вулканитов толеитового ряда, что подтверждается размещением их фигуративных точек на петрохимических диаграммах: AFM, SiO₂ – (K₂O + Na₂O) и других, используемых для размещения первичной природы метаморфических пород. Уровни концентрации большинства редких элементов в них также сходны с таковыми в толеитовых базальтах океанических обстановок. Например, в основных сланцах шарыжалгайской серии они характеризуются следующими значениями (по n = 43, в г/т):

Co – 47, Ni – 109, Cr – 14–5; V – 293, Cu – 106, Zr – 82, Sc – 36, Sn – 3,4; Pb – 4, Zn – 172, Sr – 162, Ba – 174, Be – 0,8; Li – 13, Rb – 10, Ce – 42, La – 19, Nd – 28, Yb – 5,5; Y – 29.

На наибольшее сходство основные сланцы в этих толщах обнаруживают с синвозрастными им толеитовыми базальтами зеленокаменных поясов, в том числе и по спектрам РЗЭ, как это можно видеть на примере шарыжалгайской серии (рис. 6). От аналогичных, но более молодых фанерозойских и современных базитов все эти древние породы отличаются повышенной железистостью и в среднем более высокими уровнями содержания литофильных элементов: K, Ba, Rb, Zr, легких РЗЭ. По-видимому, эти геохимические особенности являются типоморфными для основных кристаллических сланцев, определяющих вещественный состав древнейших толщ базито-гранулитовой формации.

При существенных вариациях петрогенных компонентов в плагиогнейсах характерным является низкая степень окисления железа и преобладание натрия над калием. Их фигуральные точки на петрохимических диаграммах размещаются в полях либо магматических пород среднего состава, либо вулканогенно-осадочных (туфтиты, граувакки и др.). Первичная природа толщ базито-гранулитового формационного типа восстанавливается как существенно вулканогенная с подчиненным количеством преимущественно в верхней части формационных тел хемогенных и терригенных осадков.

3. Тоналит-гнейсовая (серых гнейсов) формация (AR)

Петрологическая характеристика тоналит-гнейсовой формации приводится по материалам В. И. Кицула, В. И. Березкина и А. П. Смелова.

В последние годы в составе кристаллического фундамента, в частности, в пределах Витимо-Алданского (в дальнейшем Алданского) и Анабарского щитов, наряду с разновозрастными супракрустальными и интрузивно-магматическими образованиями, выделяются нестратифицируемые бимодальные гнейсовые преимущественно гранитоидного состава комплексы, относящиеся к

тоналит-гнейсовой (серогнейсовой) и эндербит-чарнокитовой формациям.

В пределах Алданского щита устанавливается латеральная неоднородность нестратифицируемых комплексов, выраженная в их петрографическом составе, особенностях химического состава, степени метаморфизма, изотопном возрасте. Формация серых гнейсов широко развита на Чаро-Олекминском междуречье в западной части Алданского щита, где она раньше картировалась в составе различных свит олекминской и чарской серий архея. Не исключено присутствие пород этой формации в составе батомгского и чумиканского комплексов в Батомгском блоке на востоке щита.

На Анабарском щите также стали вычленяться из супракристалльных гранулитовых толщ гнейсовые комплексы преимущественно гранитоидного состава (Лутц, 1985). Нестратифицируемые комплексы, характеризующиеся на космических и аэрофотоснимках большой однородностью, наблюдаются здесь в виде вытянутой в северо-западном направлении широкой полосы овалов или куполов, окруженных слоистыми супракристалльными образованиями хапчанской (маганской) серии западной части Анабарского щита. Предполагается (Лутц, 1985), что серые гнейсы этих куполов являются метаморфизованными в гранулитовой фации плутоническими породами серии трондбемитов-диоритов ($\text{SiO}_2 = 62\text{--}68\%$). Вероятным аналогом серогнейсовых комплексов, по нашему мнению, отчасти является далдынская серия, в которой развиты преимущественно гнейсы тоналит-трондбемитового состава в ассоциации с толеитовыми метабазальтами.

Характеристика формации дается на примере наиболее изученного олекминского комплекса серых гнейсов (Другова и др., 1984; Ковач и др., 1984, Смелов, 1989). Последний занимает (Олекминская складчатая зона) более 70 % площади (рис. 7). В нем заключены блоки гранулитов, фрагменты архейских зеленокаменных поясов (олондинская, тургурчинская серии), раннепротерозойские вулканогенно-осадочные образования (удоканская серия), интрузии габбро-диоритов (амнуактинский комплекс) и гранитов (Чародоканский и другие массивы).

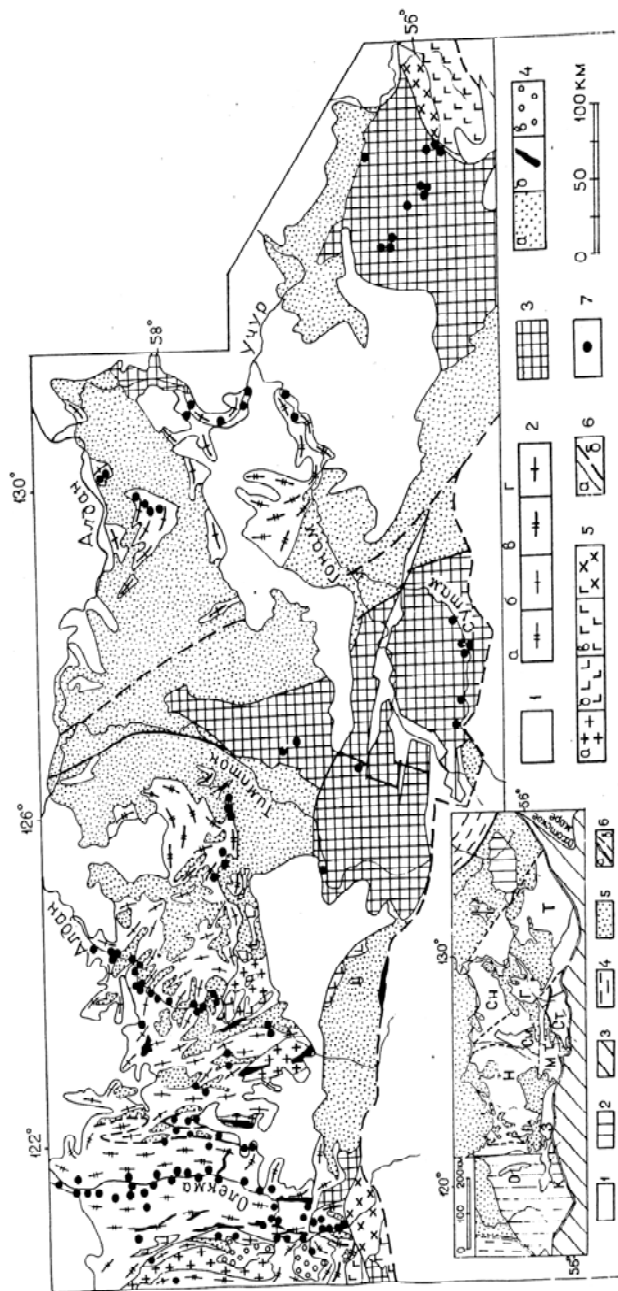


Рис. 7. Схема распространения тоналит-гранитовой и эндабит-чарнокитовой формаций на Алданском щите. Составили В. И. Кизул, В. И. Березкин, А. П. Сметов

1 – отложения платформенного чехла; 2 – а – тоналит-гнейсовая (серогнейсовая) формация, б – тоналит-гранитогнейсы, в – эндербитогнейсы, г – чарнокитогнейсы; 3 – нерасчлененные образования алданского мегакомплекса и эндербит-чарнокитовой формации; 4 – а – супракрустальные образования алданского мегакомплекса, б – позднеархейские-нижнепротерозойские супракрустальные образования зеленокаменных поясов, в- раннепротерозойские супракрустальные образования наложенных прогибов; 5 – магматические формации: а – гранитная, б – габбро-диорит-плагиогранитная, в – габбро-анортозитовая, г – монцитит-сиенитовая; 6 – геологические границы (а) и главнейшие разломы (б) достанового (сплошные линия) и станового (пунктирные линии) времени; 7 – положение изученных образцов пород тоналит-гнейсовой и эндербит-чарнокитовой формаций.

На врезке рис. 7: Алдано-Витимский щит и его расчленение.

1 – Алданский гранулитовый массив и его блоки: Н – Нимнырский, Сн – Суннагинский, Г – Гонамский, М – Мелемкенский, См – Сеймский, З – Зверевский, Ст – Сутамский, Т – Тырканский; 2 – гранит-зеленокаменные области: Олекминская, включающая Оломоkitский (О) и Курультинский (К) гранулитовые блоки и Батомгская на востоке; 3 – Джугджуро-Становая складчатая зона, 4 – фанерозойские складчатые зоны, 5 – платформенный чехол, 6 – разломы, ограничивающие Алдано-Витимский щит (а) и его блоки (б)

Изотопный U-Pb (по циркону) возраст плагиогнейсов 3,1–3,2 и 2,9 млрд лет. Последняя цифра интерпретируется для части пород как время метаморфизма амфиболитовой фации, а для тоналитов и трондьемитов Амнуактинского и Уст-Олдонгсинского массивов как время их внедрения (Nutmans et al., 1990; Neymark et al., 1990). Древний возраст олекминского серогнейсового комплекса подтверждается участием его пород в нескольких этапах складчатости, включая и самые ранние в Олекминской складчатой области, а также преобразованием ранних куполовидных структур более поздней линейной складчатостью, синхронной с деформациями позднеархейских зеленокаменных поясов, по отношению к которым формация серых гнейсов выступает в качестве комплекса основания (Ранний ..., 1986). С этими деформациями связаны частичный анатексис, ремобилизм и последующий диафторез пород серогнейсового комплекса.

Олекминская формация серых гнейсов на 80–90 % сложена биотитовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, двуполовошпатовыми гнейсами, гранитогнейсами и мигматитами типа анатектической дифференциации. В резко подчиненном количе-

стве (менее 15 %) в составе формации присутствуют основные кристаллические сланцы и амфиболиты, образующие небольшой мощности пластовые тела, линзы и будины. Периодически встречаются гранат-биотитовые лейкократовые плагиогнейсы и гнейсы. Характерно отсутствие типичных парапород.

Плагиогнейсы – наиболее распространенные породы формации. Они представляют собой мелко- и среднезернистые гнейсовидные сланцеватые породы иногда с порфирокластами полевых шпатов (очковые гнейсы) светло- и зеленовато-серого цвета, мезо- и лейкократовые. Их минеральный состав: $Pl + Q + Kfs + Hrb + Bt$; акцессорные: сфен, апатит, магнетит, циркон, ортит. В диафторированных разновидностях гнейсов присутствуют эпидот, актинолит, хлорит. Содержание темноцветных минералов 5–15 % в биотитовых и 5–30 % в биотит-амфиболовых разновидностях плагиогнейсов, плагиоклаз ($An=30–45$) резко преобладает над калиевым полевым шпатом. В гнейсах и гранитогнейсах калиевый полевой шпат преобладает над плагиоклазом ($An=20–35$).

Заключенные в серых гнейсах кристаллические сланцы и амфиболиты являются меланократовыми породами, мелко- и среднезернистыми с хорошо выраженной кристаллизационной сланцеватостью и гранобластовыми структурами. Они сложены роговой обманкой и плагиоклазом ($An=40–45$), редко присутствуют биотит и вторичные – актинолит, эпидот и хлорит. Акцессорные минералы: сфен, ортит, апатит, рудные минералы. Роговая обманка, как и в гнейсах, темно-зеленая; в диафторированных разновидностях присутствует сине-зеленая роговая обманка.

Как можно судить по минеральному составу и особенностям химического состава породообразующих минералов, породы олекминского серогнейсового комплекса по степени метаморфизма соответствуют высокотемпературной амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям (Другова и др., 1984). Однако иногда в кристаллосланцах и амфиболитах встречаются минеральные парагенезисы и составы минералов типичной гранулитовой фации: $Gr (Py_{7-16}Alm_{53-57}Gross_{25-35})$, $OPyr (Woll_1Enst_{45}Frs_{54})$, $CPyr (Enst_{33}Woll_{16}Frs_{21})$, бурая Hrb , Bi , Pl , Q и рудный.

По химическому составу породы формации чаще соответствуют (табл. 7) тоналитам и трондьемитам, значительно реже гранодиоритам, кварцевым диоритам, нормальным, редко субщелочным гранитам, укладывающимся в известково-щелочную серию.

Таблица 7

*Химический состав индикаторных видов метаморфических пород
тоналит-гнейсовой (1-4) и эндербит-чарнокитовой (5-8) формаций*

Компоненты	Тоналит-гнейсовая				Эндербит-чарнокитовая			
	1*	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	67,42	62,89	68,80	50,77	71,32	63,83	75,29	73,78
TiO ₂	0,35	0,53	0,47	1,28	0,24	0,78	0,37	0,16
Al ₂ O ₃	16,35	16,79	14,95	13,51	15,81	17,58	11,81	13,59
Fe ₂ O ₃	2,08	1,44	1,55	1,27	1,13	0,60	2,04	1,26
FeO	1,44	3,36	2,11	11,62	0,72	3,62	1,54	0,84
MnO	0,04	0,06	0,03	0,22	0,02	0,04	0,03	0,04
MgO	1,55	2,73	2,23	6,96	1,45	2,13	0,30	0,13
CaO	3,91	5,01	2,81	10,58	2,70	4,69	0,89	0,83
Na ₂ O	4,47	4,67	4,06	2,07	4,40	4,88	3,19	3,54
K ₂ O	1,61	1,52	2,87	0,59	2,19	1,81	4,37	5,56
P ₂ O ₅	0,11	0,19	0,10	0,08	0,06	0,18	0,02	0,03
п.п.п.	0,69	0,84	0,45	1,59	0,42	0,18	0,10	0,27
Сумма	100,02	100,03	100,43	100,54	99,93	100,32	99,95	100,13

* Примечание: 1 – очковый серый гнейс, р. Олекма, Усть-Олдонгский массив; 2 – плагиогнейс, р. Олекма, устье руч. Кудрин; 3 – то же, там же, устье руч. Катын; 4 – основной кристаллический сланец, р. Олекма, устье руч. Таас-Хойко; 5 – эндербито-гнейс, р. Олекма, в 10 км ниже устья р. Именгра; 6 – то же, р. Алдан, устье руч. Далханах; 7 – гранито-гнейс, р. Алдан, устье р. Бол. Нимыр; 8 – чарнокито-гнейс, р. Улахан-Силигилэ.

Плагиогнейсы характеризуются преобладанием в 2,5–5 раз натрия над калием, высоким содержанием глинозема (15–17 %). Точки составов серых гнейсов на петрохимических диаграммах в целом находятся в пределах контура серых гнейсов древних кратонов. Для плагиогнейсов и гнейсов характерно сильно фракционированное распределение РЗЭ – обогащение легкими и обеднение тяжелыми РЗЭ при довольно заметном колебании их содержания (особенно тяжелых РЗЭ), коррелируемом с

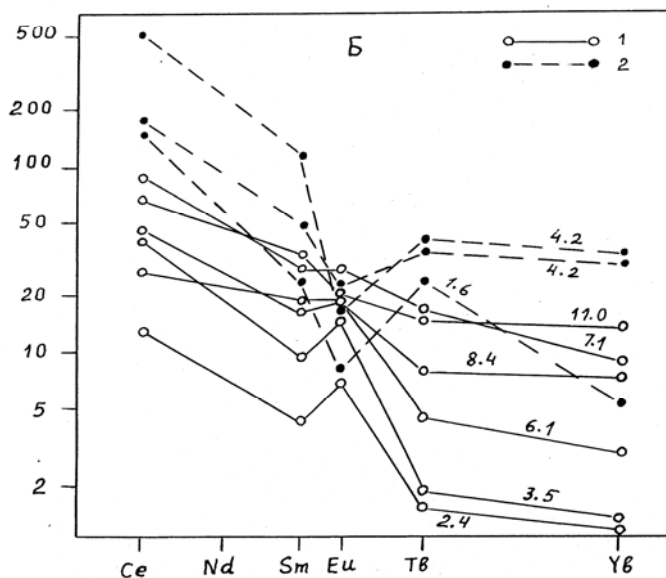
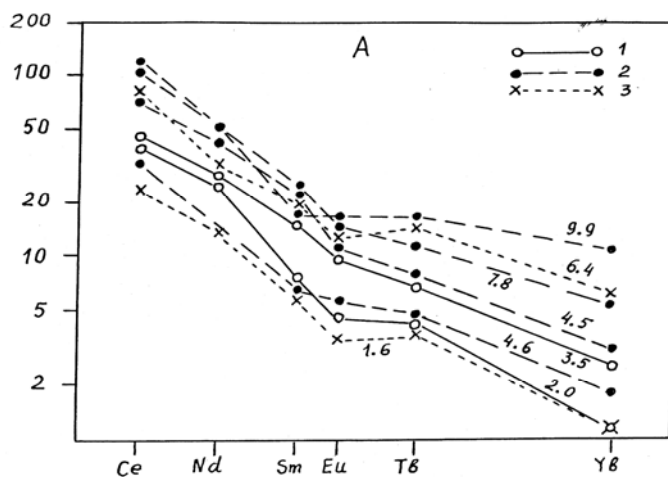


Рис. 8. Нормализованное к хондритам распределение РЗЭ в горных породах тоналит-гнейсовой (А) и эндебит-чарнокитовой (Б) формаций Витимо-Алданского щита:

А: 1 – плагиогнейсы, 2 – «интрузивные» плагиогнейсы, 3 – гнейсы;
 Б – эндебиты и плагиогнейсы, 2 – гранитогнейсы. Цифры на линиях:
 $\text{FeO} + \text{F}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ (в мас. %)

меланократовостью породы (рис. 8). Химические составы кристаллосланцев и амфиболитов соответствует толеитовым базальтам, характеризуюсь широким колебанием отношения $\text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})$, низкой и умеренной глиноземистостью, недифференцированным (плоским) распределением РЗЭ.

4. Эндербит-чарнокитовая формация (AR)

Характеристика эндербит-чарнокитовой формации приводится по материалам В. И. Кицула и В. И. Березкина.

В эндербит-чарнокитовую формацию включены эндербитогнейсы, чарнокито-гнейсы и гранитогнейсы на основании ассоциации их с гранулитогнейсовыми супракрустальными образованиями, совместно с которыми они раньше картировались в составе различных свит алданского архея. В последние годы эти преимущественно гранитоидного состава гнейсы стали исключаться из состава Алданского мегакомплекса и рассматриваться как нестратифицируемые инфракрустальные образования или как комплекс основания (Кицул и др., 1979; Ранний..., 1986).

Распространенность и состав формации в разных блоках Алданского щита не одинаковы (см. рис. 7). Собственно эндербитогнейсы развиты в Курультинском блоке и в восточной части Нимнырского и Гонамского блоков, слагая 50–90 % площади. Они широко представлены также в Сеймском, Сутамском и Тыркском блоках. Чарнокито-гнейсы и их дифференцированные аналоги (гранитогнейсы) являются господствующими породами соответственно в Суннагинском и в западной части Нимнырского блока, а также в Мелемкенском блоке.

В далдынской серии Анабарского щита (Лутц, 1985) широким распространением пользуются пироксеновые плагиогнейсы (эндербиты) и породы гранитоидного состава (чарнокиты), переслаивающиеся с основными сланцами и биотит-гранатовыми гнейсами. Все эти породы возникли в результате гранулитового метаморфизма вулканогенных пород основного, среднего и кислого состава.

Геохронологическое изучение пород формации в настоящее время выполнено только в пределах западной части Нимнырского блока (Зайцев, Кицул, 1980; Бибикина и др., 1986). Здесь древ-

ние значения изотопного возраста (3,4–3,7 млрд лет) получены изохронным U-Pb методом по цирконам ранней генерации из мелкозернистых гиперстен-биотитовых плагиогнейсов тоналитового состава, которые вместе с основными кристаллосланцами заключены в гранитогнейсах. Изохронный Rb-Sr возраст последних по породе в целом 2,02 и 2,73 млрд лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ соответственно 0,723 и 0,729, а составляющих их минералов (биотита, амфибола, калиевого полевого шпата) – 1,74–2,04 млрд лет. Расходящиеся значения изотопного возраста связаны с длительной структурно-метаморфической эволюцией пород формации в западной части Нимнырского блока.

Включенные в состав формации гнейсы, видимо, генетически неоднородны: однообразные по составу эндербито- и чарнокито- (гранито-) гнейсы, слагающие значительные площади, скорее всего первично-магматогенные – интрузивные и (или) вулканно-плутонические породы; близкие к ним по составу гнейсы, но находящиеся в переслаивании с парاپородами, могут иметь как вулканно-плутонический, так и осадочно-вулканогенный или ультраметаморфический генезис. Однако расчленение гнейсов формации на генетические (как и возрастные) группы, в настоящее время не может быть проведено достаточно обоснованно. Поэтому характеристика их дается в целом по группам пород с использованием для них терминологии плутонических пород (Классификация..., 1981).

Эндербито-гнейсы представляют собой в свежем изломе табачно-зеленые мелко- и среднезернистые лейкократовые породы с неравномерным полосчатым распределением темноцветных минералов. По петрографическому составу они соответствуют гиперстенсодержащим плагиогнейсам – гиперстен-биотитовым, двупироксеновым, двупироксен-амфиболовым, иногда с гранатом, а также безгиперстеновым – биотитовым, амфибол-биотитовым и клинопироксен-амфибол-биотитовым плагиогнейсам. Салические минералы представлены плагиоклазом, нередко антипертитовым, ортоклаз-пертитом (менее 5–10 %) и кварцем; акцессорные – циркон, рудные минералы. Чарнокито-гнейсы – розовато-серые, песочно-серые, зеленоватые породы, состоящие из кварца, ортоклаз-пертита, плагиоклаза и гиперстена, часто с биотитом, иногда с клинопироксеном и (или) амфиболом; акцес-

сорные – циркон, рудные минералы. Гранитогнейсы также являются лейкократовыми мелко- и среднезернистыми гнейсовидными породами розовато-серого, розового или кирпично-красного цвета. Их минеральный состав: кварц, решетчатый микроклин, плагиоклаз, биотит, зеленый амфибол, иногда клинопироксен; акцессорные – циркон, рудные минералы, лейкоксен.

Темноцветные минералы в гнейсах характеризуются следующими особенностями своего химического состава. Гиперстен малоглиноземистый ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,3\text{--}0,5 \%$), высокожелезистый ($f = 63\text{--}66$); биотит с повышенной титанистостью ($\text{TiO}_2 = 3,0\text{--}4,8 \%$) и железистостью ($f = 34\text{--}60$); амфиболы темно-зеленые и буровато-зеленые или бурые ($f = 42\text{--}45$), гранаты – $\text{Py}_{6-34}\text{Alm}_{61-70}\text{Gross}_{3-8}$. Соотношение и состав минералов свидетельствует о перекристаллизации эндебито-гнейсов и чарнокито-гнейсов в условиях гранулитовой, а гранитогнейсов – амфиболитовой фаций.

Типичные гранитогнейсы, развитые в бассейне р. Алдан в западной части Нимырского блока, обнаруживают постепенные переходы к северу и к востоку в чарнокито-гнейсы, ассоциирующиеся с эндебито-гнейсами. В зоне перехода решетчатый микроклин сменяется ортоклазом-пертитом, появляется гиперстен, породы приобретают песочно-серый цвет. В эндебито-гнейсах, чарнокито-гнейсах и гранито-гнейсах широко развит жильный материал типа анатектической дифференциации, который образует жилы, обособления, обычно более крупнозернистого сложения, чем их субстрат, а также небольшие тела и массивы гранитного состава с постепенными переходами во вмещающие гнейсы.

Наряду с породами гранитоидного состава в состав формации входят основные кристаллические сланцы и амфиболиты, образующие в гнейсах маломощные пластовые тела, линзы и будины. Это двупироксеновые, двупироксен-амфиболовые и клинопироксен-амфиболовые иногда с биотитом и гранатом породы мелкозернистого сложения с хорошо выраженной кристаллизационной сланцеватостью.

По химическому составу эндебито-гнейсы и плагиогнейсы отвечают тоналитам, трондьемитам, гранодиоритам и кварцевым диоритам, чарнокито-гнейсы – калиево-натриевым нормальным гранитам, а гранито-гнейсы – субщелочным лейкогранитам (см. табл. 4). Содержания РЗЭ вполне сопоставимы с таковыми для

древнейших бимодальных комплексах и гранитогнейсах характеризуются фракционированным распределением с обогащением легкими РЗЭ, причем для энтербитов и плагиогнейсов намечается положительная Eu аномалия, а для гранитогнейсов – резко отрицательная (см. рис. 4, Б).

5. Мигматит-гранитогнейсовая формация (AR–PR₁)

Петрологическая характеристика мигматит-гранитогнейсовой формации приведена по материалам А. С. Ескина.

В строении древних щитов и выступов фундамента Сибирской платформы горные породы мигматит-гранитогнейсовой формации распространены довольно широко. Гранитизация в последовательности эндогенных процессов следует за главными стадиями деформации и метаморфизма. О. В. Грабкин и А. И. Мельников (1980) рассматривали гранитообразование как причину возникновения гранитогнейсовых куполов и связанных с ними деформаций. Процессы происходили двукратно, синфациально с этапами метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций. З. И. Петрова и В. И. Левицкий (1984) считают гранитообразование одноактным процессом, связанным с регрессивной стадией метаморфизма.

Разнообразие гранитоидов в кристаллических комплексах гранулитовой и амфиболитовой фаций обычно связывают с процессами ультраметаморфизма. Петрографические особенности пород шарыжалгайского комплекса Прибайкалья наиболее полно отвечают палингенно-метамоматическому гранитообразованию. По данным Е. В. Бибиковой, возраст главного этапа гранитизации шарыжалгайского комплекса, возможно, составляет 2,5 млрд лет. Для этого же комплекса были опубликованы данные о том, что верхний предел образования гранитоидных пород, в том числе чарнокитов, может быть не позднее 1,9 млрд лет, что согласуется с данными по Алдану и Анабару.

Породы гранитоидного состава в разрезах и на площади распространения шарыжалгайского комплекса являются господствующими. З. И. Петрова и В. И. Левицкий (1984) оценивают насыщенность комплекса гранитоидным материалом в 80 % от общего количества выходов. С учетом наблюдений по площади и

подсчетов по детальному разрезу (в масштабе 1 : 25 000) эта цифра может быть и выше – до 90–95 %. Крупные структуры, первоначальные формы и размеры тел разного состава догранитного субстрата остаются неопределенными, и только частое наличие разновеликих позволяет судить о количестве и типах пород.

В шарыжалгайском комплексе представлены все возможные морфологические типы мигматитов – от тонко- и грубополосчатых «послойных» до агматитов, птигматитов и тeneвых мигматитов, местами сохраняющих рисунок более ранних складок, свидетельствующих о неоднократности деформаций до ультраметаморфизма. Ниже приводится петрографическая характеристика индикаторных видов мигматитовых пород.

Теневые биотитовые плагиомигматиты – это породы преимущественно светло-серой окраски, чаще среднезернистые и равномернозернистые, гнейсовидные или нечетко полосчатые с плоскопараллельной текстурой и гранобластовой, редко гетеробластовой структурой. Такие мигматиты содержат олигоклазовый или олигоклаз-андезиновый плагиоклаз, иногда антипертит (до 70 %), кварц (до 35 %), золотисто-бурый или зелено-бурый биотит (5–10 %). Разности, содержащие ромбический пироксен, по составу соответствует эндербитам, и зачастую имеют постепенные переходы к гомогенизированным участкам с нечетко гипидиоморфной структурой, полностью отвечающие названию «эндербит» и свидетельствующие о локальном плавлении.

Двуполевошпатовые мигматиты представляют менее распространенную разновидность и имеют более сложный состав и генезис (Петрова, Левицкий, 1984). В двуполевошпатовых мигматитах шарыжалгайской серии, а также в близких к ним по составу и текстурным признакам китойских гранитоидах калиевый полевой шпат практически повсеместно представлен решетчатым микроклином и лишь в единичных случаях ортоклазом. В отличие от равномернозернистых плагиомигматитов, двуполевошпатовые (или калишпатовые) мигматиты отличаются слабо и не всегда выраженным розоватым оттенком, а также не всегда заметной разнoзернистостью, что может служить указанием на порфиобластический характер калиевого полевого шпата. Структура пород в целом лепидогранобластовая, гетеробластовая, иногда с очевидной порфиобластичностью микроклина. Микротекстура

обнаруживает черты сланцеватой и прерывисто-полосчатой по ориентировке биотита и расположению агрегатов главных минералов. В их числе обычно тонкорешетчатый микроклин, иногда микроклин-микропертит, олигоклаз и кварц примерно в равных соотношениях. Темно-зелено-бурый, зеленоватый биотит составляет до 10 %. Циркон, апатит и рудный минерал встречаются обычно в мелких единичных зернах. Размер зерен главных минералов порядка 0,5–1,5 мм, микроклин иногда достигает 2,5–3,5 мм.

Лейкократовые и мезократовые двуполевошпатовые мигматиты с биотитом, содержащие отдельные зерна гиперстена или салитового моноклинного пироксена, по набору и соотношениям лейкократовых минералов аналогичны биотитовым разновидностям. По формальному присутствию гиперстена состав таких пород отвечает чарнокиту, хотя применительно к породам шарыжалгайского комплекса иногда применяют термин «чарноэндербит». Несомненно, что мигматиты, содержащие зерна пироксенов, являются продуктами сильной гранитизации пироксен-плагиоклазовых и двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев гранулитовой фации или калишпатизированными разновидностями плагиомигматитов. В отличие от равновесных ассоциаций, в породах с микроклином пироксены, особенно гиперстен, выглядят метастабильными реликтами, биотитизированными, амфиболизированными и т. д.

Химический состав индикаторных видов горных пород мигматит-гранитогнейсовой формации (шарыжалгайская серия): плагиомигматит, эндербитовый мигматит и двуполевошпатовый мигматит соответственно (мас. %): SiO_2 – 68,40; 58,50; 72,40; TiO_2 – 0,28; 0,45; 0,25; Al_2O_3 – 15,80; 18,35; 14,45; Fe_2O_3 – 1,59; 1,05; 0,29; FeO – 2,20; 4,97; 1,27; MnO – 0,03; 0,09; 0,04; MgO – 1,07; 3,95; 1,04; CaO – 3,18; 5,58; 1,47; Na_2O – 4,09; 3,87; 2,15; K_2O – 1,76; 1,14; 6,34; H_2O – 0,09; 0,12; 0,08; H_2O^+ – 1,23; 0,25; 0,66; P_2O_5 – 0,08; 0,20; 0,09; CO_2 – 0,08; 0,95; не опр.; сумма – 99,80; 99,47; 100,53.

Горные породы, обычно объединяемые под наименованием «гранитогнейсы», по составу, структурам и текстурам наиболее близки, а иногда тождественны и трудноотличимы от тeneвых мигматитов и тeneвых гранитов, особенно по единичным шлифам или образцам.

6. Формация двупироксен-магнетитовых кварцитов (AR)

Петрографическая характеристика метаморфической формации двупироксен-магнетитовых кварцитов приведена по материалам А. С. Мехоношина. Породы формации двупироксен-магнетитовых кварцитов широко развиты в пределах выходов фундамента Сибирской платформы. Тесно ассоциируя с породами гранулит-базитовой и кинцигит-гнейсовой формаций, они обнажаются обычно в самых нижних наиболее высокометаморфизованных частях разрезов Алданского щита (Черкасов, 1979), Анабарского щита (Строение..., 1986) и Шарыжалгайского блока (Мехоношин, Парадина, 1987).

На Алданском щите породы этой формации связаны с иенгрской серией. Пласты железистых кварцитов в Нимнырской зоне протягиваются до 2 км при мощности до 30 м. В Верхнетиптонском районе выходы пород формации двупироксен-магнетитовых кварцитов протягиваются до 5 км при мощности пластов до 100 м. На Анабарском щите железистые кварциты известны как в далдынской, так и в верхнеанабарской сериях в виде линз среди высокоглиноземистых пород и двупироксеновых кристаллических сланцев.

Наиболее детально породы формации изучены в пределах Шарыжалгайского выступа Сибирской платформы, где с ними связаны несколько месторождений магнетитовых руд, наиболее крупными из которых являются Байкальское и Орингольское. Двупироксеновые магнетитовые кварциты приурочены к низам разреза шарыжалгайской серии. Они образуют линзо- и пластообразные тела мощностью 1–20 м и протяженностью до 10 км, обычно приуроченные к синклинальным структурам, осложненным складками второго порядка и разбитым на блоки более поздними тектоническими нарушениями. Они находятся в неразрывной связи с двупироксеновыми кристаллосланцами и высокоглиноземистыми гнейсами, частое переслаивание с которыми и составляет разрез жидойской свиты, совместно с ними подвергаясь эндербитизации и более поздним этапам гранитизации.

Возраст пород шарыжалгайской серии определяется в 3,5 млрд лет (по данным рубидий-стронциевого метода) и отвечает возрасту гранулитового метаморфизма (Мехоношин и др., 1987).

Среди пород формации выделяются следующие разновидности: кварц-магнетитовые, кварц-гиперстен-магнетитовые, кварц-двупироксен-магнетитовые и двупироксен-магнетитовых. В результате различных диафорических процессов они подвергаются амфиболитизации, калишпатизации, биотитизации, карбонатизации или оталькованию. Все типы первичных пород могут находиться в пределах одного пласта с постепенными переходами, и лишь линзообразные обособления двупироксен-магнетитовых пород имеют резкие границы с остальными разновидностями. Обычно это линзы мощностью 1–10 см протяженностью до 50 см, чаще приуроченные к краевым частям пластов. Пироксен-магнетитовые обособления в некоторых случаях постепенно переходят в чисто магнетитовые. Контакты железистых кварцитов с метабазами или высокоглиноземистыми гнейсами резкие, иногда через зону очень тонких переслаиваний.

Наиболее распространенными являются кварц-двупироксен-магнетитовые породы. Текстура их массивная, полосчатая, плейчатая, либо гнейсовидная. Мелко- и среднезернистые породы имеют гранобластовую, лепидобластовую и сидеритовую структуры. Они состоят из кварца (26–60 %), гиперстена (3–30 %), салита (1–20 %) и магнетита (20–60 %). Из акцессорных минералов редко присутствуют апатит, пирротин и ильменит. Магнетит всегда выделялся после силикатных минералов, он образует линзочки, прожилки, заполняя пространство между силикатными минералами. При увеличении его количества порода постепенно переходит в сидеритовую кварц-пироксен-магнетитовую руду. Внутреннее строение магнетита однородное без каких-либо включений. Лишь в краевых частях пластов железистых кварцитов и в линзах пироксен-магнетитовых обособлений магнетит содержит в виде продуктов распада твердого раствора ильменит и герцинит.

Химический состав кварц-пироксен-магнетитовой породы и пироксен-магнетитового кварцита соответственно (мас. %): SiO_2 – 46,25 и 29,01; TiO_2 – 0,28 и 0,83; Al_2O_3 – 0,61 и 1,58; Fe_2O_3 – 29,11 и 30,59; FeO – 18,17 и 23,76; MnO – 0,09 и 0,15; MgO – 2,44 и 6,84; CaO – 1,57 и 5,05; Na_2O – 0,09 и 0,37; K_2O – 0,02 и 0,08; P_2O_5 – 0,08 и 0,16; H_2O – 0,53 и 1,11; CO_2 – 0,71 и 0,68; S – 0,15 и 0,05; сумма – 100,10 и 100,26.

Химический состав кварц-пироксен-магнетитовых пород своеобразен и не имеет аналогов среди магматических пород. Кварц-пироксен-магнетитовые породы отличаются от всех других типов пород малой концентрацией породообразующих окислов, за исключением железа и кремния. В пироксен-магнетитовых обособлениях повышается количество титана, кальция, магния, ванадия и цинка. В мигматизированных рудах в первую очередь увеличивается содержание всей группы щелочных элементов. В целом горные породы формации характеризуются своеобразной стерильностью и содержат низкие концентрации примесных элементов.

Условия метаморфизма определены на основании двупироксеновой термобарометрии (Мехоношин, Парадина, 1987). Температура образования, как железистых кварцитов, так и вмещающих их кристаллосланцев определяется по микрозондовым анализам пироксенов в пределах 690–730 °С, а учитывая, что в расчет не входят продукты структур распада, истинную температуру метаморфизма следует оценивать в пределах 750–800 °С.

7. Кинцигит-гнейсовая формация (AR)

Петрологическая характеристика кинцигит-гнейсовой формации приведена по материалам З. И. Петровой.

Вещественный облик кинцигит-гнейсовой формации определяется доминирующим развитием в ее пределах высокоглиноземистых сланцев и гнейсов (кинцигитов) в ассоциации с кварцитами и известково-щелочными плагиогнейсами: двупироксеновыми, биотит-гиперстеновыми, гранат-биотитовыми. Не исключается также присутствие в разных, но всегда подчиненных количествах и других петрографических типов пород: основных кристаллических сланцев, мраморов, кальцифиров (Добрецов, 1981; *Метаморфические...*, 1986).

В глубокометаморфизованных структурно-вещественных комплексах фундамента Сибирской платформы типоморфные для кинцигит-гнейсовой формации высокоглиноземистые сланцы и кварциты встречаются повсеместно. Но объем их, как правило, невелик: от общего объема толщ он составляет 1–5 %. Наряду с основными кристаллическими сланцами гранулит-базитовой,

мраморами карбонатно-гранулитовой и породами двупироксен-магнетит-кварцитовых формаций эти породы образуют в подавляющем большинстве случаев разных размеров линзовидные участки среди характерных для данных комплексов мигматитов и гранитоидов. Такие взаимоотношения однозначно определяют их возрастное положение в комплексах как более ранних образований по отношению к широко здесь представленным породам эндербит-чарнокитовой и мигматит-гнейсо-гранитовой формаций. Только отдельные стратиграфические подразделения на уровне свит в полном объеме относятся к данной формации. Это, например, на Алданском щите верхнеалданская свита иенгурской серии, толща высокоглиноземистых пород в сутамском комплексе, на Анабарском щите – часть далдынской серии с многочисленными горизонтами высокоглиноземистых пород.

В шарыжалгайской серии высокоглиноземистые породы известны в районе Байкальской группы железорудных месторождений. Здесь в участках наименее интенсивного проявления процессов ультраметаморфизма они либо слагают редкие маломощные прослои с четкими границами в основных кристаллосланцах, либо совместно с кварцитами и гранат-биотитовыми плагиогнейсами, с которыми связаны постепенными переходами, образуют выдержанные на значительных расстояниях пласты мощностью 1–30 м, благодаря чему при геологической съемке они используются в качестве маркирующих горизонтов. На остальной площади выходов шарыжалгайской серии все эти породы раздельно, иногда вместе, наблюдаются в виде мелких линзовидной и реже неправильной формы реликтовых включений в гранатсодержащих эндербитах и теневых калишпатовых с биотитом мигматитах.

Кинцигиты повсеместно характеризуются неравномернозернистым сложением, полосчатой сланцеватой текстурой и лепидо-, фибро-, пойкило- и порфиробластовыми структурами. Они представлены, как это вообще характерно для данного петрографического типа, полиминеральными ассоциациями, включающими до 9–10 главных и второстепенных минералов. Количественно преобладают: гранат (3–20 %), биотит (2–15 %), силлиманит (5–20 %), кордиерит (5–40 %), плагиоклаз (5–15 %), микроклин (10–50 %) и кварц (3–10 %); от долей до 3–5 % содержатся шпинель, гиперстен, графит, а также акцессорные – магнетит, ильменит,

циркон, апатит. Судя по взаимоотношениям, все минералы формировались в такой последовательности: наиболее ранними являются $\text{Shpl}_{80-90} + \text{Sill} + \text{Pl}_{75-90}$ (с антипертитами) + Hyr_{44} , следующую группу образуют $\text{Cord}_{24-41} + \text{Gr}_{75-83} + \text{Bi}_{26-41} + \text{Pl}_{23-25}$; часто отчетливо наложенными в связи с региональной гранитизацией являются микроклин и кварц.

Для химического состава кинцигитов характерны умеренно высокие уровни содержаний SiO_2 (46–60 %), высокие концентрации Al_2O_3 (22–30 %), щелочей (3,7–6,0 %) и преобладание среди последних калия (2–2,5 %), а среди щелочных земель магния (2,3–3,8 % MgO против 0,2–2,5 % CaO). Геохимической спецификой является сочетание достаточно высоких концентраций сидерофильных (Co, Ni, Cr, V, Sc) и литофильных (Zr, Ba, Rb, Ce, La) редких элементов. Средний химический состав кинцигита (мас. %): SiO_2 – 57,75; TiO_2 – 0,83; Al_2O_3 – 23,94; Fe_2O_3 – 0,89; FeO – 4,80; MnO – 0,11; MgO – 3,06; CaO – 1,12; Na_2O – 0,79; K_2O – 5,22; P_2O_5 – 0,22; п.п.п. – 1,14; сумма – 99,67; содержания микроэлементов (в г/т): Co – 30, Ni – 125, Cr – 311, V – 118, Cu – 49, Mo – 2, Zr – 232, Sc – 33, Sn – 2, Pb – 37, Zn – 167, Sr – 86, Ba – 867, Be – 0,3, F – 343, B – 5, Li – 11, Rb – 148, Ce – 75, La – 53, Nd – 36, Yb – 1,9, Y – 17.

Присущие этим породам широкие вариации составов сосуществующих минералов являются их важной особенностью и уже отмечались исследователями в других регионах данной формации (Метаморфические ..., 1986). В целом состав минералов (их железистость, глиноземистость) находятся в прямой зависимости от валового состава пород и не коррелируются с содержаниями в них щелочей. Из чего следует, что колебания составов минералов в данном случае обусловлены, главным образом, вариациями химизма исходной среды минералообразования и не зависят от степени проявленной гранитизации.

Значения температур образования кинцигитов шарыжалгайской серии по со существующим минералам Bi-Gr, Cord-Gr, Bi-Cord на диаграммах Л. Л. Перчука (1970) попадают в интервал 570–660 °C; по Bi-Gr равновесию на диаграмме В. А. Глебовицкого (1977) составляют 725 °C.

Кварциты, связанные с кинцигитами, относятся к анхимоно-минеральным породам, содержащим в качестве примесей чаще

всего силлиманит (до 15 %), гранат, кордиерит, плагиоклаз и наложенный в связи с гранитизацией микроклин (до 10 %). В них 80–95 % SiO_2 , до 7 % Al_2O_3 , содержания остальных элементов ниже 1 %. Содержания редких элементов сильно варьирует (в г/т): Co – 4–5, Ni – 27–42, Cr – 41–120, V – 7–28, Ba – 120–250, Sr – 23–110, но и в данном случае подобно тому, как это было отмечено для кинцититов, обращает на себя внимание сочетание повышенных (для этого петрохимического типа) концентраций сидерофильных и литофильных редких элементов.

Гранат-биотитовые плагиогнейсы, ассоциирующие с кинцититами и кварцитами, имеют сланцеватую текстуру и grano-, гетеро-, лепидо-, участками пойкилобластовые структуры. Они сложены гранатом (5–20 %), биотом (5–20 %), плагиоклазом (15–50 %), кварцем (10–30 %), калиевым полевым шпатом (2–20 %). Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом. Зачастую в них присутствуют также кордиерит (до 2–3 %), силлиманит (около 1–2 %), гиперстен (до 3 %), содержания которых отчетливо увеличиваются в переходных к высокоглиноземистым породам участках и зонах.

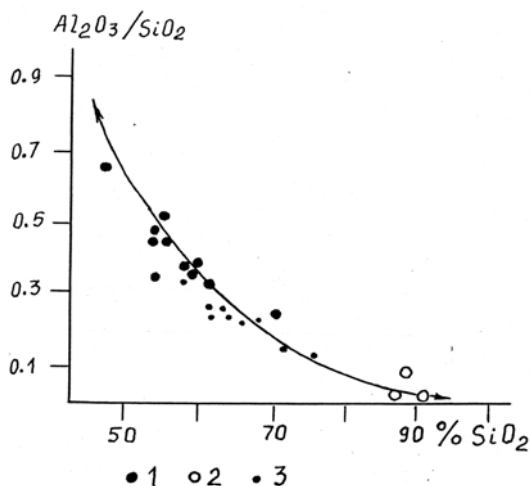


Рис. 9. Положение точек составов высокоглиноземистых пород – кинцититов (1), кварцитов (2) и гранат-биотитовых плагиогнейсов (3) шарыжалгайской серии на диаграмме

Несмотря на характерные для кинцититов, кварцитов и гранат-биотитовых плагиогнейсов очень широкие колебания химических составов, фигуративные точки всей совокупности этих образований на петрохимических диаграммах для осадочных пород образуют общие компактные скопления или единые тренды. В частности, на диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}$ (кремниевый модуль) – SiO_2 (рис. 9) они закономерно размещаются вдоль тренда генетически связанных песчано-глинистых отложений разной степени геохимической зрелости. Это является одним из убедительных свидетельств осадочной природы исходных для кинцитит-гнейсовой формации пород. А отмеченные в большинстве из них повышенные уровни содержания сидерофильных редких элементов, вероятно, можно расценивать как указание на участия в их формировании продуктов разрушения ультрабазит-базитового материала.

8. Карбонатно-гранулитовая формация (AR)

Петрологическая характеристика карбонатно-гранулитовой формации приведена по материалам З. И. Петровой. Карбонатно-гранулитовая формация, наряду с базито-гранулитовой, является одной из наиболее характерных для древнейших структурно-вещественных комплексов фундамента Сибирской платформы. Определяет эту формацию ассоциация доломитовых, кальцитовых мраморов и кальцифиров с мономинеральными диопсидовыми породами и диопсид-плагиоклазовыми (иногда со скаполитом) сланцами и гнейсами. И хотя объем типовых пород в большинстве толщ чаще всего не превышает 10–15 %, именно их присутствие обуславливает вещественную и металлогеническую специфику данного формационного типа (Метаморфические..., 1981, 1986).

В качестве генотипического представителя карбонатно-гранулитовой формации в фундаменте Сибирской платформы все без исключения исследователи (Добрецов, Попов, 1981; Метаморфические..., 1986) называют федоровскую свиту, возрастной интервал формирования которой радиоизотопными данными определяется в 3,5–2,5 млрд лет. Породы данной толщи, смятые в узкие изоклинальные складки, слагают периферическую часть

крупнейшей на Алданском щите субизометричной в плане антиклинальной структуры – Нижнее-Тимптонского купола. Ее важной геологической особенностью является ритмично-полосчатое строение, а спецификой состава – абсолютное преобладание метаморфизованных в условиях гранулитовой фации основных кристаллических сланцев. По минералогическому составу сланцы подразделяются на две группы: 1 – магнезиально-железистые безкварцевые амфиболсодержащие с парагенезисами: $1. (Hyr_{43-53} \pm Di_{30-40}) + (Hrb_{41-50} \pm Bi_{35-49}) + Pl_{30-53}$; 2 – магнезиально-известковистые безамфиболовые: $Di_{10-30} + Pl_{30-50} + Phlg \pm Q$; $Di_{10-30} + Pl_{75-100} + Sf + Q$. Первые в стратотипическом разрезе федоровской свиты составляют около 80 %, на долю вторых совместно с ассоциирующими кальцифирами ($Calc \pm Dol + Forst_{2.5-5.0} \pm Shpl$), доломитовыми и доломит-кальцитовыми мраморами приходятся остальные 20 % разреза (Метаморфический..., 1975).

Наиболее вероятные температуры формирования этих пород, оцененные с помощью минеральных геотермометров: двупироксенового, гиперстен-роговообманкового и диопсид-роговообманкового (Перчук, 1970) и по магнезитовой составляющей карбонатов в кальцифирах (геотермометр Графа-Голдсмита) составляют 730–750 °C.

По химическому составу (табл. 8) амфиболсодержащие основные кристаллические сланцы соответствуют базальтам и андезито-базальтам повышенной глиноземистости и щелочности (за счет высоких содержаний Na), и по общим петрохимическим параметрам обнаруживают наибольшее сходство с породами щелочно-базальтоидной серии океанических островов и континентальных рифтовых зон. Однако полных химических аналогов среди вулканитов современных геодинамических обстановок им не находится. Своеобразие этих пород подтверждается и их геохимической характеристикой: по низким уровням содержаний (среднее по 45 пробам, в г/т): Co – 19, Ni – 22, Cr – 38 и V – 213 они сопоставляются с толеитовыми и известково-щелочными базальтами островных дуг и континентальных окраин, а по повышенным содержаниям литофильных редких элементов (Ba – 602, Sr – 836, Rb – 25, PЗЭ) – с породами щелочно-базальтовой серии континентальных серий рифтовых зон (Петрова, Левицкий, 1986).

Таблица 8

*Химический состав индикаторных видов горных пород (мас. %),
карбонатно-гранулитовой (1–3), полиметаморфической
гранулит-гнейсовой (4–5) и зональной кианит-хлоритоидно-
кварцито-сланцевой (6–8) формаций*

Компоненты	Карбонатно-гранулитовая формация			Полиметаморф. гранулитогнейсовая		Зональная кианит-хлоритоидно-кварцито-сланцевая		
	1 *	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	54,30	46,20	8,50	71,40	62,50	68,20	53,60	75,42
TiO ₂	0,49	0,74	0,06	0,61	1,29	0,90	1,15	0,65
Al ₂ O ₃	12,23	19,46	0,62	11,67	19,50	16,60	25,46	11,69
Fe ₂ O ₃	0,86	1,23	0,68	1,32	2,73	2,24	3,79	1,18
FeO	2,73	2,77	0,28	3,24	3,42	4,46	5,05	4,66
MnO	0,09	-	0,01	0,04	0,17	0,07	0,12	0,16
MgO	9,01	7,32	20,33	2,64	3,48	1,23	1,97	1,62
CaO	15,22	20,74	32,64	2,50	1,00	0,20	0,20	0,52
Na ₂ O	3,38	0,96	0,03	2,00	1,15	0,48	0,98	0,46
K ₂ O	1,27	0,40	0,02	3,50	3,75	3,80	4,67	2,89
P ₂ O ₅	-	-	-	0,15	0,08	0,06	0,01	0,01
п.п.п.	0,90	0,78	-	0,77	0,66	2,06	2,86	0,48
CO ₂	-	-	35,50	-	-	-	-	-
Сумма	100,48	100,60	98,67	99,84	99,76	100,30	9,86	99,74

* Примечание: 1 – диопсидовый с флогопитом плагиосланец; 2 – диопсидовый плагиоклаз-скаполитовый сланец; 3 – форстеритовый ($\pm$ Shpl) кальцифир (Метаморфический..., 1975); 4 – гиперстен-биотитовый гнейс; 5 – гранат-биотитовый мигматизированный гнейс; 6 – дистен-гранат-двуслюдяной сланец; 7 – ставролит-дистен-гранат-двуслюдяной сланец; 8 – гранат-двуслюдяной сланец (Сизых, 1987).

Другими представителями карбонатно-гранулитовой формации на Алданском щите являются желтулинская и мугусканская мраморно-гнейсовые свиты (Черкасов, 1979). Как и в федоровской свите, в них в среднем до 20 %, а в отдельных участках до 50 % объема занимают диопсид-скаполитовые сланцы, кальци-

фиры и мраморы. Они переслаиваются друг с другом, с основными кристаллическими сланцами и разнообразными гнейсами, среди которых преобладают гиперстеновые и гранат-биотитовые плагиогнейсы. Наличием в значительных количествах плагиогнейсов и гнейсов эти толщи отличаются от федоровской свиты. По этому признаку в единой карбонатно-гранулитовой формации могут быть выделены две подформации: карбонатно-сланцевая (федоровская свита) и карбонатно-гнейсовая (джелтулинская и мугусканская). К последнему подтипу должна быть отнесена и хапчанская серия Анабарского щита, в строении которой участвуют ортопироксеновые, двупироксеновые, клинопироксеновые и гранатсодержащие плагиогнейсы, карбонатные породы, представленные преимущественно форстеритовыми кальцифирами, диопсид-скаполит-карбонатными сланцами и мраморами (Строев..., 1986).

Обращает на себя внимание и то обстоятельство, что во многих интенсивно гранитизированных блоках докембрийского фундамента Сибирской платформы обнаруживаются реликты типоморфных для данной формации пород и их ассоциаций. В частности, в шарыжалгайской серии, почти на 80 % сложенной гранитоидным материалом, реликты таких пород встречаются на многих участках ее выходов на поверхность: в районе порта Байкал, Белой Выемки на 104 км Кругобайкальской железной дороги и др. (Петрова, Левицкий, 1984).

Сравнительный анализ толщ этого формационного типа позволяет выделить в качестве общих главных их особенностей следующие:

1 – приуроченность к верхним частям разрезов докембрийских структур; 2 – пластовое с неявной и сложной ритмичностью строение; 3 – пестрота состава, проявляющаяся не только в разнообразии петрографических разновидностей, но и в широких вариациях петрогеохимических особенностей последних; 4 – своеобразие металлогении, выражающееся в приуроченности к ним характерных для глубокометаморфизованных комплексов проявлений и месторождений флогопита, магнетита, волластонита, шпинели и других неметаллических полезных ископаемых. Первичная природа таких толщ определяется как существенно

вулканогенная с резко подчиненным количеством осадочного материала (хемогенного) и смешанного (туффиты) материала.

9. Полиметаморфическая гранулитогнейсовая формация (AR)

По особенностям геологического строения и парагенетическим признакам в докембрии Восточного Саяна выделяются Бирюсинский и Канский метаморфические блоки докембрийских пород, ориентированные в северо-западном направлении. Юго-западной и северо-восточной их границами являются Главный Саянский, Бирюсинский и Канский глубинные разломы. Северо-западная их часть перекрыта среднепалеозойскими образованиями Агульской и Рыбинской впадин. В метаморфической эволюции докембрийских комплексов Бирюсинского и Канского блоков выделяются четыре тектоно-метаморфических этапа: архейский, нижнепротерозойский (карельский), рифейский (байкальский) и палеозойский (каледонский).

Определяющим для полиметаморфической гранулитогнейсовой формации является развитие в ее ассоциации биотит-гиперстеновых, гранат-биотит-гиперстеновых, двупироксеновых, амфибол-гранат-пироксеновых гнейсов. В парагенезисе с ними широко распространены различные мигматиты и инъекционные гнейсы. Это является характерной чертой данной формации.

Генотипами полиметаморфической гранулитогнейсовой формации являются: бирюсинская серия архейского возраста, слагающая нижний (супракрустальный) комплекс Бирюсинского и Канского блоков. Бирюсинская серия сопоставляется с шарыжалгайской серией Юго-Западного Прибайкалья, но отличается большей степенью диафтореза. Все перечисленные комплексы пород характеризуются сходным литологическим составом и сложной метаморфической эволюцией, что позволяет рассматривать их как полиметаморфическую гранулитогнейсовую формацию. В геологическом разрезе ассоциация пород этой формации залегает всегда ниже толщ, формирующих зональную кианит-хлоритоидно-кварцито-сланцевую формацию. Граница формационных тел обычно устанавливается по смене литологического и,

естественно, петрохимического состава пород, а также по их текстурно-структурным особенностям (Сизых, 2000).

Внутренняя структура формации обычно неоднородна. Она характеризуется грубой полосчатостью при постепенном снижении основности пород вверх по разрезу и появлением все большего количества различных гнейсов и мигматитов. Верхнюю часть данной формации на 80–85 % составляют инъекционные гнейсы и мигматиты. Ниже дана краткая петрографическая характеристика пород, определяющих полиметаморфическую гранулитогнейсовую формацию. Их химический состав охарактеризован в работе А. И. Сизых (1987). В таблице 8 приведен состав индикаторных видов горных пород.

Гранат-биотит-гиперстеновые, биотит-гиперстеновые гнейсы состоят из кварца – 10–40 %, плагиоклаза (три генерации: Andes = 40–44; Olig – Andes, An = 24–32 %; Ab, An = 8–10) – 20–40 %, гранат пироп-альмандинового ряда – до 20 %, гиперстена (Fs_{46}) – 10–35 %, оранжевого биотита – 10–15 % и микроклина – 10–20 %. Акцессорные минералы – апатит, сфен, рутил и ортит. Минералы диафтореза – амфибол, буро-зеленый биотит, мусковит, хлорит, ортоклаз и альбит, в сумме составляющие 10–15 %. Структуры пород характеризуются сочетанием гранолепидобластовой и наложенной бластокатакlastической.

Изучение гиперстенсодержащих гнейсов показывает, что в них наиболее ранними, судя по реакционным взаимоотношениям, являются гиперстен, пироповый гранат и плагиоклаз ($\text{An} = 40\text{--}44$). В то же время отмечаются парагенезисы $\text{Q} + \text{Pl}_{40\text{--}44} + \text{Hrb} + \text{KFsp} + \text{Gr} + \text{Hyp} + \text{Bi}$; $\text{Q} + \text{Pl}_{40\text{--}44} + \text{KFsp} + \text{Hyp} + \text{Hrb}$.

Двупироксеновые кристаллосланцы представляют собой среднезернистые породы темно-зеленого цвета и составляют будинированные прослои среди биотитовых мигматитов. Структура этих пород гранобластовая, пойкилогранобластовая, гранонематобластовая, венцовая и бластокатакlastическая. Минеральный состав: плагиоклаз ($\text{An} = 45\text{--}55$) – 35–50 %, моноклинный пироксен – до 20 %, гиперстен – 15–30 %, кварц – до 15 %. Минералы поздних этапов диафтореза – амфибол, биотит (до 10 %), гранат, эпидот, плагиоклаз ($\text{An} = 28\text{--}35$), актинолит, мусковит, хлорит, лейкоксен, иногда карбонат. Акцессорные минералы представлены сфеном и магнетитом.

В процессе формирования и преобразования двупироксеновых сланцев намечаются такие же три различных этапа по P-T условиям, как и в гиперстенсодержащих гнейсах. Наиболее высокотемпературный этап отвечает гранулитовой фации и фиксируется парагенезисами $Pl_{50-55} + Di + Hrp + Hrb + Q$, $Pl_{50-55} + Di + Hrp + Hrb + Gr + Q$. Второй этап минералообразования носит наложенный характер и отвечает, судя по минеральным преобразованиям, амфиболовой фации с образованием высокотемпературных ($Pl_{45-50} + Di + Hrb \pm Q$, $Pl_{45-50} + Hrb + Gr \pm Q \pm KFs$) и низкотемпературной ($Hrb + Bi + Pl_{30-35} + Q$) ассоциаций. В третий этап метаморфических преобразований двупироксеновых кристаллосланцев возникают парагенезисы $Q + Pl_{18-22} + Bi + Mi$ и $Q + Ab + Ep + Bi + Chl$.

Амфибол-гранат-пироксеновые кристаллосланцы совместно с кальцифирами слагают прослои среди мигматитов архейского комплекса. Это темно-зеленые сланцеватые породы с гранобластовой, гломеробластовой, реже гранулитовой структурами. В их составе присутствуют коричневая роговая обманка, диопсид, плагиоклаз ($An = 35-45$ и $An = 25-30$), кварц, гранат ($Py_{27-29}Gross_{18-20}Alm_{53-58}Andr_{1-3}$), эпидот, цоизит и акцессорные минералы (сфен, магнетит). Диопсид замещается эпидотом, цоизитом и амфиболом ярко-зеленого цвета. В наложенных минеральных преобразованиях амфибол-гранат-пироксеновых сланцев выявляются все этапы изменений, выделенные в двупироксеновых кристаллосланцах.

Гранат-биотитовые гнейсы характеризуются лепидогранобластовой порфиробластовой и бластокатакластической структурами. Порфиробласты представлены гранатом и микроклином размером до 2 мм. Породообразующими минералами гнейсов являются кварц – 20–40 %, плагиоклаз ($An=28-35$) – 20–35м %, микроклин – 5–20 %, биотит – 10–30 %, гранат – 10–15 %. Акцессорные минералы: апатит, ортит, сфен, циркон. Из минералов диафтореза отмечаются плагиоклаз ($An = 8-14$), мусковит, зеленый биотит и хлорит. Плагиоклаз альбитизирован и серетизирован. Гранат представлен двумя разновидностями. Гранат первой генерации – $Py_{30-41}Gross_{2-4}Alm_{53-66}$, второй генерации – $Py_{13-25}Gross_{3-9}Alm_{73-80}/$

Наиболее часто встречаемые парагенезисы гранат-биотитовых гнейсов ($Q + Pl_{28-35} + KFs_{p} + Bi + Gr$, $Q + Pl_{28-35} + KFs_{p} + Bi$) соответствуют гранулитовой и амфиболитовой фациям. С наложенными метаморфическими преобразованиями гнейсов связано появление парагенезиса $Q + Pl_{14-18} + Mi + Bi + Gr$ амфиболитовой фации. Дальнейшие метаморфические преобразования биотитовых гнейсов обусловлены проявлением метаморфизма зеленосланцевой фации с образованием парагенезиса $Q + Pl_{8-10} + Mus + Chl$.

Биотитовые инъекционные гнейсы и мигматиты по структурно-текстурным признакам подразделяются на полосчатые, тонкопослойные, очковые и порфиробластические. Преобладающими минералами биотитовых мигматитов и гнейсов являются: кварц – 25–35 %, плагиоклаз ($An = 28–37$) – 30–45 %, микроклин – 20–40 %, биотит – 10–20 %, ортоклаз – 5–10 %, иногда гранат до 10 %. Акцессорные минералы – сфен, рутил, циркон, апатит и ортит.

Парагенезисы биотитовых мигматитов и инъекционных гнейсов ($Q + Pl_{30-35} + KFs_{p} + Gr + Bi$, $Q + Pl_{30-35} + KFs_{p} + Bi + Hrb$, $Q + Pl_{30-35} + KFs_{p} + Bi + Gr + Di$) характеризуют высокотемпературную стадию мигматизации пород. С понижением температуры происходит замещение диопсида, роговой обманки, а также граната ранней генерации биотитом и плагиоклазом. В мигматитах формируется парагенезис $Q + Pl_{18-20} + Gr + Bi$.

10. Диафторитовые амфиболитовая и зеленосланцевая формации (PR_1)

Выходы докембрийского фундамента Сибирской платформы являются территорией распространения пород ряда метаморфических формаций с их более или менее однозначным положением в классификационной схеме (Добрецов, 1981). Широко распространенные на этом фоне преимущественно высокометаморфизованных или магматических пород диафториты характеризуются петрографическим структурным разнообразием, разными масштабами проявления и различным генезисом.

Петрографический тип наблюдаемых диафторитов оказывается очень разнообразным – от нецементированных брекчий

(микробрекчий), через катаклазиты и милониты с ограниченными и низкотемпературными новообразованиями до бластокатаклазитов и бластомилонитов с варьирующими содержаниями новообразованных высокотемпературных и (или) высокобарических минералов. Это петрографическое разнообразие свидетельствует, прежде всего, о резких различиях термодинамических условий образования диафторитов.

Обращаясь к геологическому положению в разной степени диафторированных пород фундамента Сибирской платформы, можно выделить две группы (два типа) диафторитов с различным генезисом:

1. Диафториты, связанные с повторными деформациями в зонах разломов, с наложенной складчатостью; преимущественно динамотермальный тип метаморфизма регрессивного характера, местами, возможно, и достигавшего высокого уровня, особенно по параметрам давления; петрохимические изменения таких диафторитов (изохимичность или аллохимичность процессов) по мнению разных авторов, дискуссионны; это диафториты кинематической ретрогрессии;

2. Диафториты, связанные с контактово-метасоматическим влиянием прорывающих их гранитоидов («посттектонических») или более поздних по отношению к тектоно-метаморфическому этапу формирования диафторируемого комплекса; в образовании диафторитов такого генезиса, помимо термального воздействия, очевидно, существенную роль играют гидротермальные и метасоматические процессы; это диафториты псевдоморфной ретрогрессии.

Диафториты кинематической ретрогрессии по классификации Н. Л. Добрецова (Добрецов, Попов, 1981) чаще всего отвечают гнейсово-диафторитовой формации. В качестве аналогов этой формации он приводит «часть суннагинской свиты (вдоль Тимптонского разлома)» и формацию «полиметаморфических гнейсов и бластокатаклазитов». Отметим, что это породы относительно высокометаморфизованные, хотя преимущественно низкотемпературные диафториты (хлоритовые, мусковитовые и др.), сланцеватые и приразломные, как правило, фактически тоже относятся к продуктам кинематической ретрогрессии. Наиболее полно, широко и четко высокотемпературные диафториты прояв-

лены в комплексе пород шарыжалгайской серии. Господствующими среди диафторитов являются породы гранитного или субгранитного состава, до диафтореза отвечавшие разным составам чарнокитоидов, эндербитоидов и т. д.

Петрографически диафториты представлены бластокатаклазитами, бластомилонитами и ультрабластомилонитами с новообразованиями амфиболитовой фации. Исходными породами для них являются лейко- и мезократовые мигматиты и гранитоиды с реликтами типоморфных минералов пород гранулитовой фации – ромбическим и моноклинным пироксенами, высокотемпературным зеленовато-бурым амфиболом, титанистым золотисто-бурым биотитом и реликтами граната с пиропистым «гранулитовым» ядром. По составу лейкократовой части – плагиоклазовой, калишпатовой (микроклиновой) или двуполевошпатовой (кислый плагиоклаз и микроклин) все они могли быть первоначально лейкосомой эндербитов, чарнокитов, а также гранитоидами. Распознаваемость первичного типа породы зависит от степени сохранности первичных структур и текстур. Диафториты рассматриваемой группы микроскопически имеют облик мелкозернистых тонкополосчатых гнейсов, часто с чертами мелкоочковой текстуры за счет сохраняющихся порфирокластов полевых шпатов.

В этот же тип диафторитов попадают сравнительно редкие бластокатаклазиты, бластомилониты и ультрабластомилониты по меланократовым кристаллическим сланцам, амфибол-, амфибол-пироксен или пироксен-плагиоклазовым амфиболитам. Особое положение среди диафторитов рассматриваемого типа занимают диафториты по мезократовым породам, представляющим чаще всего мигматизированные разновидности. Благодаря особенностям их состава в условиях кинематической ретрогрессии, в частности, особенностям флюидного режима («сухость»), подобные диафториты содержат минералы, по крайней мере, трех генераций, отражающие и фиксирующие условия трех последовательно проявленных этапов (эпизодов) деформации и перекристаллизации – регионального метаморфизма и гранитизации гранулитовой фации, первого наложенного метаморфизма и гранитизации гранулитовой фации, первого наложенного метаморфизма амфиболитовой фации (этап 1-го диафтореза), второго наложенного метаморфизма (этап 2-го диафтореза) в условиях эпидот-

амфиболитовой зеленосланцевой фаций. Такие породы можно петрографически определить как «катаклазиты (бластокатаклазиты?)» по бластомилонитам по мезо- и меланократовым пироксен- и амфиболсодержащим плагиоклазовым кристаллическим сланцам, мигматитам и амфиболитам.

В целом диафториты рассматриваемого типа в составе шаржалгайского комплекса наблюдаются на значительных площадях и в крупных объемах, что свидетельствует о региональном характере этого этапа и типа диафтореза. Новообразованные элементы текстуры диафторитов (полосчатость милонитового типа и кристаллизационная сланцеватость) имеют пологую, субгоризонтальную ориентировку при пологоволнистом общем залегании «пачек-пакетов» диафторитов.

Возраст диафтореза и образования новых структурных форм (то есть время проявления 1-го этапа кинематической регрессии) по радиологическим данным определяется как верхнеархейский – раннепротерозойский по возрасту прорывающих их так называемых «посттектонических» гранитоидов саянского комплекса (1700–1900 млн лет), которые в виде ксенолитов содержат рассматриваемые диафториты и интродуцируют диафторированные тектонически расслоенные породы.

Диафториты второго типа, а именно, диафториты этапа псевдоморфной ретрогрессии имеют гораздо меньшее распространение, чем диафториты первого типа. Нечетко также определяется их локализация и возрастное положение. Псевдоморфные диафториты развиваются по породам различного петрографического состава, в том числе и по основным кристаллическим сланцам, меланократовым породам типа пироксенитов и амфиболитов гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Одним из наиболее четких примеров псевдоморфной ретрогрессии являются псевдоморфозы заполнения форстеритов агрегатами серпентина в кальцифирах. Разнообразие новообразованных минералов свидетельствует, с одной стороны, о различных условиях температуры, а с другой – о разнообразии состава или о последовательно меняющемся составе метаморфизирующего раствора (флюида).

Изменения подобного типа нагляднее всего связываются с постмагматическими процессами интрузивных гранитоидов. В

Шарыжалгайском выступе подобные породы, как среди гранитов, так и в ксенолитах или околоконтактных породах наблюдаются в связи с гранитоидами саянского комплекса.

11. Зональная кианит-хлоритоидно-кварцито-сланцевая формация (PR₁)

Геотермический режим метаморфических поясов южной окраины Сибирской платформы карельского тектоно-метаморфического этапа значительно меняется и отличается от раннедокембрийского. Анализ геолого-структурных и петрологических данных по метаморфическим поясам региона (Сизых, 1985, 1987, 2000), свидетельствует о повсеместном проявлении зонального метаморфизма в Р-Т условиях андалузит-силлиманитовой и кианит-силлиманитовой фациальных серий. Обычно степень метаморфизма колеблется в широких пределах – от мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации до альмандин-амфиболитовой и кордиерит-амфиболитовой фации.

Определяющим для зональной кианит-хлоритоидно-кварцито-сланцевой формации являются ассоциации кианит-гранат-двуслюдяных, кианит-гранат-мусковитовых, ставролит-кианит-гранат-двуслюдяных, ставролит-гранат-мусковитовых, гранат-мусковитовых, гранат-хлоритоидных сланцев и кварцитов. В парагенезисе с ними встречаются гранат-биотитовые плагиогнейсы, мраморы, эрланы и амфиболиты.

Генотипами зональной кианит-хлоритоидно-кварцито-сланцевой формации являются тепсинская серия Бирюсинского блока (Сизых, 1987), чукчинская и пурпольская свиты Байкало-Патомского нагорья. В вопросе датировки возраста указанных комплексов пород мнения исследователей расходятся, причем, как показывает обзор литературы, его решение во многом определяется мнениями о сопоставимости этих комплексов пород с древнейшими, заведомо раннепротерозойскими и рифейскими образованиями южного обрамления Сибирской платформы. Данные радиогеохронологии о возрасте этих толщ однозначного ответа также не дают.

Все перечисленные комплексы пород докембрия характеризуются специфическим литологическим составом и относительно

простой метаморфической эволюцией, сформировавшей зональность кианит-силлиманитовой фациальной серии. Рассматриваемая формация слагает верхние части геологических разрезов метаморфического пояса. В ней наблюдается частая смена литологического состава пород.

Внутренняя структура формации неоднородна. Она характеризуется горизонтальной в сочетании с вертикальной зональностью, постепенным снижением степени метаморфизма пород формации вверх по разрезу и проявлением в ее составе значительного количества кварцитов и сланцев. Верхняя часть этой формации на 70–80 % сложена различными сланцами.

Приведем краткую петрографическую характеристику пород, определяющих зональную кианит-хлоритоидно-кварцито-сланцевую формацию на примере Бирюсинского блока. Химический состав индикаторных видов пород приведен в таблице 8, а наиболее подробно рассмотрен в работе А. И. Сизых (1987). Породы формации залегают в синклинальных структурах на архейском гнейсово-мigmatитовом комплексе. Они характеризуются широким развитием высокоглиноземистых сланцев и кварцитов, что позволяет рассматривать их как вероятные продукты переотложенной коры выветривания. Сланцевая толща, за которой целесообразно составить название тепсинской серии, представляет эту формацию. В ее составе преобладают глиноземистые сланцы и кварциты с отдельными прослоями амфиболитов, мраморов и кальцифиров (Сизых, 1987).

Кианит-гранат-двуслюдяные, кианит-гранат-мусковитовые сланцы и плагиогнейсы представляют собой породы сланцеватой и пльчатой текстуры. Структура этих пород порфиروبластовая, лепидогранобластовая и пойкилобластовая. Минеральный состав: кварц – 20–45 %, плагиоклаз – 20–45 %, биотит – 10–20 %, мусковит – 10–15 %, гранат ($\text{Py}_{10-18}\text{Gross}_{1-5}\text{Alm}_{65-85}$) – 10–15 %, кианит – 10–15 %. Акцессорные минералы – апатит, рутил, сфен, циркон и графит. Минералы диафтореза – фибролит, мусковит, хлорит, биотит и альбит. Кианитовые сланцы и гнейсы характеризуются парагенезисами $\text{Q} + \text{Pl}_{25-35} + \text{Bi} + \text{Mus} + \text{Gr} + \text{Dist}$, $\text{Q} + \text{Bi} + \text{Mus} + \text{Gr} + \text{Dist}$. Минеральные парагенезисы $\text{Q} + \text{Pl}_{20-25} + \text{Mus} + \text{Fib}$ и $\text{Q} + \text{Ab} + \text{Mus} + \text{Chl}$ характеризуют наложенный этап метаморфических преобразований дистеновых гнейсов и сланцев.

Ставролит-кианит-гранат-двуслюдяные, ставролит-гранат-двуслюдяные и ставролит-гранат-мусковитовые сланцы и гнейсы слагают пачки и отдельные прослои. Ставролитовые сланцы характеризуются порфировластовой, лепидогранобластовой, пойкилогранобластовой структурой с хорошо выраженной плейчатой текстурой. Состав пород: кварц – 30–40 %, плагиоклаз – 5–20 %, биотит – 10–20 %, гранат ($\text{Py}_{10-17}\text{Gross}_{1-7}\text{Alm}_{71-83}$) – 10–20 %, мусковит – 20–25 %, кианит – 5–15 %, ставролит – 10–15 % и редко до 40 %. Акцессорные минералы – циркон, рутил, ортит, турмалин, магнетит и апатит. Мусковит, хлорит, альбит и слюдистые агрегаты в этих породах имеют гисторогенный генезис. Ставролитовые гнейсы и сланцы характеризуются парагенезисами $\text{Q} + \text{Pl}_{26-28} + \text{Bi} + \text{Mus} + \text{Gr} + \text{Dist} + \text{Stav}$, $\text{Q} + \text{Bi} + \text{Mus} + \text{Gr} + \text{Dist} + \text{Stav}$, $\text{Q} + \text{Pl}_{26-28} + \text{Bi} + \text{Mus} + \text{Gr} + \text{Stav}$, $\text{Q} + \text{Bi} + \text{Mus} + \text{Gr} + \text{Stav}$, $\text{Q} + \text{Mus} + \text{Gr} + \text{Stav}$. Первые два парагенезиса со ставролитом и дистеном указывают на сравнительно высокую температуру их образования, отвечающую амфиболитовой фации. С понижением температуры эти ассоциации становятся неустойчивыми и замещаются последними тремя парагенезисами (Сизых, 2000).

Гранат-двуслюдяные и двуслюдяные сланцы характеризуются крупнозернистым строением и плейчатой текстурой. Структура их лепидобластовая, лепидогранобластовая и бластокатакlastическая. Минеральный состав: кварц – 30–50 %, биотит – 10–15 %, мусковит – 15–25 %, гранат ($\text{Py}_{9-13}\text{Gross}_{3-8}\text{Alm}_{77-80}$) – 15–20 %; в некоторых образцах отмечается плагиоклаз до 10 %. Акцессорные минералы: апатит, циркон, ортит, рутил, сфен и турмалин. Хлорит и серицит – минералы диафтореза. Типичные парагенезисы ($\text{Q} + \text{Pl}_{27-34} + \text{Bi} + \text{Mus} + \text{Gr}$ и $\text{Q} + \text{Bi} + \text{Mus} + \text{Gr}$) отвечают дистен-альмандин-мусковитовой субфации амфиболитовой фации.

Гранат-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы образуют прослои до 10–15 м среди двуслюдяных сланцев в нижней части разреза формации. Макроскопически гранат-биотитовые гнейсы характеризуются наличием крупных (до 1,5–2 см) порфировластов граната и серой окраской. Структура гнейсов гранобластовая, лепидогранобластовая и порфировластовая с бластокатакlastической и иногда мирмекитовой: минеральный состав: кварц – 10–40 %, плагиоклаз – 35–45 %, биотит – 15–25 %, гранат ($\text{Py}_{9-18}\text{Gross}_{5-16}\text{Alm}_{62-47}$) – 10–25 %, в единичных случаях микроклин – до 10 %.

Акцессорные минералы – апатит, циркон, ортит и турмалин. Гисторогенные минералы – мусковит, зеленый биотит, хлорит, серицит и альбит. Гранат-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы характеризуются парагенезисами $Q + Pl_{35-40} + Bi + Gr$, $Q + Pl_{35-40} + Bi + Mus$, $Q + Pl_{35-40} + Bi + Gr \pm Mus$, соответствующими кианит-альмандин-мусковитовой субфации амфиболитовой фации.

Кварциты образуют прослои среди двуслюдяных сланцев. Структура их торцовая, роговиковая и бластокатакластическая. В минеральном составе преобладают кварц – 80–95 %, в качестве примесей биотит – до 5 %, мусковит – до 10 %, редко гранат – до 5 % и плагиоклаз – до 5 %. Акцессорные минералы – циркон, апатит и рутил. Минеральные парагенезисы ($Q + Bi + Mus \pm Gr$, $Q + Bi + Mus + Pl_{24-26}$) указывают на сравнительно высокую температуру их формирования в амфиболитовой фации.

Металлогеническая специализация докембрийский комплекс зональной кианит-хлоритоидно-кварцито-сланцевой формации характеризуется взаимосвязью с ними рудопроявлений золота, слюдоносных пегматитов и высокоглиноземистых гнейсов.

Контрольные вопросы

1. Общая классификация метаморфических формаций фундамента Сибирской платформы.
2. Характеристика базито-гранулитовой метаморфической формации.
3. Охарактеризовать тоналит-гнейсовую метаморфическую формацию.
4. Дать характеристику эндербит-чарнокитовой метаморфической формации.
5. Геологоструктурное положение мигматит-гранито-гнейсовой формации.
6. Локализация формации двупироксен-магнетитовых кварцитов.
7. Петрографический состав кинцигит-гнейсовой метаморфической формации.
8. Дать характеристику карбонатно-гранулитовой формации.
9. Охарактеризовать полиметаморфическую гранулит-гнейсовую формацию.
10. Геологическое положение диафторированной амфиболитовой и зеленосланцевой формации.
11. Геотермический режим зональной кианит-хлоритоидно-кварцито-сланцевой формации.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

1. Общая характеристика и классификация

Метаморфические горные породы в пределах южного складчатого обрамления Сибирской платформы слагают докембрийские выступы (глыбы) в Восточном Саяне, Прибайкалье и Джугджуро-Становой складчатой области; локальные метаморфические, в том числе глаукофансланцевые пояса; значительные части зонально метаморфизованных комплексов и серий пород в Восточном Саяне, Прибайкалье, Забайкалье, в Джугджуро-Становой и Монголо-Охотской складчатых областях (табл. 9) .

Так же как и для Сибирской платформы, здесь выделяются конкретные метаморфические формации (комплексы, блоки, серии, свиты или их части в локальных геолого-тектонических структурах), которые объединяются в региональные метаморфические формации для всего южного обрамления платформы с учетом сходного породного состава, времени и степени (типа) метаморфизма. По сравнению с Сибирской платформой в ее южном складчатом обрамлении сокращается класс нестратифицированных метаморфических формаций и заметно возрастает класс стратифицированных зональных (полифациальных) метаморфических формаций.

Метаморфические формации в южном складчатом обрамлении платформы имеют большей частью поясовое распространение, подчиненное контурам платформы. Более древние, более глубокометаморфизованные и с более ярко выраженной полициклическостью метаморфические комплексы находятся ближе к краю платформы, а более молодые и слабо метаморфизованные – в удалении от края платформы. Лишь эклогит- и глаукофансланцевые формации располагаются в особых зонах, которые связаны с крупнейшими структурами покровно-чешуйчатого строения и трактуются либо как реликты эродированных зон субдукции, либо как зоны повышенных стрессовых давлений.

Таблица 9

Схема классификации главнейших метаморфических формаций южного Складчатого обрамления Сибирской платформы

Класс формаций	Наименование региональной формации	Конкретные формации (комплексы, блоки, серии, свиты)
Стратифицированные незональные	Кальцифир-гнейсово-кристаллосланцевая (карбонатно-гранулитовая (AR))	Часть ольхонской серии Западного Прибайкалья и саянской серии Восточного Саяна; слюдянская серия Слюдянского кристаллического комплекса Южного Прибайкалья; верхние части архейских глыб в Джугджуро-Становой складчатой области
	Полиметаморфическая гранитогнейсовая (AR – PR)	Отдельные толщи в основании и центральных частях разрезов архейских глыб в Восточном Саяне (Гарганская), Западном Забайкалье и Джугджуро-Становой области.
	Эклогит-гнейсовая (PR ₁)	Линейные зоны будин и линз в Байкальском, Южно- и Северо-Муйских докембрийских блоках Западного Забайкалья.
	Базит-сланцево-железисто-кварцитовая (PR ₁)	Пачки (подсвиты) в тангинской серии Присаянья, в ольхонской серии Западного Прибайкалья, в Олоkitском синклинии Северного Прибайкалья
Стратифицированные зональные	Зональная амфиболит-зеленосланцевая (PR)	Нюрндуканская (кичерская) и муйская серии Байкало-Муйского офиолитового пояса.
	Зональная андалузит-сланцево-гнейсовая (V-С)	Хамардабанский комплекс в Восточном Саяне, джелтулакская серия в Джугджуро-Становой складчатой области, приаргунский комплекс в Монголо-Охотской складчатой области.
	Зональная кианит-сланцево-гнейсовая (PZ ₁)	Терригенно-карбонатные толщи Бодайбинского, Мамского и Олоkitского прогибов; отдельные части яблоновой, становой и купуринской серий станového комплекса; удинский и агинский комплексы Монголо-Охотской области.
	Глаукофанзелено-сланцевая (V-С)	Тукурингрский (Приамурье), Агинский (Забайкалье) и Окинский (Восточный Саян) глаукофан-зеленосланцевые пояса

2. Кальцифир-гнейсово-кристаллосланцевая (карбонатно-гранулитовая) формация (AR)

Петрографическая характеристика карбонатно-гранулитовой формации приводится по материалам Л. З. Резницкого, В. Н. Вишнякова, Е. П. Васильева и Е. А. Некрасовой.

Формация выделена в составе докембрийских комплексов, входящих в подвижной пояс обрамления Сибирской платформы. В ольхонской серии Западного Прибайкалья доля карбонатных пород оценивается в 15–20 % (Петрова, Левицкий, 1984); саянская серия (Восточный Саян) содержит порядка 30 % карбонатных пород (существенно карбонатная дербинская свита). Высокой долей карбонатных и карбонатсодержащих пород (50–55 % объема) характеризуется слюдянский кристаллический комплекс Южного Прибайкалья, рассматриваемый в качестве индикаторного для формаций. Кальцифир-гнейсово-кристаллосланцевая ассоциация пород развита также в верхних частях архейских глыб в Джугджуро-Становой складчатой области (Неелов, Милькевич, 1979).

Слюдянский комплекс расположен в области сочленения Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы с Саяно-Байкальским складчатым поясом. От шарыжалгайского комплекса слюдянский отделен зоной Саянского глубинного разлома. Комплекс объединяет толщи слюдянской и хангарульской серий в пределах области (600–700 м²) высокого, преимущественно гранулитового уровня метаморфизма; не менее метаморфизованные аналоги этих серий в составе комплекса не рассматриваются (Васильев и др., 1981). Возрастная позиция слюдянского комплекса и соотношение его с шарыжалгайским комплексом фундамента платформы дискуссионны; систематических убедительных геохронологических данных для метаморфитов комплекса нет. Для мраморов слюдянской серии U-Pb и свинцово-изохорными методами получены датировки 2100 ± 150 и 1980 ± 60 млн лет (Волобуев и др., 1980). По геологическим данным с учетом разнотипных единичных изотопных датировок предполагается верхнеархейский возраст накопления слюдянской и нижнепротерозойский хангарульской серий и прогрессивного метаморфизма, охватившего обе толщи.

Рассматриваемой формации в полном объеме отвечает, по-видимому, только слюдянская серия, так как в составе хангарульской карбонатных пород порядка 20 %, а метабазитов практически нет. Сводный разрез слюдянской серии (6300 м) включает основные кристаллосланцы (16 %), метапелиты (15 %), мраморы и кальцифиры (61 %) и примыкающие к ним специфические кварц-диопсидовые (кремнисто-карбонатные) породы (8 %). Главные группы пород, каждая из которых объединяет ряд подгрупп и разновидностей, находятся в частых ритмично-циклических переслаиваниях. Прогрессивный метаморфизм комплекса соответствует преимущественно гранулитовой фации умеренных давлений – В₁, частью В₂ (Фации..., 1970). По глиноземистым метапелитам выделяются две температурные зоны, относящиеся к кордиерит-гранат-ортоклазовой субфации. Критический парагенезис первой – $Gr_{70-80} + Cord + Bi + KFs + Pl + Q$, второй – $Hyp + Cord + Bi + KFs + Pl + Q \pm Ru \pm Shpl$ и $Hyp + Cord + Gr_{60-70} + Bi + Pl + Q \pm KFs \pm Shpl$ (в $Hyp Al_2O_3 = 4-6 \%$, в $Bi TiO_2 = 4-5 \%$). Критические и типовые парагенезисы метабазитов гиперстен-кордиерит-ортоклазовой зоны: $Hyp + CPy + Hrb + Pl$, $Hyp + CPy + Pl + KFs$, $Hyp + CPy + Bi + Pl + Q \pm KFs$. (соответствующие средние P-T параметры: $T = 700-750^\circ C$, $P = 4-6$ кбар и $T = 800-850^\circ C$, $P = 7-9$ кбар) $Gr-Hyp$, $Bi-Hyp$, $Hyp-Cpy$, $Calc-Dol$ и разные варианты $Gr-Bi$ термометров и барометров.

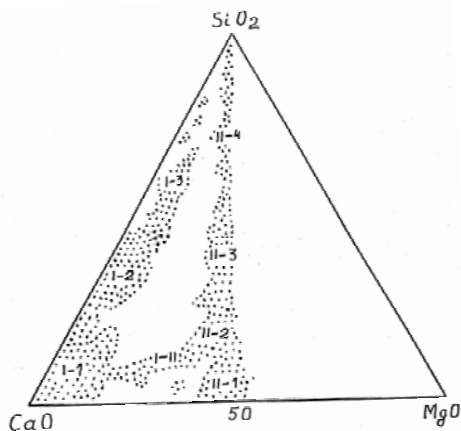


Рис. 10. Поля составов карбонатных и кремнисто-карбонатных пород слюдянского комплекса на диаграмме $CaO - SiO_2 - MgO$ (мол. %).

I – известковый ряд: I-1 – мрамор кальцитовые, I-2 кальцифиры кварцевые и волластонитовые, I-3 – породы волластонитовые; II – магнезиальный ряд: II-1 – мраморы доломитовые, II-2 – кальцифиры форстерит-диопсидовые, II-3 – диопсидиты, кальцит-диопсидовые породы, II-4 – (кальцит)-диопсид-кварцевые породы; I-II – кальцифиры кальцит-доломитовые и доломит-кальцитовые

Разнообразные карбонатные и силикатно (кремнисто)-карбонатные породы образуют два петрохимических ряда – известковый и магнезиальный, каждый из которых практически охватывает непрерывные серии метаморфитов от чисто карбонатных до существенно кремнеземистых: от кальцитовых мраморов до кальцит-кварцевых (или волластонит-кварцевых) пород в известковом ряду и от доломитовых мраморов до диопсидовых кварцитов – в магнезиальном (рис. 10). Существуют и переходные между рядами типы. Границы между выделенными петрографическими группами и типами пород условны: более 70 % карбонатов – мраморы, 50–70 % – кальцифиры, менее 50 % – карбонатные породы или кристаллосланцы; по карбонатной составляющей – кальцитовые (до 10 % Dol), доломитовые (до 10 % Calc) и промежуточные.

Мраморы и кальцифиры кальцитовые представлены парагенезисами $\text{Calc} + \text{Q} \pm \text{Di}$, $\text{Calc} + \text{Di} \pm \text{Q}$, $\text{Calc} + \text{Di} + \text{Dol} \pm \text{Forst} \pm \text{Phlg}$, $\text{Calc} + \text{Grf} + \text{CPyr} \pm \text{Q} \pm \text{Di}$, $\text{Calc} + \text{Grf} + \text{CPyr} \pm \text{Dol} \pm \text{Forst}$. Типичный акцессорий – апатит, ретрометаморфический минерал – тремолит. Особую подгруппу составляют так называемые «розовые» пироксеновые мраморы, в которых, в отличие от всех других карбонатных пород, клинопироксен представлен железистым диопсидом или салитом. Типичная ассоциация $\text{Calc} + \text{Di} \pm \text{Sk} \pm \text{Q}$; второстепенные и акцессорные минералы – плагиоклаз, калиевый полевой шпат, сфен; вторичные – актинолит, эпидот, редко гроссуляр. Эти мраморы тесно ассоциируют и образуют переходы с основными кристаллосланцами.

Мраморы и породы волластонитовые являются литолого-петрохимическими аналогами кварц-кальцитовых мраморов и пород, сменяющими их по латерали на локальных участках. При простых парагенезисах $\text{Calc} + \text{Woll} \pm \text{Di}$ и $\text{Woll} + \text{Q} \pm \text{Di}$ группа включает широкий диапазон составов: Woll – от 5–15 до 85 %, Calc – 0–75 %, Di – 0–20 %, Q – 0–80 %.

Мраморы доломитовые характеризуются равновесным парагенезисом $\text{Dol} + \text{Calc} (2\text{--}10\%) \pm \text{Forst} \pm \text{Shpl}$. Промежуточные Calc-Dol и Dol-Calc разновидности чаще представлены кальцифирами с типичными ассоциациями $\text{Dol} + \text{Calc} + \text{Forst} \pm \text{Phlg}$, $\text{Dol} + \text{Calc} + \text{Forst} + \text{Shpl} \pm \text{Phlg}$, $\text{CPyr} + \text{Dol} + \text{Di} + \text{Forst}$. Акцессории – апатит, циркон, рутил, редко сульфиды; вторичные – диопсид (в

каймах вокруг форстерита), тремолит, минералы групп серпентина и гуммита, брусит.

Группа кварц-диопсидовых пород охватывает всю кремнистую – высококремнистую части магнезиального ряда от кальцит-диопсидовых пород и диопсидитов от кварцитов при содержании кальцита от 1–2 до 20–30, редко до 50 % и более. Переходы к карбонатной части ряда осуществляются через доломит-форстеритсодержащие диопсиды и Forst-Di кальцифиры.

Петрохимически все типы карбонатных пород охватываются частью системы $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2$, другие петрогенные окислы составляют доли, редко первые проценты, исключая P_2O_5 в апатитсодержащих кварц-диопсидовых породах (P_2O_5 от 3–5 до 20 %).

Из постпрогрессивных метаморфно-метасоматических преобразований пород слюдянского комплекса наиболее значительные выражены в развитии абиссальных магнезиальных скарнов. С комплексом связан значительный спектр метаморфогенных неметаллических полезных ископаемых.

3. Полиметаморфическая гранитогнейсовая формация (AR-PR)

Определяющими полиметаморфическую гранитогнейсовую формацию являются палингенные гранитогнейсы, мигматиты и гнейсы. Подобная ассоциация этих пород данной формации относительно широко распространена в пределах большинства раннедокембрийских выступов складчатого обрамления Сибирской платформы. Она располагается, как правило, в основании и в средней части геологических разрезов раннедокембрийских комплексов, где слагает обособленные толщи, выделяемые обычно как серии или свиты верхнего архея. Типичная полиметаморфическая гранитогнейсовая формация установлена в пределах Гарганской глыбы в Восточном Саяне (Шафеев, 1986).

Внутренняя структура полиметаморфической гранитогнейсовой формации характеризуется высокой однородностью. В большинстве формационных комплексов различные гранитогнейсы, гнейсы и мигматиты составляют не менее 50-60 % от общего объема пород и обычно слагают относительно монотонную

толщу, мощность которой достигает нескольких сотен метров. В пределах Гарганской глыбы метаморфические породы шарыжалгайской серии, относимые к нижней части разреза, подразделяются (Крылов и др., 1962; Хильтова, Крылов, 1964) на три свиты: богоройскую (нижнюю), ишунтинскую (среднюю) и улзетинскую (верхнюю). Богоройская свита – биотитовые гнейсы, гранитогнейсы, гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы и амфиболиты. Ишунтинская свита представлена преимущественно гранатовыми, гранат-пироксеновыми, биотитовыми, пироксеновыми амфиболитами и амфиболитовыми гнейсами с маломощными прослоями биотитовых гнейсов. Улзетинская свита разнообразных биотитовых гнейсов завершает разрез шарыжалгайской серии Гарганской глыбы. Суммарная мощность образований шарыжалгайской серии составляет 5500–6000 м.

В метаморфической эволюции Гарганской глыбы выделяют четыре тектоно-метаморфических этапа: архейский (алданский), нижнепротерозойский (карельский), рифейский (байкальский) и фанерозойский (каледонский). Архейский этап сопровождался метаморфизмом гранулитовой фации. Он изучен по минеральным парагенезисам пород полиметаллической гранитогнейсовой формации.

Нижнепротерозойский тектоно-метаморфический этап характеризуется метаморфизмом альмандин-амфиболитовой фации с широкоразвитыми процессами мигматизации и полингенного гранитообразование. Рифейский тектоно-метаморфический этап проявился в виде диафтореза в Р-Т условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, особенно интенсивно в северной и северо-восточной частях Гарганской глыбы, где фактически не сохраняются реликты минералов предшествующего тектоно-метаморфического этапа. Фанерозойский тектоно-метаморфический этап проявился в виде наложенного метаморфизма жадеит-глаукофаного и зеленосланцевого типов. По периферии Гарганской глыбы закартирована А. А. Шафеевым (1986) метаморфическая зональность жадеит-глаукофанового типа.

Приведем краткую петрографическую характеристику пород, определяющих полиметаморфическую гранитогнейсовую формацию.

Биотитовые гранитогнейсы и синметаморфические граниты в пределах Гарганской глыбы относятся к ряду массивов, выявленных в богоройской свите. Наблюдается четкая закономерность в распределении гранитогнейсов. Все тела имеют удлиненную форму, совпадающая с простиранием вмещающих пород. В вертикальном разрезе повсеместно это согласные, пластовые тела или несколько сближенных тел различной мощности (десятки-сотни метров). Биотитовые гранитогнейсы содержат от 10 до 50 % микроклина, 30–35 % плагиоклаза, обычно интенсивно серицитизированного, пелитизированного и мирмекитизированного, 25–35 % кварца. Темноцветные минералы представлены биотитом или амфиболом, содержание которых не превышает 15 %. Биотит замещается мусковитом и хлоритом, часто с образованием псевдоморфоз хлорита по биотиту. Структура пород гранобластовая, гетеропластовая, гранитная. Минеральные парагенезисы гранитогнейсов: $Q + Pl_{28-35} + Mi + Bi$, $Q + Pl_{30-40} + KFs + Hrb \pm Bi$

Важно подчеркнуть, что определяющими формацию являются также различные мигматиты и гнейсы. По минеральному составу выделяются биотитовые, гранат-биотитовые, реже гранат-амфиболовые и амфиболовые гнейсы и мигматиты. Они слагают нижнюю и верхнюю свиты Гарганской глыбы. По текстурному признаку они подразделяются на очковые, порфиробластические, тонкопослойные и линзовидные. Первичная структура основной массы гранобластовая и лепидогранобластовая. Минеральный состав: кварц – 25–35 %, плагиоклаз – 25–35 %, микроклин – 15–20 %, а в отдельных случаях ортоклаз – до 15 %, гранат – до 15 %. Акцессорные минералы – сфен, рутил, циркон, ортит, апатит. Минеральные парагенезисы: $Q + Pl_{25-30} + KFs + Bi + Gr$, $Q + Pl_{25-30} + KFs + Bi + Hrb$

В полиметаморфической гранитогнейсовой формации амфиболовые гнейсы и амфиболиты слагают среднюю часть разреза, где они образуют отдельные прослои среди мигматитов и гранитогнейсов. Породы темно-зеленого цвета с гранобластовой, немагнитообластовой, пойкилобластовой микроструктурой. Минеральный состав: роговая обманка – 40–85 %, плагиоклаз – 5–35 %, кварц – 5–30 %, биотит – 3–10 %, эпидот – 0–10 %, редко до 20 %, цоизит. Акцессорные минералы – сфен, апатит, ортит, циркон, магнетит.

Кроме охарактеризованных выше пород, подвергшихся процессам наложенного метаморфизма в рассматриваемой формации, распространены разнообразные сланцы (эпидот-мусковит-альбит-кварцевые, эпидот-актинолит-альбит-кварцевые, эпидот-мусковит-альбит-кварцевые и другие), практически не содержащие реликтов высокотемпературных минералов мигматитов и гранитогнейсов.

Эпидот-актинолитовые и мусковит-эпидот-актинолитовые сланцы представляют собой темно-зеленые мелкозернистые тонкосланцеватые породы (Крылов и др., 1962), состоящие из кварца (30–50 %), альбита (15–20 %), актинолита (30–40 %), эпидота (7–10, иногда до 30 %) и аксессуарных минералов – сфена, апатита, магнетита и сульфидов. Минеральные парагенезисы: Akt + Ep + Mus + Q, Akt + Ep + Ab + Q, Ep + Mus + Ab + Q, Akt + Ep + Mus + Q, Ep + Mus + Chl + Bi + Q, Ep + Mus + Chl + Q.

4. Эклогит-гнейсовая формация (PR?)

Петрографическая характеристика эклогит-гнейсовой формации приведена по материалам Н. Л. Добрецова, Н. Ф. Глебова и М. И. Грудина.

Типичные эклогиты, аналогичные эклогитам в других гнейсовых комплексах, найдены в Северо-Муйской и Южно-Муйской глыбах (Габов и др., 1984; Грудинин, Меньшагин, 1988). В Южно-Муйской глыбе они ассоциируют с гранатовыми ультрабазиитами. Аналогичные гранатые ультрабазиты найдены в Байкальском блоке, но здесь они ассоциируются не с эклогитами, а с эклогитоподобными породами (друзитами), гораздо более распространенными в архейских формациях щитов (Добрецов и др., 1989).

Другими характерными породами формации являются гранатые амфиболиты, часть из которых содержит симплектитовые сростки плагиоклаза, пироксены и (или) роговой обманки, цепочки зерен граната. Они образовались в результате диафтореза эклогитов и гранатых ультрабазитов. Другие породы формации, биотит-амфиболовые и биотитовые гнейсы, амфиболовые и двуслюдяные сланцы и кварциты – не отличаются от аналогичных пород амфиболит-плагиогнейсовой формации. Исключением

могут быть зоны бластомилонитов, в которых сосредоточена большая часть тел эклогитов и гранатовых ультрабазитов – более глубинных образований, чем окружающие гнейсы и сланцы. Такие зоны трактуются либо как подошвы крупных надвигов, смятые позже в складки (Габов и др., 1984; Добрецов, Добрецова, 1988), либо как узкие зоны динамических напряжений (Грудинин, Меньшагин, 1988).

Гранатовые ультрабазиты и эклогиты образуют в этих зонах цепочки будинированных тел протяженностью до первых сотен метров и мощностью от 1 до 50 м. Наиболее крупное тело друзитов (до 5 км длиной) с хорошо сохранившимися первично-магматическими структурами наблюдалось в бассейне р. Турка в Байкальском блоке (Добрецов, Добрецова, 1988). Гранатовые ультрабазиты и здесь, и в Южно-Муйском блоке образуют более мелкие линзы до 100 м длиной. Такие линзы северо-восточного простираения в Южно-Муйской глыбе встречаются среди интенсивно преобразованных габброидов, площадь распространения которых ограничивается несколькими квадратными метрами.

Гранатовые ультрабазиты в обоих блоках сходны по составу, варьируя от плагиоклазовых лерцолитов до троктолитов (табл. 10). В них сохраняются первично-магматические структуры и часть первичных минералов, такие как орто- и клинопироксен, оливин, плагиоклаз. Другие минералы часто образуют каймы, обуславливая коронитовые и друзитовые структуры. Гранат характерен в каймах вокруг плагиоклаза или по нему (гранат, цоизит, шпинель, амфибол). Железистость граната около 50 %, в блоке – до 42 %. Содержание кальциевого компонента 18–35 %, содержание Cr_2O_3 достигает 0,6–0,8 %. Оливин и ортопироксен близкой железистости (23–26 и 20–25 %), клинопироксен содержит не более 10–15 % жадеита, в некоторых образцах содержание Cr_2O_3 достигает 2 %. Шпинель присутствует в каймах в породах Байкальского блока, содержит 19–28 % Al_2O_3 и 34–43 % Cr_2O_3 . В качестве вторичных минералов в каймах и псевдоморфозах присутствуют также вторичный ортопироксен, паргасит, хлорит, тальк, серпентин и тремолит.

Эклогиты, как и друзиты Байкальского блока, по составу отличаются от габброидов, варьирующим по составу. Кажущиеся отличия в табл. 10 обусловлены наличием или отсутствием в выборке

разностей, переходных к гранатовым ультрабаазитам. Реликтовый парагенезис Omf+Gr+Ru лучше сохраняется в железистых разновидностях пород, более устойчивых при диафторезе в процессе снижения давления. Вместе с тем следует отметить, что рутил в гранатовых ультрабаазитах Южно-Муйской глыбы имеет две генерации, различающиеся по цвету: кристаллы одной генерации ярко-малиновые, другой – фиолетовые. Возникновение последних связано с процессом высокотемпературного и относительно высокотемпературного метаморфизма; они образуются вместе с гранатом (Грудинин и др., 1989).

Таблица 10

Химический состав гранатовых ультрабаазитов, эклогитов и минералов из них, мас. %

Компоненты	Ультрабаазиты и эклогиты					Гранаты					Клинопироксены	
SiO ₂	42,14	39,34	50,70	46,83	47,66	39,10	39,59	37,10	39,13	39,21	53,90	54,23
TiO ₂	0,12	0,16	1,07	1,38	1,96	-	0,03	0,02	0,15	0,16	0,26	0,07
Al ₂ O ₃	14,23	9,48	16,30	13,35	14,18	20,50	23,29	21,10	20,96	20,53	8,63	9,08
Cr ₂ O ₃	0,19	0,19	-	-	-	0,49	0,10	-	0,07	0,05	0,08	-
Fe ₂ O ₃	3,21	3,12	2,54	1,48	1,74	-	-	1,00	-	-	-	-
FeO	8,93	12,24	9,30	12,23	11,60	18,70	16,58	25,10	24,52	25,30	7,60	8,44
MnO	0,19	0,19	0,24	0,28	0,25	0,40	0,63	1,47	0,82	0,66	0,12	0,05
MgO	20,68	21,26	6,62	6,90	6,85	10,70	12,65	7,67	4,39	4,84	7,52	6,97
CaO	7,26	5,74	8,80	11,26	10,14	8,10	5,95	6,93	10,05	8,01	17,53	15,71
N ₂ O	1,03	0,40	2,78	2,34	3,01	0,04	-	-	0,23	-	4,14	5,20
K ₂ O	сл.	0,13	0,46	1,34	0,56	-	-	-	-	-	0,05	0,38
п.п.п.	1,51	7,64	1,30	2,98	1,76	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,49	99,39	100,31	100,37	99,88	98,03	98,82	100,39	100,32	98,76	99,83	100,13

Примечание: 1–2 – гранатовые ультрабаазиты Байкальского (1) и Южно-Муйского (2) блоков, 3 – друзиты Байкальского блока (в том числе P₂O₅=0,2 %), 4–5 – эклогиты Южно-Муйского (4) и Северо-Муйского (5) (в том числе P₂O₅=0,17 %) блоков, 6–10 – типичные гранаты из тех же пород (1–5), 11–12 – клинопироксены из эклогитов Южно-Муйского (11) и Северо-Муйского (12) блоков; 4, 7, 9, 11 – по данным М. И. Грудинина и Ю. В. Меньшагина (1988).

В эклогитах железистость гранатов 78–82 %, кальциевость 24–31 %, клинопироксен с железистостью 30–38 % содержит 25–35 % жадеита. В наиболее железистых и титанистых разновидностях, обогащенных рутилом, гранат с железистостью 87 % содержит повышенную примесь андрадита, клинопироксен обога-

щен Na_2O (до 7 %) и, наряду с жадеитом (37 %), содержит до 10 % эгирина. В более магнезиальных переходных разновидностях клинопироксен сохраняется в редких реликтах и содержит наряду с жадеитом (24 %), чермакитовый компонент (до 25 %); гранат с железистостью 60–65 % (пироп около 30 %) содержит вросстки цоизита.

Друзиты (метагаббронориты) Байкальского блока сходны по составу с эклогитами, отличаются наличием плагиоклаза, иным составом клинопироксена, содержащим до 10 % жадеита, хорошо сохранившимися первично-магматическими структурами. Гранат, сходный с гранатом эклогитов, образует реакционные каемки вокруг зерен плагиоклаза. Пироксены в разной мере замещены роговой обманкой, тальком, хлоритом.

Гранатовые амфиболиты являются конечным продуктом диафтореза эклогитов и друзитов. Гранат во всех этих породах также сходен (чаще несколько более железистый в гранатовых амфиболитах), поэтому различать гранатовые амфиболиты разного происхождения довольно сложно. Главным отличием апоэклогитовых гранатовых амфиболитов являются симплектиты плагиоклаза, диопсида и (или) роговой обманки, образовавшейся по омфациту. Кроме роговой обманки в симплектитах выделяются ранние порфириобласты титанистой (до 2 % TiO_2) буро-зеленой роговой обманки и поздние каемки сине-зеленой роговой обманки, содержащей до 40 % глаукофанового компонента.

5. Базит-сланцево-железисто-кварцитовая формация (PR₁)

Петрографическая характеристика базит-сланцево-железисто-кварцитовой формации приведена по материалам А. С. Мехоношина.

Породы базит-сланцево-железисто-кварцитовой формации распространены вдоль всего южного обрамления Сибирской платформы. Они являются составной частью зеленокаменных поясов, являясь одним из необходимых маркирующих членов этих структур. Широким развитием эти породы пользуются в Присянье в пределах тагнинской серии нижнего протерозоя (Таежно-Ерминская группа), среди отложений Онотского грабена

(месторождение Сосновый Байц и др.) и на западном побережье оз. Байкал (ольхонская серия). Северное Прибайкалье включает в себя две протяженные ветви на крыльях Олоkitского синклинория – Абчадскую и Тыйскую (Железорудные..., 1981).

Железистые кварциты ольхонской серии являются типичным представителем характеризваемой формации. Они образуют серию пластов мощностью 1–5 м при протяженности до 5 км, совместно с вмещающими их амфиболитами, амфиболитовыми сланцами, гнейсами и мраморами составляет ряд изоклинальных складок. Непосредственно пласты железистых кварцитов граничат с амфиболитами. Амфиболиты – это среднезернистые породы, состоящие из зеленой роговой обманки и плагиоклаза (An₄₀₋₅₀). Акцессорные минералы представлены сфеном, ильменитом и в меньшем количестве апатитом. Структура породы преимущественно гранонематобластовая.

Железистые кварциты в пределах пласта имеют различные структуры и текстуры, не подчиняясь каким-либо закономерностям. Структура породы меняется от тонкозернистой; в центральных частях некоторых пластов отмечаются изометричные выделения магнетита размером до 5 мм. Текстура породы в основном тонкополосчатая, хотя встречаются участки либо плейчатой, либо массивной. Полосчатость выражена чередованием тонко- и мелкозернистых слоев, мощность которых колеблется от 3 до 10 мм. Более крупные выделения магнетита образуются за счет перекристаллизации тонкозернистых пород. Железистые кварциты Приольхонья, в отличие от присаянских куммингтонитсодежащих, практически не содержат силикатных минералов и состоят из магнетита (10–30 %), кварца (60–90 %) и апатита (1–5 %). Структура породы микрогранобластовая.

Магнетит, в отличие от пород двупироксен-магнетитовой формации, здесь образует мелкие изометричные выделения равномернозернистые, либо на фоне мелких присутствуют редкие более крупные кристаллы – своеобразная порфиropодобная структура. Внутреннее строение магнетита однородное, без каких-либо включений. Часть зерен магнетита окружена каемками гематита. Кварц также однородный, где он густо насыщен газово-жидкими включениями, так что в проходящем свете приобретает темно-серый цвет. Железистые кварциты Приольхонья еще более

стерильны по сравнению с подобными образованиями из двупироксенового парагенезиса. Они содержат (в г/т): Cr – 48, V – 720, Ni – 16, Co – 1, Sc – 2, Zr – 15, Mn – 70, Cu – 12, Ti – 66. Магнетит содержит (в г/т): Al_2O_3 – 1000, MgO – 200, кальция и щелочей – 100, Ti – 60, Mn – 88, Cr – 94, Ni – 27, Co – 1, Sc – 4, Zr – 21, Cu – 11, V – 1200.

Таким образом, определяющей чертой химизма железистых кварцитов и магнетитов из них является высокие концентрации ванадия при чрезвычайно низких титана, что исключает вулканогенный источник выветривания материнских пород для образования железисто-кремнистых осадков. Высокие концентрации ванадия обычно связываются с влиянием подводных эксгазий (Борисенко и др., 1977). Уровень метаморфизма железистых кварцитов оценивается по парагенезису вмещающих их амфиболитов. Роговообманково-андезитовый парагенезис, присутствие сфена, полное отсутствие реликтовых пироксеновых выделений позволяют предполагать, что породы не подвергались гранулитовому метаморфизму, и максимальный его уровень достигал амфиболитовой фации. Температура кристаллизации ассоциации роговая обманка + андезин обычно не превышает 600 °С (Мехоношин и др., 1986). Породы формации слабо подвержены различным метасоматическим изменениям. Некоторое влияние на них оказывает более поздняя гранитизация. При этом магнетиты становятся более титанистыми и марганцовистыми.

6. Зональная амфиболит-зеленосланцевая формация (PR)

Петрографическая характеристика зональной амфиболит-зеленосланцевой формации приводится по материалам В. А. Макрыгиной.

Вдоль северных берегов оз. Байкал, вверх по р. Кичера до Муйской глыбы, протянулись выходы отложений существенно метабазитовой толщи – нюрундуканской толщи или кичерской серии, переходящей в муйскую серию на северо-востоке. Она составляет Кичеро-Мамское поднятие и представлена амфиболитами, биотит-амфиболовыми, эпидот- и гранат-амфиболовыми сланцами с линзами и массивами габбро, габбро-перидотитов,

анортозитов, субсогласными пластовыми телами альбитофиров, редкими прослоями мраморов и гранатовых кварцитов, а также мигматитами и плагиогранитами.

К. А. Клитин и Т. Г. Павлова (1974) выделили ее в качестве южной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса. Детальные исследования (Добрецов, 1982) подтвердили, что в нюрундуканской серии в дислоцированном виде присутствуют все части офиолитового разреза: от кумулятивных перидотитов и расслоенных габбро до комплекса параллельных даек и metabазальтов. Существует альтернативное представление о том, что эта толща – часть протяженного зеленокаменного пояса (Федоровский, 1985).

Существуют также разногласия относительно возраста (от архея до рифея) и количества этапов метаморфизма данной структуры. Большинство исследователей считают, что три крупные структуры: Чуйское поднятие, Олоkitский прогиб и Кичеро-Мамское поднятие – имеют тектонические границы со стратиграфическим и метаморфическим несогласиями (Типы..., 1976; Макрыгина, 1981). Противоположное представление – стратиграфически единый разрез всех толщ, подвергшихся одноактному метаморфизму нижнепротерозойского возраста (Бороденков и др., 1987). В. Г. Картавченко (1987) выделяет в нюрундуканской толще минимум три этапа деформаций, сопровождающихся метаморфизмом. Детальное петрографическое и геохимическое изучение разреза толщи также свидетельствует о ее полиметаморфизме.

Нюрундуканская толща является гетерогенной. В ней содержатся блоки гранулитов, по-видимому, более древних. Они представлены двупироксеновыми и пироксен-амфиболовыми сланцами с наложенной гранитизацией гранулитового этапа – эндербитизацией и чарнокитизацией пород.

Анализ минеральных ассоциаций габбро-амфиболит-сланцевых разрезов позволяет выявить несколько этапов метаморфизма. Наиболее ранним этапом преобразований является амфиболитизация габбро и порфириров, протекающая без нарушения структур пород и поэтому относящаяся, вероятно, к океаническому метаморфизму низких давлений.

Главным этапом метаморфизма был региональный зональный метаморфизм повышенных давлений с появлением Ca-Mg –

гранатов в парагенезисе с цоизитом, амфиболом и клинопироксеном, а в низкотемпературных фациях – актинолита с лавсонитом, эпидотом и пумпеллиитом. Степень метаморфизма повышается с юга на север к Чая-Холоднинскому разлому (подошве надвига ?) от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации с явлениями гранитизации. По парагенезисам этого этапа преобразований в метаэффузивах выделяются следующие последовательные зоны: 1 – актинолит-амфиболитовая – $Akt + Ep + Ab + Law + Pump + Mgt$; 2 – эпидот-амфиболитовая – $Amf + Ep + Pl + Sf + Mgt$; 3 – амфиболитовая – $Amf + Pl + CZs + Di \pm Gr + Mgt + Sf$; 4 – плагиомигматитовая – $Amf + Pl + Mgt + Q + KFs$. Данный этап метаморфизма охватывал всю толщу в целом и происходит в условиях интенсивного сжатия (скупивания или движения надвига ?).

Химический состав наиболее распространенных пород формации приведен в табл. 11. Основные метавулканисты в амфиболитовой фации превращены в массивные амфиболиты с нематобластовой структурой: роговая обманка – 59 %, плагиоклаз – ($An = 35-45$) – 39 %, кварц – 5 %, биотит – 5 %, акцессорные минералы – магнетит, сфен, апатит. В зеленосланцевой фации это войлочные, игольчатые сланцы с реликтами порфириновых структур. Они состоят из 40–50 % актинолита, 10–15 % клиноцоизита, 20–30 % альбита $\pm$ пренит, пумпеллиит, кальцит. Но состав тех и других пород идентичен.

Диопсидовые и диопсид-амфиболовые плагиосланцы имеют полосчатую структуру (чередование полос, обогащенных плагиоклазом и диопсидом, или амфибол-диопсидовых). Средний минеральный состав: плагиоклаз – 50 %, амфибол – 28 %, диопсид – 12 %, кварц – 5 %, биотит – около 1 %. Акцессорные минералы – ортоклаз, сфен, апатит.

Биотит-амфиболовые и амфиболовые, иногда с гранатом, гнейсы и сланцы отличаются неоднородностью, различным соотношением темноцветных минералов: амфибол – 15–30 %, биотит – 10–15 %, эпидот – 5 %, плагиоклаз ($An = 25-40$) – 38–40 %, гранат – 2–4 %, магнетит, сфен. В результате плагиомигматизации амфиболитов образуются очковые и полосчатые плагиомигматиты, плагиогранито-гнейсы и амфиболовые или гранатовые плагиограниты как согласные, так и секущие пачки мигматитов.

Таблица 11

*Химический состав индикаторных видов горных пород
амфиболит-зеленосланцевой формаций, (мас. %)*

Компоненты	1*	2	3	4	5	6
SiO ₂	48,43	47,02	59,14	63,76	58,15	73,28
TiO ₂	0,85	1,38	1,31	0,85	0,70	0,26
Al ₂ O ₃	15,35	15,99	11,19	16,18	14,81	13,04
Fe ₂ O ₃	3,98	4,79	1,69	3,99	4,73	2,29
FeO	6,61	6,76	5,09	2,94	5,22	1,44
MnO	0,17	0,18	0,20	0,05	0,13	0,07
MgO	8,40	7,90	6,00	2,48	4,46	0,69
CaO	10,82	10,79	11,15	0,84	7,88	3,15
Na ₂ O	2,52	2,82	2,20	1,30	3,56	4,55
K ₂ O	0,55	0,22	0,22	4,65	0,32	0,40
P ₂ O ₅	0,08	0,10	0,21	0,15	0,09	0,06
п.п.п.	1,27	2,24	0,68	2,47	0,41	0,40
Сумма	99,03	100,19	99,08	99,66	100,46	99,63
n	5	3	3	2	6	2

* Примечание: метавулканыты: 1 – амфиболит, 2 – пумпеллиит-хлорит-актинолитовый сланец, 3 – диопсид-амфиболовый сланец (метаграувакка), 4 – биотит-амфиболовый сланец, 5 – плагиомигматит, 6 – плагиогранитогнейс; n – число анализов

Следующим этапом является калишпатизация, развивающаяся по катаклазированным плагиомигматитам, амфиболитам, сланцам и габброидам. Она завершилась внедрением биотитовых двуполевошпатовых гранитов и мусковитовых пегматитов. Но и после их формирования происходили подвижки, приведшие к катаклазу всех образований, включая граниты и пегматиты. Дробление пород сопровождалось их мусковитизацией, эпидотизацией и хлоритизацией. В зеленосланцевой фации на этом этапе формируется альбит-актинолитовые и кварц-карбонат-лавсонит-эпидотовые прожилки, идет окварцевание и хлоритизаций пород. В зонах амфиболитовой фации в катаклазитах развиваются розетки стильпномелана и актинолита.

Прогрессивный этап регионального метаморфизма проходил в квазиизохимическом режиме. Поскольку в этом комплексе нет

участков с секущей зональностью, доказать это можно только косвенно – хорошим совпадением последовательности изменения составов габбро, метабазальтов и сланцев с их аналогами в современных обстановках. Так, на диаграмме АФМ точки составов амфиболовых габбро и амфиболитов ложатся на тренд основных магматических пород, занимая поле от примитивных толеитовых до известково-щелочных базальтов. На кислую ветвь дифференциации попадают плагиомигматиты, плагиограниты и альбитофиры. Породы среднего состава в данных разрезах практически отсутствуют.

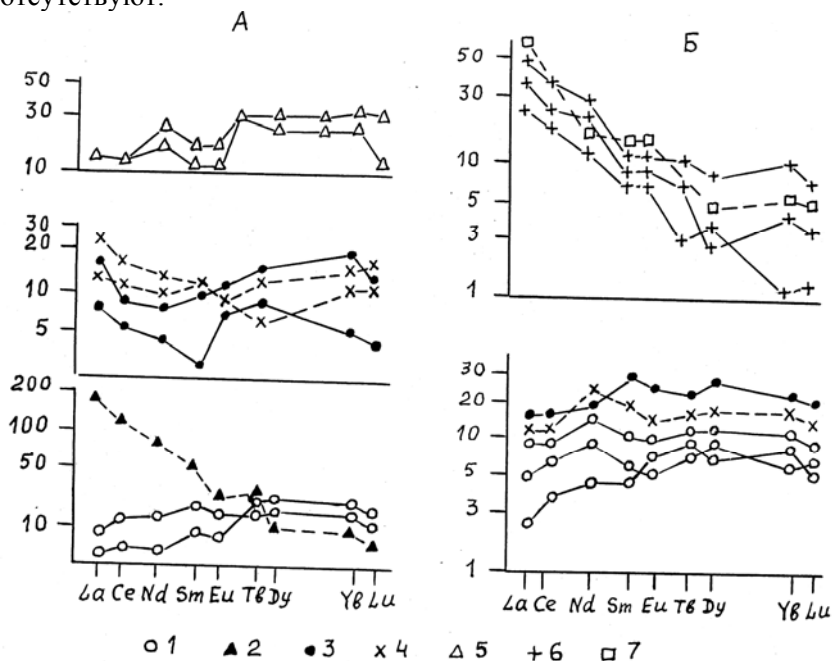


Рис. 11. Нормализованные по хондритам спектры редкоземельных элементов в толеитовой серии нюрндуканских метабазитов и продуктов их гранитизации (А) и в известково-щелочной серии (Б).

1 – метабазальты и метагаббро, 2 – биотит-амфиболовые сланцы, 3 – плагиомигматиты, 4 – плагиограниты, 5 – альбитофиры, 6-7 – калишпатовые мигматиты по известково-щелочным метабазитам (6) и толеитам (7)

Поведение разных групп редких элементов, как петрохимия, свидетельствует о тектоническом совмещении в данной толще

блоков пород, образовавшихся в разных условиях. Уровень содержания и спектры РЗЭ в метабазах, габбро, плагиограниях и альбитофирах близки к океаническим и или окраинноморским толеитовым сериям (рис. 11). Слабые различия спектров РЗЭ для толеитовых и глиноземистых метабазитов подтверждает возможность формирования последних в обстановке островной дуги, а толеитов – в условиях окраинного моря.

7. Зональная андалузит-сланцево-гнейсовая формация (V-Є)

Петрохимическая характеристика зональной андалузит-сланцево-гнейсовой формации проведена по материалам В. А. Макрыгиной.

Проявления метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии установлены в хамардабанской серии (Восточный Саян) (Шафеев, 1970, Макрыгина, 1981), в джелтулакской серии (Джугджуро-Становая складчатая область) и в приаргунском комплексе (Монголо-Охотская складчатая область) (Неелов, Милькевич, 1979). В качестве типичного представителя этой формации рассматривается хамардабанский метаморфический комплекс, закартированный А. А. Шафеевым (1970) и детально петрологически и геохимически изученный В. А. Макрыгиной (1981). Этот зональный комплекс андалузит-силлиманитового типа по данным Rb-Sr метода окончательно сформировался 565 ± 31 млн. лет назад (Макрыгина и др., 1985). Он сложен флишовой утуликской серией, состоящей из двух свит – корниловской и шубутуйской. Они образуют узкую синклинорную структуру, на которую наложена более пологая и широкая термальная синклиналь. В результате сформировалась метаморфическая зональность, согласная с простираем пород на крыльях синклинория, но секущая по отношению к их горизонтам в его осевой части, где вдоль пластов метапелитов, мраморов и метаграувак степень метаморфизма меняется от биотит-хлоритовой до калишпат-силлиманитовой зоны.

В зонах зеленосланцевой фации отложения обеих свит представлены осадочными ритмами: мергели (0–5 %) – метапелиты (70 %) – металавровлиты (25 %) – сланцы (5 %) – метаграувакки в

тонком переслаивании с известковистыми метаалевролитами возрастающей зернистости (80 %) в шубутской свите. По мере нарастания метаморфизма метаосадки преобразуются в гнейсы, амфиболиты, куммингтонитовые сланцы с полной сохранностью самой тонкой ритмики. Наибольшее число зон выделяется в горизонтах метапелитов, в пластах которых последовательно появляются порфиروبласты биотита, граната, андалузита, ставролита, фибролита и калишпата с ромбическим силлиманитом. Изограды (границы их появления) хорошо картируются в поле. В метапелитах выделяются шесть зон со следующими парагенезисами: I – биотит-серицит-хлоритовая – $Bi_{65} + Chl_{75} + Mus + Pl_{18} + Q + Ilm + Feng$; II – гранат-биотитовая – $Gr_{95} + Bi_{68} + Chl_{77} + Mus + Q + Pl_{19} + Ilm$; III – андалузит-гранатовая – $Andal + Gr_{94} + Bi_{68} + Chl_{79} + Mus + Q + Pl_{21} + Q + Ilm$; IV – андалузит-ставролитовая – $Stav + And al + Gr_{92} + Bi_{70} + Mus + Pl_{20} + Q + Ilm$; V – мусковит-силлиманитовая – $Fib r + Gr_{91} + Bi_{70} + Mus + Pl_{21} + Q + Ilm + Stav$; VI – калишпат-силлиманитовая – $Sill + Gr_{87} + Bi_{64} + Pl_{27} + KFsp + Mgt$.

С середины мусковит-силлиманитовой зоны начинается плагиомигматизация метапелитов, а за изоградой калишпата мигматиты становятся двуполевошпатовыми. Химический состав метапелитов (карниловская свита) по этим шести зонам приведен в таблице 12.

Метаграувакки и известковистые метаалевролиты, образующие тонкую ритмику в шубутуйской свите, проходят параллельно пластам метапелитов сквозь все зоны теплового поля. Но в силу их основного состава, набор критических минералов в них более скуден. В метаграувакках исчезают кальцит и хлорит, появляются роговая обманка, куммигтонит и диопсид: $Chl + Bi_{49} + Akt_{46} + Calc + Pl_{28} + Q + Ilm \rightarrow Cum m_{52} + Hrb_{46} + Bi_{52} + Pl_{35} + Q + Ilm \rightarrow Cum m_{50} + Bi_{47-50} + Pl_{37} + Q + Mgt \pm (Di + KFsp)$. Диопсид появляется только в тех участках, где развивается калишпатизация. Процесс гранитизации развит в этих породах гораздо слабее, чем в метапелитах. В известковистых метаалевролитах парагенезисы меняются от $Calc + Amf_{42} + Bi + Pl_{30} + Q + Mgt$ до $Amf_{37} + Bi + Pl_{65} \pm Q + Mgt$ и $Amf_{33} + Di + KFsp + Pl_{56-64} + Mgt$ в участках, затронутых гранитизацией.

Единственным минералом, где сохраняется зональность роста, является гранат. Зональность его зерен, прогрессивная в сред-

нетемпературных зонах и регрессивная в зонах мигматизации, проявляется в противоположном изменении содержаний MgO и MnO при постоянных и низких концентрациях Ca и высоких Fe , что характерно для андалузит-силлиманитового метаморфизма метапелитов.

Расчет параметров метаморфизма по профилям зонального граната $Gr + Bi$ геотермометр и $Gr - Bi - Pl - Al_2SiO_5 - Q$ барометр показал, что максимальные градиенты T (от 515 до 740 °C) и P (от 3,2 до 6 кбар) существовали в момент зарождения гранатов, видимо, за счет более раннего и интенсивного прогрева участков зональности, прилегающих к проводнику тепла – Главному Саянскому разлому, и медленного распространения тепла к его периферии. Ко времени образования краевых зон граната параметры на периферии достигали своих наивысших значений, в зонах высокого метаморфизма они начали уже снижаться, в результате чего T и $P_{фл}$ выровнялись по всей зональности (550–590 °C и 3,7–4 кбар). Это привело к затуханию процесса и сохранению прогрессивно-зональных гранатов в андалузит-ставролитовой зоне и регрессивной их зональности – в зонах мигматизации (Макрыгина и др., 1989). В биотит-хлоритовой зоне температуры были еще ниже, и общий интервал зональности на пике прогрессивного метаморфизма достигал 400–750 °C.

Изучение геохимии метаморфизма на этом уникальном объекте привело к выводу об изохимическом его характере. На этапе прогрессивного метаморфизма вариации в составе пород незначимы. Снижаются существенно лишь концентрации H_2O и B . Намечающиеся тенденции изменения содержаний Ca , Mg , Ba , Pb , Zn и Sn противоположны в переслаивающихся пачках и не могут быть обусловлены метаморфизмом. Даже в зонах мигматизации, где обычно происходит коренное изменение состава пород, наблюдается незначительный привнос Si и Na , вынос ПЗЭ (рис. 12), Rb и Li с фиксацией их в среднетемпературных зонах (Макрыгина, 1981). Стронций, в том числе и радиогенный, поглощается плагиоклазом при плагиомигматизации, что приводит к расхождению путей миграции ^{87}Sr и ^{87}Rb и искажению $Rb-Sr$ возраста метаморфитов с удревнением в зонах мигматизации (до 720 млн лет) и занижением его в зонах низкого метаморфизма (565 млн лет).

Таблица 12

*Химический состав метapelитов из разных зон метаморфизма
андалузит-силлиманитовой фациальной серии, мас. %*

Компоненты	1*	2	3	4	5	6
SiO ₂	59,50	59,28	60,03	60,01	66,33	68,10
TiO ₂	0,87	0,89	0,96	1,09	1,16	1,02
Al ₂ O ₃	18,87	19,84	21,41	19,63	15,75	15,11
Fe ₂ O ₃	2,15	1,87	1,99	2,66	1,72	1,40
FeO	4,89	5,45	5,35	6,01	5,49	4,89
MnO	0,11	0,13	0,10	0,13	0,09	0,10
MgO	3,25	2,41	2,14	2,49	1,98	1,68
CaO	0,99	0,82	0,62	0,64	1,07	1,35
Na ₂ O	2,89	2,30	1,57	1,59	2,14	2,51
K ₂ O	3,28	3,46	3,42	3,39	2,89	2,63
P ₂ O ₅	0,09	0,06	0,06	0,10	0,10	0,13
F	0,06	0,08	0,05	0,06	0,04	0,04
B	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
п.п.п.	3,48	3,50	2,44	2,00	1,17	0,82
Сумма	100,44	100,10	100,15	99,81	99,94	99,79
n	4	6	5	6	5	6

* Примечание: 1 – хлорит-биотитовые сланцы (биотит-серцит-хлоритовая зона), 2 – гранат-андалузит-биотитовые сланцы (гранат-биотитовая зона), 3 – ставролит-гранатовые сланцы (андалузит-гранатовая зона), 4 – силлиманит-мусковитовые гнейсы (андалузит-ставролитовая зона), 5 – плагиоклазовые мигматиты (мусковит-силлиманитовая зона), 6 – калишпатовые мигматиты (калишпат-силлиманитовая зона); n – количество анализов по данным В. А. Макрыгина (1981).

Гранитизация сопровождается появлением автохтонных и параавтохтонных массивов гранитов, биотитовых и турмалиновых в корниловской свите, амфиболовых и гранатовых – в шубутуйской. Их возраст по Rb-Sr изохроне составляет 519 млн лет (Макрыгина, 1985). В метаморфическую зональность вписывается зональный пегматитовый пояс с размещением биотитовых и двуслюдяных ортоклазовых пегматитов в калишпат-силлиманитовой зоне, а мусковитовых, редкометалльно-мусковитовых и редкометалльных, соответственно в V, VI зонах до изограды ставролита. Возраст пегматитов – 543 млн лет, редкометалльных – 460 млн лет. Сопоставление возрастов показывает, что метаморфизм, мигматизация, пегматито- и гранитообразование относится

к одному тектоно-магматическому этапу. Об этом же свидетельствует явная зависимость размещения пегматитов разного состава от теплового поля метаморфической зональности.

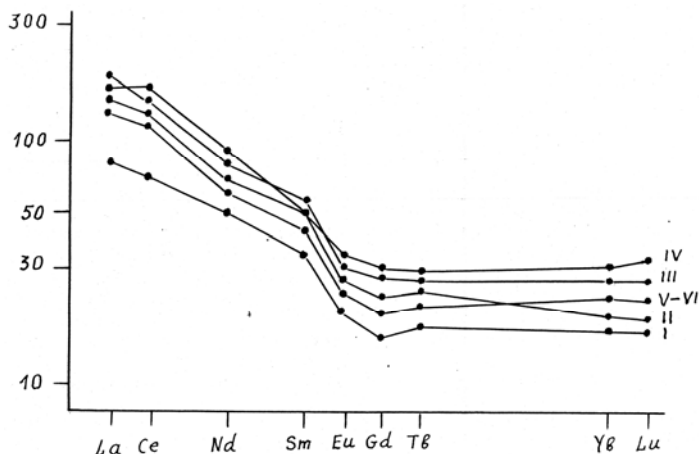


Рис. 12. Изменение нормализованных по хондритам средних содержаний РЗЭ в метапелитах последовательных зон метаморфизма (I-IV) и мигматизации (V-VI)

Таким образом, в единой метаморфической зональности, сечущей простирания пород, оказались метаморфизованы две свиты, относящиеся к разным осадочным формациям. Корниловская свита может служить типичным представителем приконтинентального терригенного флиша. Перекрывающие ее известняки и основные граувакки шубутуйской свиты по особенностям состава и распределения редких элементов относятся к другой формации — флишу кремниво-вулканито-карбонатному и обязаны своим появлением разрушению какого-то офиолитового аллохтона. В результате в едином хамардабанском метаморфическом комплексе можно выделить две метаморфические формации или субформации: зональную метапелитовую сланцево-гнейсовую и зональную зеленосланцевую-амфиболитовую.

8. Зональная кианит-сланцево-гнейсовая формация (PZ₁ ?)

Петрографическая характеристика зональной кианит-сланцево-гнейсовой формации приведена по материалам В. А. Макрыгиной.

Одним из крупнейших зональных метаморфических комплексов Байкальской горной области является комплекс кианит-силлиманитового типа, охватывающий терригенно-карбонатные толщи Бодайбинского, Мамского и Олоkitского прогибов (Великославинский, 1972; Петров, Макрыгина, 1975; Макрыгина, 1981). Кианит-силлиманитовая фациальная серия установлена также в яблоновой, становой (иликанской) и купуринской сериях станового комплекса (Метаморфические..., 1977), а также в удинском и агинском комплексах Монголо-Охотской складчатой области (Неелов, Милькевич, 1979).

По периферии прогибов, особенно на северо-востоке Патомского нагорья и в центральной части Олоkitского синклиория, метаморфизм не превышает серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации с сохранением реликтов обломочных структур терригенных пород. К осевым зонам Бодайбинского и Мамского синклиориев степень метаморфизма нарастает, что выражается в появлении порфиروبластов биотита, хлоритоида, граната, олигоклаза, ставролита и дистена. В юго-западном приподнятом блоке Мамского синклиория появляется силлиманит.

На основании геологических и радиологических данных возраст регионального зонального метаморфизма кианит-силлиманитовой фациальной серии в Байкало-Патомском нагорье определяется как каледонский (Великославинский, 1972; Петров, Макрыгина, 1975).

Рассмотрим смену парагенезисов в наиболее информативных разновидностях пород – метапелитах и метаграувакках анангской свиты.

Метапелиты: 1 – серицит-хлоритовая зона – $\text{Chl}_{58} + \text{Ser} + \text{Ab}_{2.5} + \text{Q} + \text{Pyrf}$; 2 – биотит-серицит-хлоритовая зона – $\text{Bi} + \text{Chl} + \text{Ab}_{4.5} + \text{Q} + \text{Ilm} + \text{Pyrf}$; 3 – хлоритоидная зона – $\text{Chld}_{83} + \text{Bi} + \text{Chl}_{56} + \text{Mus} + \text{Ab} + \text{Q} + \text{Ilm}$; 4 – гранат-хлоритоидная зона – $\text{Gr}_{90} + \text{Chld}_{79} + \text{Bi} + \text{Chl} + \text{Mus} + \text{Ab} + \text{Q} + \text{Ilm}$; 5 – ставролит-

альмандиновая зона – Gr + Stav₈₄ + Bi₄₅ + Mus + Pl₂₀ + Q + Ilm;
6 – дистен-альмандиновая зона – Gr₈₄ + Stav₇₇ + Dist + Bi₄₇ + Mus +
+ Pl₂₅ + Q + Ilm.

Метаграувакки: 1 – хлорит-серицитовая зона – Chl + Ser +
+ Ab₄ + Q + Calc + Dol; 2 – гранат-биотитовая зона – Gr₈₂ + Bi₃₆ +
+ Chl + Pl₂₅ + Amf₄₄ + Q + Calc + Ep; 3 – эпидот-амфиболитовая
зона – Gr₇₈ + Amf₄₂ + Bi₄₀ + Pl₂₈ + Ep ± Q; 4 – амфиболитовая зона
– Gr₇₅ + Amf₃₈ + Pl₃₆₋₅₀ + Bi + CZs.

По существу такие или близкие по составу разновидности пород являются преобладающими в толщах Мамского и Бодайбинского прогибов. В зеленосланцевой фации метapelиты представлены глинистыми сланцами с микролепидобластовой или лепидогранобластовой структурой. Наличие алевритовых и псаммитовых обломков обуславливает переходы к алевритам и псаммитам. В эпидот-амфиболитовой фации метapelиты можно назвать порфиробластическими сланцами. Структура пород порфиробластовая с лепидобластовой основной тканью. В зонах амфиболитового метаморфизма метapelиты и метаграувакки представлены биотитовыми, гранат-биотитовыми, двуслюдяными и дистеновыми кристаллическими сланцами. По метадиабазам образуются амфиболиты и гранатые амфиболиты. Химический состав метapelитов и метаграувакк из разных зон метаморфизма приведен в таблице 13.

В Мамском синклинии в отличие от Бодайбинского широко развита гранитизация пород. Интенсивность ее нарастает к оси структуры, вдоль которой цепочкой тянутся массивы пегматоидных двуслюдяных гранитов, в основном автохтонных, окруженных полями магматических двуполевошпатовых мусковитовых пегматитов.

Состав проходящих минералов с ростом метаморфизма изменяется. Повышение степени метаморфизма сопровождается увеличением железистости слоистых силикатов и снижением ее в гранатах, пироксенах и амфиболах. Но в соответствии с расширением поля устойчивости альбита в область высоких температур при высоком Pco₂ образуются Ca-Fe гранаты. С повышением температуры магнезиальность гранатов растёт.

Подсчет температуры и давления по минеральным геотермобарометрам и экспериментальные данные по устойчивости

минералов дают интервалы 400–650 °С и 6–8 кбар для метаморфической зональности. $P_{\text{со}_2}$ по замерам во включениях достигало 8 кбар (Петров, Макрыгина, 1975).

Изучение геохимии метаморфизма на примере данного комплекса приводит к выводу о преобладании квазиизохимического процесса.

Таблица 13

*Химический состав индикаторных видов горных пород
зональной кианит-сланцево-гнейсовой формации, мас. %*

Компоненты	Метапелиты			Метаграувакки		
	1*	2	3	4	5	6
SiO ₂	58,84	58,24	61,00	59,08	62,94	61,42
TiO ₂	1,13	1,11	1,04	0,83	0,91	0,91
Al ₂ O ₃	19,28	19,45	18,00	15,78	13,93	14,58
Fe ₂ O ₃	8,69	9,06	8,46	5,54	7,63	7,56
MnO	0,11	0,11	0,13	0,13	0,14	0,16
MgO	3,79	3,99	4,01	3,49	4,34	4,45
CaO	0,34	0,74	1,42	4,87	4,47	6,46
Na ₂ O	1,13	1,00	0,95	1,62	2,59	2,64
K ₂ O	3,00	3,20	2,66	1,50	1,12	0,21
п.п.п.	4,28	4,14	3,12	7,58	1,64	0,99
Сумма	100,59	101,04	100,79	100,42	99,71	99,38
n	4	5	7	4	7	8

* Примечание: 1–3 – метапелиты в зеленосланцевой (1) эпидот-амфиболитовой (2) и амфиболитовой (3) фациях метаморфизма; 4–6 – метаграувакки в зеленосланцевой (4), эпидот-амфиболитовой фациях метаморфизма; анангская свита Байкало-Патомского нагорья (Петров, Макрыгина, 1975); n – количество анализов.

Об этом свидетельствует как незначимость и противоречивость колебаний концентрации большинства петрогенных и редких элементов в последовательных зонах метаморфизма вдоль одного пласта на участках с секущей зональностью, так и сохранность состава прослоев в тонкослоистой ритмике на больших

расстояниях. Но ряд элементов имеет вполне однозначную направленность миграции. Прежде всего, это комплекс летучих компонентов и органического вещества, состав которых закономерно меняется с ростом метаморфизма, а количество убывает за счет окисления. Параллельно к высокотемпературным зонам происходит снижение концентрации U и Au, наиболее заметное в углистых метапелитах, и повышение количества Co, Ni, Cu. Золото и уран в метапелитах накапливаются при переходе от эпидот-амфиболитовой к зеленосланцевой фации.

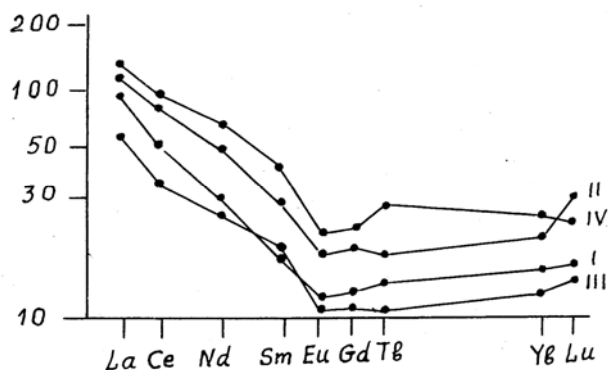


Рис. 13. Нормализованные по хондритам средние составы лантаноидов в метапелитах последовательных зон метаморфизма Патомского комплекса.

Зоны: I — зеленосланцевая, II — эпидот-амфиболитовая, III — ставролит-альмандиновая, IV — кианит-ставролит-альмандиновая

Уровень содержания редких земель в метапелитах кианит-сланцево-гнейсовой формации изменяется волнообразно по зонам метаморфизма, повышаясь во II и IV зонах (рис. 13). Такое изменение содержаний РЗЭ при отсутствии фракционирования вряд ли связано с процессом метаморфизма, а скорее имеет осадочную природу вследствие колебания количества обломков акцессорных минералов. Подсчет балансов поминерального распределения показал, что в кианит-силлиманитовой зональной формации РЗЭ наиболее характерно вхождение в акцессорные минералы (сфен, ортит, апатит).

9. Глаукофансланцевая формация (V–Є₁)

Петрографическая характеристика глаукофансланцевой формации дана по материалам Е. В. СклЯрова.

Глаукофансланцевые пояса Южной Сибири, наряду с офиолитами, олистостромами, молассами и массовыми гранитными выплавками, являются важными геологическими маркерами эпох тектонической и эндогенной активности в складчатом обрамлении Сибирской платформы. Специфические условия высокобарического и сравнительно низкотемпературного метаморфизма реализуются в зонах субдукции или в процессе аккреции в зонах столкновения крупных литосферных плит и более мелких микроплит и островных дуг. Поэтому глаукофансланцевые пояса фиксируют крупные аккреционные швы, а возраст глаукофанового метаморфизма – время выведения высокобарических толщ к поверхности или преаккреционной повышенной эндогенной активности (Добрецов и др., 1988; Эклогиты..., 1989).

В южном обрамлении Сибирской платформы выявлена цепочка прерывистых глаукофансланцевых поясов, близких по возрасту и тектоническому положению: 1 – Тукурингрский (Приамурье); 2 – Агинский (Забайкалье); 3 – Окинский (Восточный Саян). Первые два пояса входят в состав Монголо-Охотского складчатого пояса, третий – в составе Алтае-Саянской области.

Породы формации слагают чешуи или серии тектонических чешуй, нередко погруженные в олистострому близкого возраста (Добрецов и др., 1988). Характерной является их постоянная пространственная ассоциация с офиолитами или офиолитокластовыми олистостромами, а также осадочными толщами флишоидного типа. В составе формации преобладают вулканиты и туфы основного состава, соответствующие периокеаническим базальтам (Неелов, Милькевич, 1979; Дук, 1982) и ассоциирующие с метатупами среднего и кислого состава и метатерригенными образованиями. В составе терригенной части значительную роль играют кремни и кремнистые сланцы. Характерной является высокая степень синметаморфических пластических деформаций.

Главным признаком выделения глаукофансланцевой формации является повышенное давление при метаморфизме. Надежные минералы-индикаторы высоких давлений встречаются толь-

ко в метабазах и представлены натровыми амфиболами – глаукофаном (бледно-голубовато-фиолетовый), кросситом (сине-фиолетовый), винчитом и барруазитом (бледно-зеленовато-голубые) реже лавсонитом и натровыми пироксенами. Характерным является последовательное замещение глаукофанов и кросситов винчитами и, затем, актинолитами, указывающее на снижение давлений во время метаморфизма. При наложении процессов регионального метаморфизма (особенно высокотемпературного) высокобарические ассоциации могут замещаться на цело.

Наиболее типичные минеральные ассоциации глаукофан-ланцевой формации: Тукурингрский пояс ($P = 7\text{--}8$ кбар, $T = 380\text{--}420$ °C): Cross + Win + Chl + Ep + Feng + Calc + Ab, Cross + Ep + + Stil + Chl + Ab + Q; Агинский пояс ($P = 6\text{--}7$ кбар, $T = 400\text{--}450$ °C): Cross + Akt + Chl + Ep + Stil + Ab + Q + Calc, Cross + Chl + + Ep + Ab + Q; Окинский пояс ($P = 6\text{--}7$ кбар, $T = 380\text{--}420$ °C): Cross + Win + Chl + Ep + Stil + Ab + Win + Akt + Ep + Chl + Calc + Ab. Химический состав голубых амфиболов (глаукофан, кроссит и винчит соответственно (Добрецов и др., 1988), мас. %): SiO_2 – 55,40; 56,15; 55,68; TiO_2 – 0,04; нет; нет; Al_2O_3 – 8,00; 7,54; 2,60; Fe_2O_3 – 6,00; 4,68; 1,29; FeO – 9,90; 8,95; 14,05; MnO – 0,23; 0,12; 0,26; MgO – 11,20; 11,94; 13,36; CaO – 0,54; 2,57; 9,89; Na_2O – 7,16; 6,40; 2,08; K_2O – 0,05; 0,04; 0,05; H_2O – 2,00; 2,00; 2,00; сумма – 100,52; 100,39; 101,26.

Радиологические данные по большинству поясов отсутствуют, либо охватывают слишком большой возрастной интервал. Наиболее древние даты метаморфизма получены по Уймонскому поясу (Горный Алтай, К-Аг метод – 650 и 520 млн лет) (Дук, 1982) и Окинскому поясу – 624 ± 52 млн лет (Rb-Sr изохрона). Возможно, интервалы 600–650 и 520 млн лет фиксируют две фазы глаукофан-ланцевого метаморфизма.

Контрольные вопросы

1. Дать общую характеристику метаморфических формаций складчатого обрамления юга Сибирской платформы.
2. Охарактеризовать карбонатно-гранулитовую метаморфическую формацию.
3. Р-Т условия полиметаморфической гранитогнейсовой формации.
4. Условия локализации эклогит-гнейсовой формации.

5. Минеральный состав базит-сланцево-железисто-кварцевой формации.
6. Дать характеристику зональной амфиболит-зеленосланцевой формации.
7. Геологическое положение зональной андалузит-сланцево-гнейсовой формации.
8. Р-Т условия зональной кианит-сланцево-гнейсовой формации.
9. Условия локализации глаукофансланцевой формации.

ВАРИАЦИИ СОСТАВА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ

Восточно-Сибирский регион характеризуется сочетанием двух существенно различающихся геотектонических структур – Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Это предопределяет главные особенности в размещении и составе метаморфических формаций.

В пределах Сибирской платформы метаморфические образования слагают щиты и выступы древнего архейско-нижнепротерозойского фундамента. Они формировались в условиях высоких давлений и температур (гранулитовая и амфиболитовая фации метаморфизма). Выделенные здесь метаморфические формации относятся в основном к классам нестратифицированных и стратифицированных незональных формаций. Более поздний зональный метаморфизм проявился лишь в окраинных метаморфических поясах или локальных шовных структурах («тропогах») внутри щитов.

В пределах южного складчатого обрамления Сибирской платформы, дислоцированные отложения протерозоя (Саяно-Байкальская, Джугджуро-Становая и Монголо-Охотская складчатые системы) испытали зональный метаморфизм (амфиболитовая – зеленосланцевая фации) в условиях средних и низких давлений и температур (класс стратифицированных зональных метаморфических формаций). В офиолитовых поясах, наряду с низкobarическим «океанским» метаморфизмом, проявился метаморфизм повышенных давлений (эклогит-гнейсовая и глаукофан-зеленосланцевая формации). Среди протерозойских толщ склад-

чатых систем местами обнажаются глыбы архейского основания, сложенные метаморфическими комплексами, испытавшими метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций, а позднее и более низкотемпературный ретроградный метаморфизм (классы нестратифицированных и стратифицированных незональных полиметаморфических формаций).

Минеральные ассоциации различных метаморфических формаций фундамента Сибирской платформы свидетельствуют об относительно однородном гранулитовом метаморфизме значительной части разреза исходных осадочно-вулканогенных образований архея. Однако надежные количественные данные о Р-Т условиях метаморфизма по данным термобарометрии получены в основном для гранулито-базитовой формации (гранулитовая фация: на Анабарском щите $P = 9\text{--}11$ кбар, $T = 820\text{--}850$ °С; на Алданском щите $P = 7,5\text{--}11$ кбар, $T = 725\text{--}870$ °С; в Шарьжалгайском выступе $P = 5\text{--}7$ кбар, $T = 570\text{--}730$ °С). Индикаторные виды горных пород этой формации (основные кристаллические сланцы и амфиболиты) встречаются практически во всех структурно-вещественных комплексах фундамента платформы, что свидетельствует в пользу однородности метаморфизма и наложенности минеральных ассоциаций амфиболитовой фации на более ранние минеральные ассоциации гранулитовой фации. Повсеместно прошедшие процессы гранитизации в структурно-вещественных комплексах фундамента платформы с формированием мигматит-гранито-гнейсовой метаморфической формации и ряда гранитоидных магматических формаций сопровождалось ретроградным метаморфизмом амфиболитовой фации по более ранним гранулитам разных метаморфических формаций.

Минеральные ассоциации гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма характерны и в других выделенных метаморфических формаций Сибирской платформы (тоналит-гнейсовая, эндербит-чарнокитовая, двупироксен-магнетитовых кварцитов, кинцигит-гнейсовая, карбонатно-гранулитовая, полиметаморфическая гранулит-гнейсовая). Они отличаются по составу формаций, в которых индикаторные виды горных пород встречаются в различных мегакомплексах, свитах и толщах фундамента. Вместе с тем некоторые исследователи отмечают факты, свидетельствующие о том, что верхние стратиграфические уров-

ни отложений архея, например, в мегасинклиниях Алданского щита (Черкасов, 1979) испытали лишь метаморфизм амфиболитовой фации. Учитывая глубокий эрозионный срез в районах выхода докембрийского фундамента на Сибирской платформе (по разным оценкам от 15–20 до 30–35 км), расположение метаморфических образований амфиболитовой фации на верхних стратиграфических уровнях может рассматриваться как проявление «глобальной термической зональности», по данным В. В. Хлестова с соавторами.

Характер метаморфизма, сходный с таковым в архейском фундаменте платформы, устанавливается в архейских глыбах, выступающих в областях развития складчатых систем в обрамлении Сибирской платформы. Только здесь более отчетливо проявлен полиметаморфизм от гранулитовой вплоть до зеленосланцевой фации, в соответствии с несколькими этапами складчатых деформаций. Главные метаморфические формации – полиметаморфическая гранулит-гнейсовая, кальцифир-гнейсово-кристаллосланцевая и полиметаморфическая гранито-гнейсовая. Конечно, в архейских глыбах присутствуют индикаторные виды горных пород других метаморфических формаций, охарактеризованных в фундаменте платформы, однако проявление полиметаморфизма и более слабая петрографическая изученность пока не позволяет выделять большее количество метаморфических формаций.

В южном складчатом обрамлении Сибирской платформы региональные метаморфические формации устанавливаются, главным образом, в протерозойских отложениях. Фанерозойские осадочно-вулканогенные образования слабо метаморфизованы, и горные породы сохраняют, как правило, свои исходные черты. Средние и низкие давления и температуры метаморфизма, более локальные размеры тепловых полей обусловили широкое проявление зонального метаморфизма от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций (зональная амфиболит-зеленосланцевая, зональная андалузит-сланцево-гнейсовая, зональная кианит-сланцево-гнейсовая и глаукофан-зеленосланцевая метаморфические формации). Время метаморфизма соответствует нескольким этапам в позднем протерозое – раннем протерозое (байкальский и каледонский этапы складчатости). Зональным метаморфизмом охва-

чены серии пород Саяно-Байкало-Патомской и Джугджуро-Становой складчатых систем, а также породы основания Монголо-Охотской складчатой системы.

Можно выделить два ряда зональных метаморфических формаций. Первый ряд объединяет зональные метаморфические формации энсиалических зон складчатых поясов: от кианит-сланцево-гнейсовой формации образующейся, как правило, по зрелым флишоидным толщам в условиях повышенных P и P_f через переходные типы с тремя полиморфами силикатов алюминия до андалузит-сланцево-гнейсовой формации, характерной для незрелых, существенно граувакковых флишей, метаморфизованных в условиях низких P и $P_{фл.}$. Второй ряд формаций характерен для метавулканогенных и вулканогенно-терригенных толщ складчатых поясов и включает зональную амфиболит-зеленосланцевую и глаукофан-зеленосланцевую формацию при метаморфизме, соответственно, от низких до высоких P и P_f . С точки зрения тектоники, крайние члены первого ряда метаморфических формаций могут соответствовать зонам сжатия при скучивании литосферных плит и зонам растяжения при формировании континентальных рифтов. Метаморфические формации второго ряда возникали в условиях алло- и автохтона при формировании надвигов, либо обдукции и субдукции литосферных плит.

Тектонические и геодинамические условия формирования разных метаморфических формаций требуют дополнительного, более детального анализа, выходящего за рамки настоящей работы. Отметим лишь некоторые проблемы, требующие обсуждения и решения. Региональное распространение пород гранулитовой фации в раннем докембрии обычно объясняется более высоким тепловым потоком в архее, причины которого неясны. С этим объяснением согласуется специфика раннедокембрийских формаций (отсутствие или редкость нормальных терригенных толщ в низах разреза, наличие высокоглиноземистых толщ, специфических известково-силикатных пород – метаморфизованных эвапоритов и т. д.), которая может быть объяснена горячим высокоминерализованным океаном. Однако наибольшую загадку представляют высокие давления (до 11 кбар) в толщах, обнажающихся на поверхности. Если предполагать эрозию таких толщ в 35–40 км,

то ниже согласно геофизическим данным располагается еще такой же разрез, и общая мощность коры в архее могла достигать в этом случае 70–80 км, а температура в основании такого разреза при повышенном теплотоке в архее могла достигать 1200–1300 °С, когда все сиалические породы должны были быть переплавлены. Возможные модели, объясняющие такой парадокс, сейчас обсуждаются.

Одной из них является модель скучивания зон типа современных Гималаев. Учитывая широкое распространение зональных комплексов в позднем докембрии и фанерозое, которые тоже объясняются «гималайской моделью», требуется обсудить более детально различные ее варианты как возможной ведущей модели метаморфизма с повышенными теплотокками в земной коре.

Другая группа проблем связана с глаукофансланцевыми и эклогит-гнейсовыми формациями, а также возможно некоторыми кианит-сланцевыми, тальк-фенгитовыми и другими сланцами, которые объединяют в формацию «белых сланцев» (Schreyer, 1988). Все эти формации отличаются высокими Р-Т отношениями и связываются с зонами нисходящих движений типа зон субдукции, где могут достигать очень высокие давления при относительно низких температурах. Для таких формаций возникает проблема не только тектонических реконструкций зон субдукции, но еще более сложная проблема тектонической транспортировки пород с больших глубин, достигающих 100 км (Dobretsov, 1991). Давления, соответствующие таким глубинам (30–40 кбар), пока в Восточной Сибири не установлены. Но они известны в Кокчетавском массиве Центрального Казахстана и в Восточном Китае (эклогит-гнейсовая формация с алмазами и коэситом), в максютовском комплексе на Южном Урале и массиве Бора-Майра в Альпах (Добрецов и др., 1989).

В действительности разнообразие тектонических обстановок и, соответственно, возможных моделей для разных типов метаморфических формаций достаточно велико. При анализе важно не терять принцип актуализма – возможные аналоги с современными обстановками активных зон в земной коре.

Метаморфические комплексы горных пород, как на Сибирской платформе, так и в ее южном складчатом обрамлении содержат в ряде случаев месторождения и рудопроявления различ-

ных полезных ископаемых. Однако сам процесс регионального метаморфизма, в основном, не является рудообразующим. Металлогения метаморфических формаций определяется либо соответствующим составом исходных осадочно-вулканогенных пород (формации железистых кварцитов, апатитоносных мраморов, графитовых сланцев, силлиманитовых гнейсов и т. д.), либо наложенными гидротермально-метасоматическими процессами (формации полиметалльных скарноидов, флогопитоносных и тальк-асбест-магнезитовых метасоматитов, мусковитоносных пегматитов и т. д.).

Контрольные вопросы

1. Рассмотреть эволюцию петрохимического состава метаморфических формаций.
2. Рассмотреть эндогенные режимы в метаморфических формациях.
3. Охарактеризовать тектонические проблемы формирования метаморфических формаций фундамента Сибирской платформы.
4. Дать характеристику геодинамики зональных метаморфических формаций складчатого обрамления юга Сибирской платформы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные петрологические исследования докембрийских комплексов Восточно-Сибирского региона позволили с новых позиций рассмотреть эволюцию процессов метаморфизма и некоторые аспекты формационного анализа метаморфических толщ. Картирование и регионально-формационные исследования включают методику картирования разнотипных метаморфических формаций, составление обзорных формационных карт отдельных регионов, региональную и межрегиональную корреляцию метаморфических формаций по возрасту, особенностям метаморфизма и металлогении.

Парагенетические и физико-химические исследования метаморфических формаций позволяют выявить и определить фации и субфации регионального метаморфизма, оценить количественно Р-Т параметры и состав флюидов в отдельных формациях и зонах, а также выявить эволюцию геодинамического режима. Металлогенические исследования метаморфических формаций посвящены выяснению взаимосвязи оруденения с процессами регионального метаморфизма и сопутствующего метасоматоза, влияние на него состава пород и формаций, а также место этих процессов в структурно-метаморфической эволюции региона.

Структурно-петрографические исследования метаморфических формаций позволяют выявить интенсивность, характер и природу деформаций, соотношение этапов формаций с процессами регионального метаморфизма и метасоматоза, а также построить структурно-метаморфическую шкалу.

Библиографический список

Бибикова Е. В. Геохронология Алдано-Витимского щита / Е. В. Бибикова, Г. М. Другова, В. Л. Дук // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. – М. : Наука, 1986. – С. 135–159.

Борисенко Л. Ф. О распределении ванадия в корях выветривания, бокситах и осадочных железных рудах / Л. Ф. Борисенко, В. В. Бурков, Е. Н. Борисенко // Геохимия. – 1977. – № 4. С. 598–608.

Бороденков А. Г. Геолого-петрологические аспекты соотношения толщ регионально метаморфизованных пород Северного Прибайкалья / А. Г. Бороденков, Г. В. Риле, Е. Ю. Рыцк // Закономерности магматизма, метаморфизма и метасоматоза. – М. : Наука, 1987. – С. 136–159.

Васильев Е. П. Проблемы метаморфической зональности докембрия Южного Прибайкалья и хребта Хамар-Дабан / Е. П. Васильев, Л. З. Резницкий, В. Н. Вишняков // Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразование в раннем докембрии. – Л. : Наука, 1985. – С. 264–272.

Васильев Е. П. Слюдянский кристаллический комплекс / Е. П. Васильев, Л. З. Резницкий, В. Н. Вишняков, Е. А. Некрасова – Новосибирск : Наука, 1981. – 198 с.

Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений / Д. А. Великославинский. – Л. : Наука, 1972. – 189 с.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород / Г. Винклер – М. : Мир, 19069. – 248 с.

Волобуев М. И. Свинцово-изотопная геохронология докембрийских метаморфических комплексов юго-западного ограничения Сибирской платформы / М. И. Волобуев, Н. И. Зыков, Н. И. Ступникова, И. В. Воробьев // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. – М. : Наука, 1980. – С. 14–37.

Габов Н. Ф. Эклогиты и эклогитоподобные породы в Северном Прибайкалье / Н. Ф. Габов, Н. Л. Добрецов, В. Г. Кушев // Петрология и минералогия базитов Сибири. – М. : Наука, 1984. – С. 36–50.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. – Т. 4. Сибирская платформа. – Л. : Недра, 1987. – 448 с.

Грабкин О. В. Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва / О. В. Грабкин, А. Н. Мельников. – Новосибирск : Наука, 1980. – 90 с.

Грудинин М. И. О находке гранатовых ультрабазитов и эклогитов в Южно-Муйской глыбе архея (Северное Прибайкалье) / М. И. Грудинин,

Ю. В. Меньшагин // Докл. АН СССР. – 1988. – Т. 299. – № 2. – С. 434–437.

Грудинин М. И. Минеральные парагенезисы гранатовых ультрабазитов и эклогитов Южно-Муйской глыбы / М. И. Грудинин, Ю. В. Меньшагин, Г. В. Богданов, Т. И. Медведева и др. // Проблемы кимберлитового магматизма. – Новосибирск : Наука, 1989. – С. 191–197.

Добрецов Н. Л. Фации метаморфизма / Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, Н. В. С.болев, В. В. Хлестов. – М. : Недра, 1970. – 432 с.

Добрецов Н. Л. Общий модельный подход при выделении «классификации геологических формаций» / Н. Л. Добрецов // Геология и геофизика. – 1972. – № 12. – С. 74–84.

Добрецов Н. Л. О критериях выделения и принципах классификации метаморфических месторождений / Н. Л. Добрецов // Геология и геофизика. – 1974. – № 8. – С. 43–59.

Добрецов Н. Л. Принципы выделения и классификации метаморфических формаций и задачи формационных исследований / Н. Л. Добрецов // Метаморфические формации. Принципы выделения и классификации. – Новосибирск : Наука, 1981. – С. 6–19.

Добрецов Н. Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса / Н. Л. Добрецов // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. – Т. 1. – Новосибирск : Наука, 1981. – С. 11–19.

Добрецов Н. Л. Принципы выделения и классификации регионально-метаморфических формаций / Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев, В. В. Хлестов // Геология и геофизика. – 1969. – № 3. – С. 3–5.

Добрецов Н. Л. Карты метаморфизма, метаморфические провинции и метаморфические формации / Н. Л. Добрецов, Г. Г. Лепезин, В. В. Хлестов // Проблемы петрологии. – М. : Наука, 1976. – С. 190–205.

Добрецов Н. Л. Петрология и метаморфизм древних офиолитов / Н. Л. Добрецов, Ю. М. Молдаванцев, А. П. Казак. – Новосибирск : Наука, 1976. – 360 с.

Добрецов Н. Л. Метаморфические формации западной части Алтае-Саянской складчатой области / Н. Л. Добрецов, Л. Г. Пономарева // Петрология и геохимия метаморфических формаций Сибири. – Новосибирск : Наука, 1978. – С. 3–37.

Добрецов Н. Л. Метаморфические формации Алданского щита / Н. Л. Добрецов, Н. В. Попов // Метаморфические формации. Принципы выделения и классификации. – Новосибирск : Наука, 1981. – С. 83–103.

Добрецов Н. Л. Новые данные по минералогии эклогит-глаукофан-сланцевого максютовского комплекса (Южный Урал) / Н. Л. Добрецов, Л. В. Добрецова // Докл. АН СССР. – 1988. – Т. 300. – № 1. – С. 195–200.

Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые пояса Южной Сибири и Приамурья / Н. Л. Добрецов, Л. П. Карсаков, Е. В. Скляров // Геология и геофизика. – 1988. – № 1. – С. 3–11.

Добрецов Н. Л. Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях / Н. Л. Добрецов, Н. В. Соболев, В. С. Шацкий и др. – Новосибирск : Наука, 1989. – 236 с.

Другова Г. М. Серые гнейсы Олекминской зоны Восточной Сибири / Г. М. Другова, С. А. Бушмин, Г. Б. Мотуза, А. Л. Харитонов // Природные ассоциации серых гнейсов архея. – Л. : Наука, 1984. – С. 72–84.

Дук Г. Г. Зеленосланцевые пояса повышенных давлений / Г. Г. Дук – Л. : Наука, 1982. – С. 181.

Железорудные месторождения Сибири. – Новосибирск : Наука, 1981. – 237 с.

Зайцев А. И. Рубидий-стронциевый изотопный возраст гранито-гнейсов иенгрской серии Алданского щита / А. И. Зайцев, В. И. Кицул // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. – М. : Наука, 1980. – С. 54–62.

Зоненшайн Л. П. Тектоника литосферных плит территории СССР / Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, Л. М. Натапов – М. : Недра, 1990. – Кн. 1. – 327 с; Кн. 2. – 334 с.

Картавченко В. Г. Структурная эволюция метаморфических комплексов Олоkitской зоны (Северное Прибайкалье) : автореф. ...канд. дис. / В. Г. Картавченко – Новосибирск ИГиГ СО АН СССР, 1987. – 17 с.

Кицул В. И. Структурно-вещественные комплексы Алданского щита / В. И. Кицул, А. Ф. Петров, А. Н. Зедгенизов // Главные тектонические комплексы Сибири. – Новосибирск : ИГиГ СО АН СССР, 1979. – С. 16–31 с.

Классификация и номенклатура магматических горных пород / Е. Д. Андреева, О. А. Богатилов, М. Б. Бородаевская и др. – М. : Недра, 1981. – 160 с.

Клитин К. А. Офиолитовый комплекс Байкальской складчатой области / К. А. Клитин, Т. Г. Павлова // Докл. АН СССР. – 1974. – Т. 215. – № 2. – С. 413–416.

Ковач В. П. Редкие элементы в плагиогнейсах и метабазах и метабазах олекминской серии, Алданский щит / В. П. Ковач, В. И. Кицул, П. А. Ваганов // Природные ассоциации серых гнейсов архея. – Л. : Наука, 1984. – С. 84–94.

Кратц К. О. Особенности эволюции метаморфогенного рудообразования в докембрии СССР / К. О. Кратц, Ю. М. Соколов, В. А. Глебовицкий и др. // Геол. рудн. месторожд., – 1973. – № 6. – С. 3–16.

Крылов И. Н. Петрография метаморфических и магматических пород Восточного Саяна / И. Н. Крылов, М. М. Мануйлова, Ф. П. Митро-

фанов и др. // Петрография Восточной Сибири. Т. 2. – М. : АН СССР, 1962. – С. 3–102.

Лутц Б. Г. Магматизм подвижных поясов ранней Земли / Б. Г. Лутц. – М. : Наука, 1985. – 216 с.

Макрыгина В. А. Однородность и зональность минералов и эволюция метаморфизма хамардабанского комплекса (Забайкалье) / В. А. Макрыгина, Ю. Д. Бобров, Перетяжко И. С. // Изв. АН СССР. Сер. Геол. – 1989. – № 11. – С. 81–93.

Макрыгина В. А. Возраст метаморфических пород хамардабанского комплекса (Ю-З Прибайкалье) / В. А. Макрыгина, Г. П. Сандиминова, В. М. Николаев и др. // Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза. – М. : ГЕОХИ АН СССР, 1985. – С. 47–48.

Метаморфические комплексы Азии. – Новосибирск : Наука, 1977. – 348 с.

Метаморфические формации / В. В. Жданов, Б. В. Петров., Б. А. Блюман и др. – Л. : Недра. 1986. – 245 с.

Метаморфические формации. Принципы выделения и классификации / отв. ред. Н. Л. Добрецов. – Новосибирск : Наука, 1981. – 128 с.

Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогопита / З. И. Петрова, Л. К. Пожарицкая, В. М. Ройзенман и др. – Новосибирск : Наука, 1981. – 128 с.

Мехоношин А. С. Геохимия и рудоносность метагабброидов Восточного Саяна / А. С. Мехоношин, О. М. Глазунов., Г. В. Бурмакина. – Новосибирск : Наука, 1986. – 102 с.

Мехоношин А. С. Пироксены Байкальского железорудного месторождения и вопросы генезиса высокометаморфизованных железистых кварцитов / А. С. Мехоношин, Л. Ф. Парадина // Докл. АН СССР. – 1987. – Т. 293. – № 4. – С. 960–963.

Мехоношин А. С. Новые данные по рубидий-стронциевой геохронологии Шарьжалгайского блока / А. С. Мехоношин, Г. П. Сандиминова, Г. С. Плюснин и др. // Геология, тектоника, петрология и рудоносность Сибирской платформы и ее обрамления. Геохронология. – Иркутск : ИЗК СО АН СССР, 1987. – С. 209–210.

Миронюк Е. П. Рудоконтролирующее значение раннедокембрийских метаморфических формаций Сибири / Е. П. Миронюк // Метаморфические формации. – Новосибирск : Наука, 1986. – 102 с.

Миронюк Е. П. Геология западной части Алданского щита / Е. П. Миронюк, Б. К. Любимов, О. Л. Магнушевский. – М. : Наука, 1971. – 238 с.

Молдаванцев Ю. М. Петрология и метаморфизм древних офиолитов / Ю. М. Молдаванцев, А. П. Казак. – Новосибирск : Наука, 1976. – 360 с.

Неелов А. Н. Петрохимия метаморфических комплексов юга Восточной Сибири / А. Н. Неелов, Р. И. Милькевич. – Л. : Наука. 1979. – 310 с.

Перчук Л. Л. равновесия породообразующих минералов / Л. Л. Перчук. – М. : Наука, 1970. – 391 с.

Петров Б. В. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма / Б. В. Петров, В. А. Макрыгина. – Новосибирск : Наука, 1975. – 342 с.

Петрова З. И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья / З. И. Петрова, В. И. Левицкий. – Новосибирск : Наука, 1984. – 201 с.

Петрова З. И. Основные кристаллические сланцы в гранулитогнейсовых комплексах Сибирской платформы и их первичная природа / З. И. Петрова, В. И. Левицкий // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. – Новосибирск : Наука, 1986. – С. 18–34.

Ранний докембрий Южной Якутии / В. Л. Дук, В. И. Кицул, А. Ф. Петров и др. – М. : Наука, 1986. – 276 с.

Сизых А. И. Петрология метаморфических поясов Северного Прибайкалья / А. И. Сизых. – Новосибирск : Наука, 1985. – 120 с.

Сизых А. И. Докембрий Бирюсинского метаморфического пояса / А. И. Сизых. – Иркутск : Иркут. ун-т, 1987. – 240 с.

Сизых А. И. Петрология и геодинамика метаморфических поясов докембрия Восточного Саяна / А. И. Сизых. – Иркутск : Иркут. ун-т, 2000. – 256 с.

Смелов А. П. Метаморфическая эволюция Олекминской гранит-зеленокаменной области / А. П. Смелов. – Новосибирск, 1989. – 129 с.

Строение земной коры Анабарского щита / О. М. Розен, А. Н. Вишневский, М. З. Глуховский и др. – М. : Наука, 1986. – 198 с.

Тектоническая карта Сибирской платформы масштаба 1:1 500 000 (на 9 листах) и объяснительная записка / ред. Н. С. Малич. – Л. : Аэрогеология, 1980.

Тернер Ф. Петрология метаморфических пород / Ф. Тернер, Дж. Ферхуген. – М. : ИЛ, 1961. – 592 с.

Типы и фации метаморфизма севера Байкальской горной области / В. У. Бологнев, Н. А. Доронина, В. Г. Кушев и др. – Новосибирск : Наука, 1976. – 367 с.

Фации метаморфизма / ред. В. С. Соболев. – М. : Недра, 1970. – 423 с.

Федоровский В. С. Нижний протерозой Байкальской горной области / В. С. Федоровский // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 400. – М. : Наука, 1985. – 200 с.

Хильтова В. Я. Докембрий центральной части Восточного Саяна / В. Я. Хильтова, И. Н. Крылов // Докембрий Восточного Саяна. – Л. : Наука, 1964. – С. 3–28.

Черкасов Р. Ф. Архей Алданского щита / Р. Ф. Черкасов. – М. : Наука, 1979. – 160 с.

Шафеев А. А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана / А. А. Шафеев. – М. : Наука, 1970. – 179 с.

Шафеев А. А. Метаморфические комплексы юго-восточной части Восточного Саяна / А. А. Шафеев // Эндогенные процессы и оруденение в Забайкалье. – Новосибирск : Наука, 1986. – С. 69–83

Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях / Н. Л. Добрецов, Н. В. Соболев, О. В. Шацкий и др. – Новосибирск : Наука, 1989. – 236 с.

Dobretsov N. L. Eclogites and blueschists tectonic transport from the mantle depths / N. L. Dobretsov. – Tectonophysics. – 1991. – V. 86. – P. 173–174

Neymark L. A. Late Archaen intrusive complex in the Olekma granite greenstone terrain (Eastern Siberia): geochemical and isotope study / L. A. Neymark, V. P. Kovach, A. A. Nemchin et al. // Extended abstract volume of Third international Archaean symposium. Perth, 1990. – P. 59–62.

Nutman A. P. The Archaen Aldan shield of Siberia, USSR: the search for its oldest rocks and evidence for reworking in the mid-Proterozoic / A. P. Nutman, I. V. Chernyshev, N. Baadsgaard // Extended abstract volume of Third international Archaean symposium. Perth, 1990. – P. 59–62.

Schreyer V. Experimental. Studies metamorphism of crystal rocks under mantle pressures. Miner. Mag. – 1988. – V. 52. – P. 1–26.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Принятые в тексте сокращения названий минералов	4
МЕТАМОРФИЗМ	5
1. Классификация и номенклатура метаморфических пород	6
2. Принцип метаморфических фаций	8
3. Принцип выделения и классификации метаморфических формаций ..	24
НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО РЕГИОНА	31
РЕГИОНАЛЬНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	41
1. Общая характеристика и классификация	41
2. Базито-гранулитовая формация (AR)	43
3. Тоналит-гнейсовая (серых гнейсов) формация (AR)	47
4. Эндербит-чарнокитовая формация (AR)	54
5. Мигматит-гранитогнейсовая формация (AR-PR ₁)	57
6. Формация двупироксен-магнетитовых кварцитов (AR)	60
7. Кинцигит-гнейсовая формация (AR)	62
8. Карбонатно-гранулитовая формация (AR)	66
9. Полиметаморфическая гранулит-гнейсовая формация (AR-PR)	70
10. Диафторитовые амфиболитовая и зеленосланцевая формации (PR ₁) ...	73
11. Зональная кианит-хлоритоидно-кварцито-сланцевая формация (PR ₁) ..	77
РЕГИОНАЛЬНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	81
1. Общая характеристика и классификация	81
2. Кальцифир-гнейсово-кристаллосланцевая (карбонатно-гранулитовая) формация (AR)	83
3. Полиметаморфическая гранулит-гнейсовая формация (AR-PR)	86
4. Эклогит-гнейсовая формация (PR?)	89
5. Базит-сланцево-железисто-кварцитовая формация (PR ₁)	92
6. Зональная амфиболит-зеленосланцевая формация (PR)	94
7. Зональная андалузит-сланцево-гнейсовая формация (V-Є)	99
8. Зональная кианит-сланцево-гнейсовая формация (PZ ₁)	104
9. Глаукофансланцевая формация (V-Є)	108
ВАРИАЦИИ СОСТАВА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ	110
Заключение	116
Библиографический список	117

Учебное издание

**Сизых Анатолий Иванович
Юденко Михаил Александрович**

ПЕТРОГРАФИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Учебное пособие

ISBN 978-5-9624-0160-7

Редактор Э. А. Невзорова
Компьютерная верстка А. В. Врон
Дизайн обложки: М. Г. Яскин

Темплан 2007. Поз. 43.

Подписано в печать 06.03.07. Формат 60х84 1/16. Усл. печ. л. 7,2.
Уч.-изд. л. 5,7. Тираж 150 экз. Заказ 55.

Редакционно-издательский отдел
Иркутского государственного университета
664003, г. Иркутск, бульвар Гагарина, 36