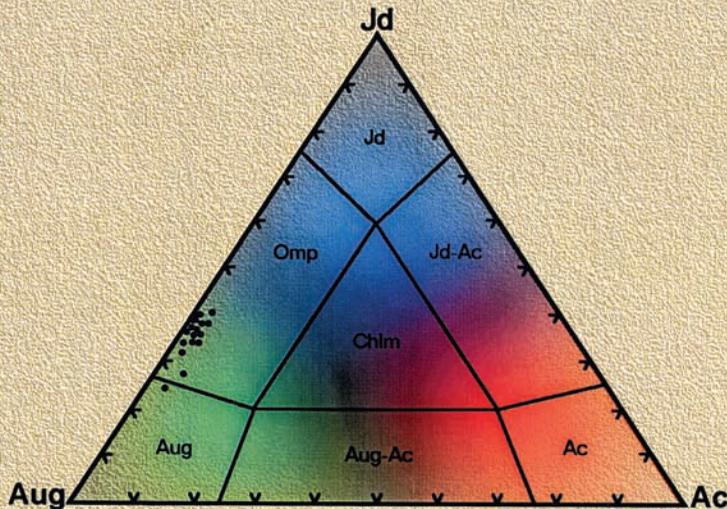


Учреждение Российской академии наук  
Институт геологии  
Уфимского научного центра РАН

А. А. Алексеев  
С. Г. Ковалев  
Е. А. Тимофеева

# БЕЛОРЕЦКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС



**УЧРЕЖДЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ  
УФИМСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РАН**

**А.А.Алексеев,  
С.Г.Ковалев,  
Е.А.Тимофеева**

**БЕЛОРЕЦКИЙ  
МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ  
КОМПЛЕКС**

**Уфа – 2009**

УДК 552.163:552.43(234.853)

А.А.Алексеев, С.Г.Ковалев, Е.А.Тимофеева. **Белорецкий метаморфический комплекс**. Уфа.: ИГ УНЦ РАН, ООО «ДизайнПолиграфСервис», 2009. 208 с.

Монография посвящена детальному описанию и анализу условий формирования эклогитоносного белорецкого метаморфического комплекса (БМК) как уникального объекта, имеющего ключевое значение для выделения рифеид (тиманид) и реконструкции палеогеодинамических режимов развития Урала в позднем докембрии.

В книге впервые для Российской Федерации описано проявление кианит-тальковых парасланцев, входящих в состав комплекса. Определены РТ-условия формирования горных пород БМК и реконструирована эволюция термобарических режимов метаморфизма от проградной (650°C, 13 кбар) до ретроградной (500°C и 5-5.5 кбар) стадии. Обосновано поздневендское время проявления высокобарического метаморфизма пород белорецкого метаморфического комплекса.

Установлена потенциальная перспективность БМК на ряд новых для региона видов метаморфогенного оруденения – гранулированного кварца, графита, мусковита, талька, мраморов; выявлены повышенные содержания в аллювиальных отложениях рек, размывающих комплекс, ильменита, рутила, монацита.

На примере белорецкого метаморфического комплекса обосновывается возможность проявления высокобарического метаморфизма по осадочному субстрату сиалического происхождения в геодинамических условиях коллизии континентальных плит.

Книга предназначена для специалистов в области региональной геологии, метаморфизма, геотектоники и минерагении. Кроме того, она будет полезна аспирантам и студентам старших курсов, изучающим дисциплины геологического профиля.

Ответственный редактор  
член-корреспондент РАН

В.Н.Пучков

Рецензенты:  
доктор геол.-минер.наук,  
главный научный сотрудник ИГ УНЦ РАН  
главный геолог ФГУП «Башгеолцентр»

Д.Н.Салихов  
И.В.Высоцкий

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Введение</b> .....	5
<b>Глава 1.</b> История изучения белорецкого метаморфического комплекса .....	7
<b>Глава 2.</b> Структурное положение и геологическое строение белорецкого метаморфического комплекса .....	11
2.1. Структурно-вещественные комплексы Южного Урала .....	11
2.2. Общая характеристика метаморфизма рифейско-вендского структурно-вещественного комплекса региона .....	17
2.3. Геологическое строение белорецкого метаморфического комплекса .....	25
<b>Глава 3.</b> Петрографический состав горных пород .....	31
3.1. Ортопороды .....	31
<i>Эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты</i> .....	31
<i>Амфиболиты и амфиболовые ортосланцы</i> .....	45
<i>Гранатсодержащие диоритогнейсы</i> .....	47
<i>Граниты</i> .....	48
<i>Высокотитанистые базиты</i> .....	50
3.2. Парापороды .....	54
<i>Кристаллические сланцы и кварциты</i> .....	54
<i>Мрамора</i> .....	70
<b>Глава 4.</b> Минералы метаморфических пород .....	72
<i>Гранаты</i> .....	72
<i>Пироксены</i> .....	79
<i>Амфиболы</i> .....	81
<i>Биотит</i> .....	84
<i>Мусковит</i> .....	85
<i>Плагиоклазы</i> .....	86
<i>Хлорит</i> .....	87
<b>Глава 5.</b> Геолого-петрологические аспекты регионально-го метаморфизма .....	88
5.1. Метаморфическая зональность .....	88
5.2. Термобарические условия метаморфизма и их эволюция .....	91
5.3. Белорецкий метаморфический комплекс – генотип новой фациальной серии метаморфизма .....	98

5.4. Время метаморфизма .....	102
<b>Глава 6.</b> Минералогия белорецкого метаморфического комплекса .....	106
<i>Метаморфогенные полезные ископаемые</i> .....	107
<i>Гидротермальное оруденение</i> .....	112
<i>Осадочно-эпигенетическое оруденение</i> .....	114
<i>Месторождения выветривания</i> .....	116
<i>Россыпной тип оруденения</i> .....	117
<i>Редкоземельно-фосфатная минерализация</i> .....	118
<i>Метаморфогенная алмазоносность высокобарических     метаморфических комплексов</i> .....	128
<b>Глава 7.</b> Природа и геодинамические условия проявления высокобарического регионального метаморфизма .....	132
<b>Заключение</b> .....	139
<b>Литература</b> .....	142
<b>Приложения</b> .....	156

## ВВЕДЕНИЕ

На Южном Урале известны три эклогитсодержащих высокобарических метаморфических комплексов – уникальный максютовский эклогит-глаукофансланцевый и менее изученные куртинский и белорецкий эклогит-сланцевые. Белорецкий метаморфический комплекс (БМК) относится к редкой группе эклогитовых комплексов без глаукофана и его принадлежность к производным высокобарического метаморфизма была обоснована относительно недавно. По сравнению с другими аналогичными комплексами Урала для белорецкого метаморфического комплекса достаточно надежно установлен рифейский возраст субстрата, поздневендское время формирования и зональный характер высокобарического регионального метаморфизма. С учетом этих особенностей БМК является одним из ключевых геологических объектов как для изучения историко-геологического развития Урала в позднем докембрии, так и для решения вопросов выделения и геодинамических реконструкций рифеид в составе доуралид Урала и происхождения эклогитсодержащих комплексов с высоким содержанием в составе субстрата осадочного силикатного материала.

Несмотря на присутствие в БМК эклогитов и кристаллических сланцев с высокобарными минеральными ассоциациями, формирование его в высокобарических условиях признается не всеми; рядом исследователей он относится к низкобарической андалузит-силлиманитовой фациальной серии (З.М.Ротару), или его формирование объясняется не соскладчатым или коллизионным метаморфизмом, а рифтогенным метаморфизмом, проявившимся в континентальных условиях при растяжении земной коры (С.Н.Иванов, А.И.Русин).

В зарубежных и отечественных схемах типизации метаморфических пород высокого давления эклогитсодержащие метаморфические комплексы относятся к жадеит-глаукофансланцевой фациальной серии или к фации кианитовых сланцев и гнейсов. В данной работе на примере БМК предлагается выделение самостоятельной среднеградиентной цоизит-омфацитовой фациальной серии высокого давления, промежуточной по РТ-условиям формирования между умеренно-градиентной кианит-силлиманитовой (умеренного давления) и низкоградиентной жадеит-глаукофановой (высокого давления) фациальными сериями метаморфизма А. Миясиро.

В связи с типично выраженным зональным характером регионального метаморфизма, достаточной определенностью времени формирования субстрата и проявления высокобарического метаморфизма, БМК может претендовать на роль генотипа эклогит-сланцевых комплексов. Приведенные в монографии результаты исследований могут послужить основой для выделения самостоятельной цоизитом-фациальной серии метаморфизма, формирующейся в складчатых поясах разного возраста и отличающейся повышенной сиаличностью субстрата. Решение этих вопросов предполагает в первую очередь детальные геологические и минералого-петрографические исследования типовых минеральных ассоциаций, определение термобарических условий формирования основных типов горных пород и эволюции метаморфизма БМК.

Кроме чисто академического интереса, в пределах белорецкого метаморфического комплекса выявлены месторождения строительных камней (кварцитов, доломитовых и кальцитовых мраморов), магнетитов. Заслуживают пристального внимания перспективы комплекса на гранулированный кварц, а также ильменитовое, рутиловое и редкоземельное сырье в аллювиальных отложениях, формирующихся за счет размыва метаморфических пород. Метаморфогенная алмазонасность промышленного типа БМК нами серьезно не рассматривается, так как, на наш взгляд, представления о наличии здесь крупных тел алмазонасных лампроитов и их туфов с огромными предполагаемыми запасами алмазов недостаточно научно обоснованы.

Первоначальный текст отчета по научно-исследовательской теме, на основании которого написана данная монография, составлен А.А.Алексеевым с участием Г.В.Алексеевой, Е.А.Тимофеевой, в дальнейшем был переработан и дополнен С.Г.Ковалевым.

Химические анализы пород выполнены в физико-химической лаборатории ИГ УНЦ РАН, аналитики С.А.Ягудина и Ф.Р.Зарипова, рентгеноспектральные микронзондовые анализы минералов – в Институте минералогии УрО РАН Е.И.Чуриным, В.А.Муфтаховым (г. Миасс, микроанализатор JEOL-733) и А.Р.Галлиевой в Геологическом институте RWTH (Рейнско-Вестфальской высшей технической школе), Аахен, Германия, на микроанализаторе JXA-8900 RWD), ICP-MS-анализы – в лаборатории физико-химических методов исследований Института геологии и геохимии УрО РАН на масс-спектрометре ELAN-9000, и в Activation Laboratories Ltd (Канада).

## Глава 1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ БЕЛОРЕЦКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Метаморфические породы в правобережье реки Белой отмечались исследователями еще в конце XIX – начале XX веков в работах Ф.Н.Чернышева, П.Ковалева и других. Так, еще П.Ковалев в 1902 году в основании нижнедевонских отложений этого района выделял группу метаморфических сланцев и кварцитов, а Н.Н.Дингельштедт и Р.Э.Квятковский в 1933 году – метаморфическую толщу, на которой с отчетливым перерывом и размывом залегают кварцевые песчаники с фауной нижнего силура (в современном понимании – ордовика).

Как белорецкий метаморфический комплекс рассматриваемые образования впервые были выделены Д.Г.Ожигановым в 1940 году, а его описание было опубликовано в 1964 году (Ожиганов, 1964). В стратиграфическом разрезе комплекса, отнесенного к среднему протерозою, снизу вверх выделялись мурунская и кирельская серии, расчлененные на ряд свит. В дальнейшем, представления о стратиграфическом расчленении и возрастной оценке пород комплекса существенно расходились. Утвержденная МСК схема стратиграфии комплекса принятая на III Уральском межведомственном стратиграфическом совещании (Унифицированные..., 1980) опиралась на материалы А.И.Иванова (1949), уточненные в ходе геологосъемочных работ масштаба 1:50000 П.Н.Швецовым и Н.Ф.Решетниковым (Швецов, 1980). Согласно этой схеме породы, слагающие белорецкий комплекс, являются метаморфизованными аналогами рифея более западных районов Башкирского мегантиклинория. В результате проведения геологического доизучения в 1978-84 годах З.М.Ротару с соавторами стратиграфические подразделения нижнего рифея Унифицированной схемы (1980) и стратиграфической схемы П.Н.Швецова были отнесены к среднерифейской машакской свите.

Первое упоминание об эклогитах в белорецком метаморфическом комплексе содержится в отчете Серменевской ГСП за 1962-1966 годы. Эклогиты были описаны в глыбовом элювии на левом склоне долины р. Буганак в 1,5 км к юго-востоку от устья руч. Кара-Елга (Черновка). При этом в петрографическом описании пироксен был определен как авгит. При просмотре шлифов Серменевской

ГСП в связи с составлением карты метаморфизма белорецкого комплекса эклогиты, ранее описанные как гранатовые амфиболиты, А.А.Алексеевым были выявлены еще на нескольких участках. Позднее, при проведении тематических работ, эклогиты были обнаружены и описаны на участке «Холодный Ключ» в 2.5 км на ЮЮВ от устья ручья Кара-Елга Ю.П.Краевым и Е.А.Шумихиным. Среди изученных эклогитов ими были выделены собственно эклогиты, амфиболовые и цоизитовые эклогиты. В 1973 году проявления эклогитов были установлены А.А.Алексеевым в районе высоты 607.6 м. В результате детального изучения эклогитов этого района и участка «Холодный Ключ» было установлено развитие по ним различных типов амфиболитов, начиная от симплектитовых гранатовых и кончая безгранатовыми разностями (Алексеев, Алексеева, 1979).

В шестидесятых годах XX века были получены первые возрастные датировки по минералам метаморфических пород (мусковит) белорецкого комплекса К-Аг методом, укладывающиеся в интервал 515-687 млн. лет, что коррелировалось с различными фазами байкальского метаморфизма (Ленных, 1966). Метаморфизм горных пород белорецкого комплекса В.И.Ленных связывал с невоскрытыми эрозией гранитами и отнес комплекс к центральной метаморфической зоне сиалического регионально-контактового метаморфизма. Н.Л.Добрецов с соавторами (1971), выделяя метаморфические зоны на Урале, включил белорецкий комплекс в восточную подзону Западно-Уральской зоны, имеющую в своем составе зональные гнейсово-мигматитовые комплексы кианит-силлиманитового типа. Ими же в этой зоне были выделены участки проявления метаморфизма андалузит-силлиманитового типа.

Метаморфизм пород северной части белорецкого комплекса (в пределах южной части листов N-40-69) изучался Г.И.Богатыревой и П.Н.Швецовым (1976), выделившими в метаморфической зональности комплекса следующие зоны: серицит-глинистых сланцев и микросланцев; филлитов и филлитизированных сланцев; кристаллических микросланцев; кристаллических двуслюдяных сланцев; гнейсовидных кристаллических сланцев. Степень изменения пород, по мнению авторов, соответствует зеленосланцевой фации. По результатам геологического доизучения Белорецкого района в масштабе 1:50000 в 1978-1984 годах З.М.Ротару составила карту метаморфизма южной части белорецкого метаморфического комплекса (в пре-

делах планшетов N-40-80 и N-40-81) с выделением зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации и в последней – андалузит-альмандиновой субфации. Выделение субфации базировалось на мнении о широком развитии в его составе кристаллических сланцев с андалузитом, а весь комплекс, по данным З.М.Ротару, относился к метаморфическим образованиям низкобарической андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Позднее, в методической монографии Г.А.Кейльмана и К.К.Золоева (1989), среди пород комплекса были выделены хлоритовая, биотитовая, гранатовая и андалузитовая зоны.

В последнее десятилетие вопросы геологии и метаморфизма горных пород белорецкого метаморфического комплекса неоднократно освещались в работах А.А.Алексеева, обосновывающего их принадлежность к высокобарической части кианит-силлиманитовой фациальной серии (Алексеев, 1990, 1994<sub>1,2</sub>, 1996, 1997; Алексеев, Алексеева, 1989, 1990, 1994, 1995, 1998, 1999). В 1997-1998 годах совместно с немецкими коллегами было проведено  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование минералов (мусковита) из метаморфических пород белорецкого комплекса (Glasmacher e.a., 1999), для которого были получены поздневендские-раннепалеозойские цифры, отражающие раннекембрийское время охлаждения субстрата и закрытия аргоновой системы. Эти данные подтверждают допалеозойское время регионального метаморфизма пород белорецкого комплекса и проявление интенсивного поздневендского регионального, в том числе и высокобарического, метаморфизма в геологической истории Урала.

В последние годы в результате картирования изоград индексирующих минералов в рамках выполнения научно-исследовательской работы по изучению высокобарического метаморфизма западного склона Урала был окончательно обоснован высокобарический характер регионального метаморфизма БМК с выделением его как генотипа новой – цоизит-омфациитовой фациальной серии (Алексеев, Алексеева, 1999; Алексеев, Галиева, 2000; Алексеев и др., 2001, 2002). А.Р.Галиевой (2001, 2004) была изучена зональность в гранатах эклогитов и установлен ее проградный характер.

В 2000-2004 годах в Институте геологии УНЦ РАН была выполнена научно-исследовательская работа по теме «Метаморфизм доуралид и уралид в геологической истории Урала (на примере Южного Урала)» с составлением новой карты регионального мета-

морфизма западного склона Южного Урала, материалы которого в полном объеме были опубликованы в 2006 году (Алексеев и др., 2006). Значительное внимание в работе было уделено исследованию порообразующих минералов в основных типах метаморфических пород белорецкого метаморфического комплекса с применением рентгеноспектрального микронзондового анализа.

При геолого-петрографическом изучении БМК в 1999 году были выявлены метаморфические парасланцы кианит-талкового состава, ранее неизвестные на территории Российской Федерации (Алексеев и др., 2006). Кроме того, в последние годы была установлена силловая форма залегания эклогитов в виде межпластовых тел небольшой мощности среди кристаллических парасланцев и мраморов. Только два этих факта по геологии белорецкого метаморфического комплекса, выявленные в последние годы, могут свидетельствовать о его относительно слабой геолого-петрологической изученности, связанной, на наш взгляд, с очень плохой обнаженностью пород.

### **Принятые сокращенные названия минералов:**

<i>gr</i>	– гранат	<i>chl</i>	– хлорит
<i>omf</i>	– омфацит	<i>chld</i>	– хлоритоид
<i>amf</i>	– амфибол	<i>tu</i>	– турмалин
<i>bi</i>	– биотит	<i>coz</i>	– цоизит
<i>pl</i>	– плагиоклаз	<i>kcoz</i>	– клиноцоизит
<i>msk</i>	– мусковит	<i>fsp</i>	– калиевый полевой шпат
<i>q</i>	– кварц	<i>mkr</i>	– микроклин
<i>ca</i>	– карбонат	<i>Alm</i>	– альмандин
<i>sf</i>	– сфен	<i>Pyr</i>	– пироп
<i>epd</i>	– эпидот	<i>Spes</i>	– спессартин
<i>hb</i>	– роговая обманка	<i>Andr</i>	– андрадит
<i>il</i>	– ильменит	<i>Grs</i>	– гроссуляр
<i>ky</i>	– кианит		

## **Глава 2. СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БЕЛОРЕЦКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА**

### **2.1. Структурно-вещественные комплексы Южного Урала**

Анализ геологического строения Южного Урала позволяет с большой долей уверенности выделять в его продолжительной истории позднерархейский, раннепротерозойский, рифейско-вендский (позднепротерозойский), палеозойский и мезозойско-кайнозойский мегациклы и соответствующие им структурно-вещественные комплексы и структурные этажи, резко или существенно различающиеся характером геологических формаций, структур, магматизма, метаморфизма и металлогении. Из них три первых доордовикских комплекса отвечают «доуралидам», а четвертый – «уралидам», выделенным Н.П.Херасковым (Херасков, 1948). Выделение в составе доуралид Н.П.Хераскова двух структурно-вещественных комплексов – дорифейд (салдинид) и рифейд было обосновано Ю.Р.Беккером (1976). В настоящее время доуралиды Н.П.Хераскова достаточно обоснованно расчленяются на три структурно-вещественных комплекса – верхнерархейский в составе тараташского метаморфического комплекса, нижнепротерозойский, включающий на Южном Урале александровский и уфалейский метаморфические комплексы, и рифейско-вендский (или верхнепротерозойский) в объеме верхнепротерозойских отложений Башкирского мегантиклинория, соответственно сопоставляемые с беломоридами, карелидами и рифеидами (Алексеев, 1994, 1997). Объединенные верхнерархейский и нижнепротерозойский структурно-вещественные комплексы Урала, вслед за Ю.Р.Беккером, целесообразно выделять как дорифейды.

К верхнерархейскому структурно-вещественному комплексу и структурному этажу на Урале в целом, и на западном склоне Южного Урала в частности, относится обнаженный на площади более 400 км<sup>2</sup> тараташский метаморфический комплекс, залегающий в основании стратиграфического разреза Башкирского мегантиклинория и всего уральского докембрия. Он близок по составу субстрата и метаморфизму пород к комплексам кристаллического основания Восточно-Европейской платформы. В унифицированных и корреляци-

онных схемах Урала (Унифицированные..., 1980; Стратиграфические..., 1993) к раннепротерозойскому структурно-вещественному комплексу и структурному этажу на Южном Урале относятся достаточно определенно александровский и в той или иной степени условно – уфалейский метаморфические комплексы. Основанием для их отнесения к дорифеидам служат, как отмечал Ю.Р.Беккер (1978), их стратиграфическое положение, куполовидный структурный план, региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации и изотопно-геохронологические данные. К этому комплексу признаков следует добавить однородный характер метаморфизма и северо-западную или субширотную ориентировку некоторых структурных элементов или их реликтов, выявленную в отдельных зонах этих комплексов.

В геологическом строении и металлогении западного склона Южного Урала (ЗСЮУ) исключительное значение имеет рифейско-вендский структурно-вещественный комплекс, верхнедокембрийские отложения которого в разрезе Башкирского мегантиклинория являются уральским стратотипом рифея. Южноуральский верхний докембрий может считаться генотипом соответствующих отложений и в отношении литологии, метаморфизма и металлогении. Рифейско-вендские отложения общей мощностью до 12 км залегают с глубоким размывом и крупным угловым несогласием на дорифейских метаморфических комплексах, слагая древнейший платформенный чехол Восточно-Европейской платформы и крупнейшую мегаструктуру Урала – Западно-Уральское поднятие в составе Башкирского мегантиклинория и зоны Уралтау (рис. 2.1). Структурно-вещественный комплекс, сформировавшийся в рифейско-вендский тектонический мегацикл развития Урала, в позднем венде в восточной зоне своего ареала распространения на Урале и в Тиманском кряже испытал соскладчатый метаморфизм с формированием рифеид, а по В.Н.Пучкову (2003) – складчатого пояса тиманид, протягивающихся с Южного Урала на Тиманский кряж и сопоставляемых с кадомидами Центральной и Западной Европы.

Схема стратиграфического расчленения верхнедокембрийских образований Башкирского мегантиклинория разработана довольно детально. В его разрезе выделяются нижний, средний, верхний рифей и венд и соответствующие им структурные ярусы и отложения бурзянской, юрматинской, каратауской и ашинской се-

рий (Унифицированные..., 1980; Стратиграфические..., 1993). Верхнедокембрийские серии Башкирского мегантиклинория, несмотря на разный уровень регионального метаморфизма в пределах всей мегаструктуры, обладают достаточно устойчиво выдержанными особенностями состава и строения. Все рифейские серии сложены мощными толщами терригенно-карбонатных пород, образующими закономерно построенные и неоднократно детально описанные крупные седиментационные циклы, начинающиеся грубообломочными и завершающиеся карбонатными осадками (рис. 2.2). Существенно или исключительно терригенный или вулканогенно-терригенный характер имеют отложения венда Башкирского мегантиклинория, а также рифейские (?) толщи зоны Уралтау.

В целом незначительна в составе рифейских стратифицированных толщ доля вулканитов, преимущественно в ассоциации с грубообломочными осадками в низах нижнего и среднего рифея. Серии позднего докембрия Южного Урала разделены, главным образом, стратиграфическими несогласиями, выраженными перерывами и размывами подстилающих отложений. По В.А.Романову (1973), угловое несогласие фиксируется между нижним и средним рифеем Башкирского мегантиклинория. В то же время, последние исследования (Ковалев, Высоцкий, 2008) показывают, что угловое несогласие между нижним и средним рифеем является тектоническим, а датировки магматических пород навышского ( $R_1$ ) и машакского ( $R_2$ ) комплексов претерпели существенные изменения (Пучков, 2008, Ронкин, 2008), что позволяет предполагать более сложную историю развития региона, чем считалось ранее.

Рифейско-вендский структурно-вещественный комплекс Южного Урала характеризуется развитием разновозрастных и разнообразных магматических пород платформенного типа, ведущими среди которых являются габбро-диабазовая и пикрит-диабазовая формации в рифее и вулканиты и интрузии основной магмы повышенной щелочности в венде (Алексеев, 1984, Ковалев, 1996, 2008).

Кембрийские фаунистически охарактеризованные отложения, без перерыва наращивающие разрез докембрия, на ЗСЮУ не установлены, в связи с чем позднедокембрийский структурно-вещественный комплекс, видимо, должен рассматриваться в объеме рифея и венда, а палеозойский как охватывающий временный отрезок от начала кембрийской эпохи до конца палеозоя.



Палеозойский структурно-вещественный комплекс Южного Урала представлен преимущественно осадочными отложениями на западном склоне и осадочно-вулканогенными на восточном склоне. На верхнедокембрийских толщах в восточной части ЗСЮУ с крупным перерывом и угловым несогласием залегают отложения среднего-верхнего ордовика с базальными грубообломочными толщами в основании, при этом уровень метаморфизма подстилающих рифейских и вендских отложений изменяется от позднего катагенеза до эклогитовой фации. На примере изучения соотношения метаморфизованных верхнедокембрийских толщ и неметаморфизованных палеозойских отложений ранее было обосновано проявление и региональное распространение на Урале предордовикского (поздневендского) метаморфического несогласия между рифейско-вендскими и палеозойскими толщами, надежно доказывающего проявление в истории геологического развития Урала поздневендского орогенеза и регионального (в том числе и высокобарического) метаморфизма в доуралаидах, (Алексеев, 1996, Пучков, 2000).

---

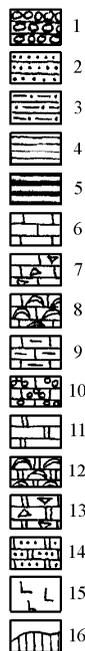
или среднерифейские отложения Уфалейского антиклинория; 7 – архей и нижний-средний протерозой (тараташский и александровский метаморфические комплексы).

*Магматические образования:* 8 – ультрамафиты среднепалеозойские; 9 – граниты среднепалеозойские; 10 – габброиды среднепалеозойские; 11 – граниты-рапакиви нижнерифейские.

*Геологические границы:* 12 – стратиграфические (в основном несогласные) между сериями верхнего протерозоя и интрузивные; 13 – тектонических структур первого порядка; 14 – разрывные нарушения.

*Структурные элементы:* 15 – основные структуры третьего (антиклинории) и четвертого (антиклинали – а, и синклинали – с.) порядка: 1 – Сулеймановская а.; 2 – Шуйдинская а.; 3 – Бакальская с.; 4 – Уванская а.; 5 – Авдырдакская а.; 6 – Юрюзанская с.; 7 – Тирлянская с.; 8 – Маярдакский антиклинорий; 9 – Урюкская а.; 10 – Бретьякская а.; 11 – Аскаровская а.; 12 – Кальत्याгская (Криволукская) с.; 13 – Кужинская а.; 14 – Кургасская а.; 16 – основные разрывные нарушения: 1 – Каратауский надвиг; 2 – Ашинский сбросо-сдвиг; 3 – Сулеймановский надвиг; 4 – Бакало-Саткинский надвиг; 5 – Зильмердакский надвиг; 6 – Зигальгинский надвиг; 7 – Зюраткульский (Юрюзано-Зюраткульский) надвиг (разлом); 8 – Западноуралтауский разлом (надвиг); 9 – Туканский разлом; 10 – Каратауский разлом; 11 – Алатауский надвиг; 12 – Авдырдак-Алатауский разлом; 13 – Алакуянский разлом; 14 – Юрматауский надвиг; 15 – Тергинский разлом; 16 – Нугушский надвиг; 17 – Кужинский сбросо-сдвиг; 18 – Мурадымовский разлом; 19 – Главный Уральский разлом.

		Серия	С в и т а		Литология	Мощность, м		
				Индекс				
Р И Ф Е Й	В Е Р Х Н И Й	Нижний Аштинская	Зиганская	zn		до 500		
			Кук-караукская	kk		250-300		
			Басинская	bs		до 1000		
			Урюкская	ur		200-250		
			Бакеевская	bak		до 160		
			Суировская	suir		до 350		
			Толпаровская	tol		400-600		
	ВЕРХНИЙ	Каратауская	Укская	uk		до 400		
			Миньярская	mn		до 900		
			Инзерская	in		до 1100		
			Катавская	kt		200-300		
			Зильмердакская	zl		до 3300(?)		
			СРЕДНИЙ	Юрматинская	Авзянская	av		до 2300
					Зигазинокомаровская	zk		до 1500
Зигальгинская	zg				до 600			
Машакская	ms				до 3000			
НИЖНИЙ	Бурзянская	Бакальская (юшинская)	bk		до 1650			
		Саткинская (суранская)	st		до 3300			
		Айская (большенизерская)	ai		до 2500			



**Рис. 2.2. Сводный стратиграфический разрез отложений рифея и венда западного крыла Башкирского мегантиклинория (по А.В. Маслову и др., 1999)**

1 – конгломераты и гравелиты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – глинистые сланцы и аргиллиты; 5 – низкоуглеродистые глинистые сланцы; 6 – известняки; 7 – плоскообломочные синседиментационные брекчии известняков; 8 – строматолитовые известняки; 9 – глинистые известняки; 10 – микрофитолитовые известняки; 11 – доломиты; 12 – строматолитовые доломиты; 13 – плоскообломочные синседиментационные брекчии доломитов; 14 – доломиты с терригенной примесью; 15 – метабазиты и метариолиты; 16 – несогласия и размывы.

Палеозойский структурно-вещественный комплекс на западном склоне Южного Урала включает платформенные шельфовые девонско-каменноугольные и молассовые пермские отложения, распространённые в Предуральском краевом прогибе, шельфовые и отчасти батинальные и островодужные образования ордовика – девона в Зилаирском мегасинклиории, с участием офиолитовых комплексов спорного структурного положения и грауваккового флиша позднедевонского возраста.

Палеозойский структурно-вещественный комплекс восточного склона Южного Урала в пределах Магнитогорского мегасинклинория включает ордовикско-каменноугольные осадочно-вулканогенные и ордовикско-пермские интрузивные образования, формирующиеся в палеокеанических, островодужных и коллизионных обстановках.

Палеотектонические режимы формирования структурно-вещественных комплексов в геологической истории Южного Урала (и Урала в целом) можно определить как протогеосинклинальные (архей), протоплатформенные (ранний протерозой), кратонно-рифтогенные (рифей) и орогенные плитнотектонического типа (венд), плитнотектонические (палеозой) и платформенные (мезозой-кайнозой).

## **2.2. Общая характеристика метаморфизма рифейско-вендского структурно-вещественного комплекса региона**

В горных породах западного склона Южного Урала в той или иной степени проявлены все известные генетические типы метаморфических изменений – регионального динамотермального и контактового метаморфизма, гидротермального метасоматоза, аутометаморфизма и динамического метаморфизма. Но из всех указанных типов наибольшее развитие и решающее значение в метаморфических преобразованиях горных пород региона, несомненно, имеет региональный метаморфизм.

Общая картина пространственного размещения регионально проявленных метаморфических преобразований пород в пределах западного склона Южного Урала довольно сложна, что определяется широким возрастным диапазоном стратифицированных толщ, под-

верженных разновозрастным и разнотипным процессам прогрессивного и регрессивного метаморфизма и характером проявления налоговой тектоно-магмато-метаморфической активизации.

По петрологическим особенностям в доуралидах Южного Урала с учетом имеющихся схем термобарической типизации (Глебовицкий, 1973; Миясиро, 1976; Добрецов и др., 1970) могут быть выделены следующие виды регионального метаморфизма: ареальный метаморфизм погружения («начальный» метаморфизм), ареальный метаморфизм в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, зональный метаморфизм от умеренных до высоких давлений (кианит-силлиманитовая и цоизит-омфацитовая фашиальные серии) и зонально-поясовый метаморфизм высоких давлений (жадеит-глаукофановая фашиальная серия) (Алексеев, 1994; Алексеев и др., 2006).

Постдиагенетические изменения ареального типа, соответствующие метаморфизму погружения («начальному» метаморфизму), очень широко распространены на ЗСЮУ. Они наиболее характерны для рифейско-вендских отложений западной части Башкирского мегантиклинория и для палеозойских образований (рис. 2.3). В соответствии с представлениями Н.В.Логвиненко (1968), А.Г.Коссовской и В.Д.Шутова (1963, 1971) и других, установивших региональную зональность направленного преобразования осадочных пород в мощных терригенных разрезах и выделивших по степени преобразования осадочных пород зоны (стадии или фации) постседиментационных изменений, в породах ЗСЮУ, подвергшихся этому типу метаморфизма, выделяются зоны раннего и позднего катагенеза (или соответственно начального и глубинного эпигенеза). Считая, что метагенез по структурно-минералогическим преобразованиям пород отвечает уже низкотемпературному метаморфизму, мы на основе материалов по Южному Уралу, выделяем зону филлитизированных глинистых сланцев в начальном типе метаморфизма и филлитовую фацию в кианит-силлиманитовой фашиальной серии, соответствующих раннему метагенезу Н.Л.Логвиненко, А.Г.Коссовской и В.Д.Шутова. Интрузивные и вулканические породы в зоне позднего катагенеза преобразованы в условиях пренит-пумпелиитовой и хлорит-эпидотовой, а в зоне филлитизированных глинистых сланцев – в условиях эпидот-актинолитовой субфации зеленокаменной фации с сохранением структурно-текстурных особенностей исходных пород и полным или частичным замещением первичных минералов.

Ареальный (однородный) региональный метаморфизм в условиях гранулитовой фации проявлен в тараташском метаморфическом комплексе с позднеархейским возрастом субстрата и времени прогрессивного метаморфизма, испытавшем позднее в раннем протерозое высокотемпературный диафорез и гранитизацию в условиях амфиболитовой фации. Ареальный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации испытал и нижнепротерозойский субстрат александровского и, предположительно, уфалейского метаморфического комплексов. Минеральные ассоциации эпидот-амфиболитовой фации, наблюдающиеся в породах этих комплексов, обязаны более поздним метаморфическим процессам, имеющим наложенный характер.

Зональный региональный метаморфизм в условиях от умеренных до высоких давлений широко проявлен в восточной части Башкирского мегантиклинория и большей части зоны хребта Уралтау, то есть в области региона, расположенной между Юрюзано-Зюраткульским и Главным Уральским разломами (исключая площадь развития максютовского метаморфического комплекса и палеозойские породы Зилаирского синклинория). Метаморфические изменения этого типа выражены в параллельно развивающихся процессах глубокого преобразования минерального состава субстрата с полной заменой первичных минералов осадочных и магматических пород ассоциацией метаморфических минералов почти без сохранения реликтов, и интенсивной деформации, полностью видоизменяющей структурно-текстурные характеристики исходных пород. Петрографическое содержание их весьма разнообразно: филлиты, порфириоиды и порфиритоиды, различные зеленые, слюдястые и кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты, кварциты, мрамора, а также эклогиты и вмещающие их высокобарические кристаллические сланцы, не ассоциирующиеся с глаукофановыми сланцами. Для этого генетического типа регионального метаморфизма характерно ясно проявленное зональное размещение метаморфических фаций с ядром в виде дорифейских комплексов или реже нижнерифейских образований, играющих роль термальных куполов.

В наиболее полно проявленных рядах метаморфической зональности обычно выделяются следующие фации: филлитовая, зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая в кианит-силлиманитовой фациальной серии и филлитовая, зеленосланцевая, цоизит-амфиболитовая и эклогитовая в выделяемой новой цоизит-омфацитовой фациальной серии.

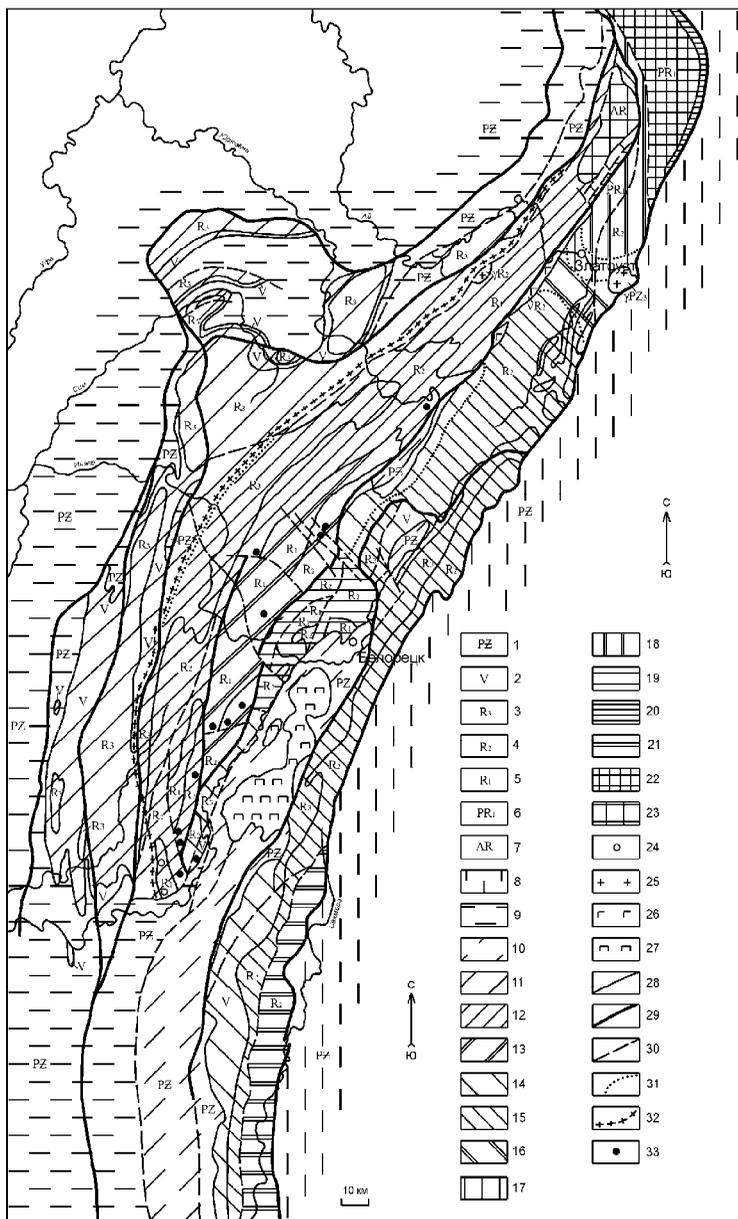


Рис. 2.3. Карта метаморфизма западного склона Южного Урала (Алексеев и др., 2006). Геологическая основа (по «Геологическая карта...», 2002)

При этом давление могло достигать значений, достаточных для образования эклогитов (белорецкий метаморфический комплекс). В ареале развития метаморфических пород этого генетического типа на западном склоне Южного Урала известны златоустовский (кувашко-златоустовский), белорецкий, суваянский и идельбаевский (медногорский) метаморфические комплексы, пока изученные неравномерно и явно недостаточно.

Зонально-поясовый и поясовый метаморфизм высоких давлений (жадеит-глаукофановая фаціальная серия) пространственно и, вероятно всего, генетически связан с зоной Главного Уральского разлома, разделяющего геологические комплексы западного и восточного склонов Урала. Вдоль этой зоны и западнее трассирующих ее крупных базит-ультрабазитовых интрузий через весь Урал протягивается прерывистый пояс пород, сформировавшихся в условиях специфического эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма (Добрецов и др., 1971).

---

*Стратиграфические подразделения:* 1 – палеозой; 2 – венд; 3 – верхний рифей; 4 – средний рифей; 5 – нижний рифей; 6 – нижний протерозой; 7 – архей. *Метаморфизм погружения (начальный метаморфизм):* 8 – зеленокаменный метаморфизм нерасчлененный; 9 – катагенез ранний; 10-13 – катагенез поздний (10 – нерасчлененный; 11 – зона глинистых сланцев; 12 – зона глинистых микросланцев; 13 – зона филлитизированных глинистых сланцев). *Зональный метаморфизм умеренных-высоких давлений:* 14 – филлитовая фация; 15-16 – зеленосланцевая фация (15 – мусковит-хлоритовая субфация, 16 – биотит-мусковитовая субфация); 17 – эпидот-амфиболитовая фация; 18 – амфиболитовая фация; 19 – метаморфизм цоизит-омфацитовой фаціальной серии высокого давления нерасчлененный (белорецкий метаморфический комплекс). *Зонально-поясовый метаморфизм высокого давления:* 20 – эклогитовая фация нерасчлененная (куртинский метаморфический комплекс); 21 – нерасчлененные зеленосланцевая, лавсонит-альбитовая, глаукофановая и эклогитовая фации (максютовский метаморфический комплекс). *Ареальный метаморфизм дорифейских комплексов:* 22 – амфиболитовая фация (уфалейский и александровский метаморфические комплексы); 23 – гранулитовая фация с наложенной амфиболитовой (тараташский метаморфический комплекс). *Контактный метаморфизм:* 24 – проявления контактового метаморфизма спуррит-мервинитовой фации. *Интрузивные породы:* 25 – граниты; 26 – габброиды; 27 – ультрабазиты. *Геологические границы:* 28 – стратиграфические контакты; 29 – региональные тектонические контакты; 30 – прочие тектонические нарушения; 31 – границы метаморфических зон и фаций; 32 – примерная изограда полного замещения глауконита бесцветной гидрослюдой. *Другие обозначения:* 33 – развитие хлоритоида в зоне катагенеза.

Наиболее характерным представителем этого типа метаморфизма является максютовский метаморфический комплекс Южного Урала со спорным (докембрийско-палеозойским?) возрастом субстрата и, вероятнее всего, среднепалеозойским временем высокобарического метаморфизма. Севернее, после значительного перерыва, пояс представлен эклогитами и апоэклогитовыми амфиболитами, залегающими в слюдяных сланцах куртинской свиты (ордовик, рифей?) в восточном и юго-восточном обрамлении уфалейского мигматитового комплекса (Кейльман, 1974; Добрецов и др., 1974). По геолого-формационной принадлежности и, видимо, времени и условиям формирования, куртинский высокобарический комплекс близок к белорецкому, а не к максютовскому комплексу.

К числу общих особенностей проявления метаморфизма в горных породах западного склона Южного Урала следует отнести латеральную и вертикальную зональности, отчетливо выраженные во всех зонах и термобарических типах регионального метаморфизма.

Вертикальная метаморфическая зональность заключается в усилении степени метаморфических преобразований пород вниз по стратиграфическому разрезу и несмотря на отсутствие строго выдержанной прямой зависимости степени метаморфизма от возраста пород, общая закономерность увеличения преобразований вниз по разрезу все же проявлена достаточно четко и повсеместно. Причем наиболее отчетливо она выражена при зональном региональном метаморфизме умеренных-высоких давлений в области западного склона Южного Урала, расположенной восточнее Юрюзано-Зюраткульского разлома. Действительно, только толщи позднеархейского возраста преобразованы в условиях гранулитовой фации, протерозойские отложения метаморфизованы в условиях от филлитовой (или зоны филлитизированных глинистых сланцев позднего катагенеза) до амфиболитовой фации, а палеозойские отложения – преимущественно в условиях «начального» и зеленокаменного метаморфизма.

Так же отчетливо и повсеместно выражена латеральная неоднородность метаморфизма крупного плана в пределах всего западного склона Южного Урала и метаморфическая зональность в отдельных комплексах и структурах.

Латеральная неоднородность (региональная, субмеридиональная зональность), заключающаяся в слабо проявленном метаморфизме ри-

фейско-вендских толщ западной части Башкирского мегантиклинория и повышении интенсивности метаморфических преобразований в его восточной части, для Башкирского Урала была установлена давно и с геотектонических позиций объяснена еще Д.Г.Ожигановым (1951, 1961) полуплатформенными условиями образования древних толщ и усилением геосинклинальных черт развития западного склона в восточном направлении, иначе говоря, возрастанием степени переработки фундамента в этом направлении. Выделенные Д.Г.Ожигановым по степени метаморфизма три тектонические области (полуплатформенная, приуралтауская и уралтауская) позднее В.И.Ленных (1968) были названы зонами.

Представления Д.Г.Ожиганова и В.И.Ленных о метаморфической зональности подтверждаются нашими материалами по составлению карты метаморфизма западного склона Южного Урала в масштабе 1:500000 в 1981 году и дополненного ее варианта в 2000-2004 годах (Алексеев и др., 2006) с выделением трех основных барических типов регионального метаморфизма. Соответственно областям проявления метаморфизма погружения, зонального метаморфизма умеренных-высоких давлений и зонально-поясового метаморфизма высоких давлений на ЗСЮУ нами также выделяются три зоны, определяющие региональную метаморфическую зональность и существенно различающиеся особенностями и условиями проявления метаморфизма: 1) западная зона ареального начального метаморфизма с восточной границей по Юрюзано-Зюраткульскому разлому; 2) центральная (по терминологии Д.Г.Ожиганова приуралтауская) зонального регионального метаморфизма умеренно-повышенного давления кианит-силлиманитовой фациальной серии, с участками высокобарической цоизитомфацитовой фациальной серии, с восточной границей по Главному Уральскому разлому (ГУР) в северной части и Янтышевско-Юлукскому разлому – в южной (т.е. включая суванякский метаморфический комплекс зоны хр. Уралтау); 3) восточная (или максютовская) зонально-поясового метаморфизма высокого давления.

В пределах западной зоны «начальный» метаморфизм рифейско-вендских толщ слабо выражен и почти однороден на больших площадях. Здесь он соответствует катагенезу и в самой восточной части – зоне филлитизированных глинистых сланцев позднего катагенеза. В этой же зоне располагается тараташский метаморфический комплекс с ареальным гранулитовым метаморфизмом, представляю-

щий выступ или блок фундамента западного склона Южного Урала. Слабый метаморфизм в этой зоне, вероятнее всего, обусловлен наличием мощного и переработанного дорифейского фундамента, единого с фундаментом Восточно-Европейской платформы.

В зоне Юрюзано-Зюраткульского глубинного разлома в допалеозойских (верхнедокембрийских) отложениях интенсивность регионального метаморфизма резко и скачкообразно усиливается с изменением его характера от ареального к зональному. Интенсивность преобразований и различия в степени метаморфизма контактирующих по этому разлому разновозрастных толщ значительно усиливаются при движении на север от позднего катагенеза западнее разлома и филлитовой фации (восточнее разлома) в южной части Башкирского мегантиклинория до филлитизированных сланцев (западнее) и амфиболитовой фации (восточнее разлома) на широте тараташского и уфалейского метаморфического комплексов. При этом наблюдающееся небольшое повышение степени преобразования пород в западной зоне несопоставимо с увеличением метаморфизма в разновозрастных или более молодых толщах рифея восточнее указанного глубинного разлома.

В восточной (максютовской) метаморфической зоне, по современным представлениям, на рифейско-палеозойском субстрате развита зонально-поясовая эклогит-глаукофансланцевая метаморфическая формация со среднепалеозойским возрастом высокобарического метаморфизма. Наличие куполовидных брахиформных структур, характерных для внутреннего строения этого комплекса позволяет предполагать присутствие реликтов жесткого, но переработанного фундамента.

В пределах центральной и восточной метаморфических зон по геофизическим данным дорифейский фундамент, распространенный под всем западным склоном Южного Урала вплоть до зоны ГУРа (Огаринов, Хатьянов, 1962), значительно переработан более поздними тектоно-магмато-метаморфическими процессами в позднем докембрии и отчасти в палеозое, что и обусловило соответственно более значительные масштабы и интенсивность метаморфических преобразований в этих зонах.

Обобщение имеющихся геологических и радиологических данных по метаморфизму Южного Урала, позволяет достаточно определенно выделять пять основных этапов регионального метаморфизма в истории развития этого региона (Алексеев и др., 2006):

1. Позднеархейский (2,7-2,6 млрд. лет) гранулитовый ареальный метаморфизм, проявившийся в породах тараташского комплекса;

2. Раннепротерозойский (карельский, предрифейский) ареальный метаморфизм и гранитизация в условиях амфиболитовой фации (2,1-1,7 млрд. лет) в дорифейских породах тараташского, александровского и уфалейского (?) метаморфических комплексов;

3. Вендский (позднвендский, кадомский, 650-530 млн. лет) зональный метаморфизм умеренных-высоких давлений в условиях от филлитовой до амфиболитовой, участками эклогитовой фации в рифейско-вендских отложениях Южного Урала;

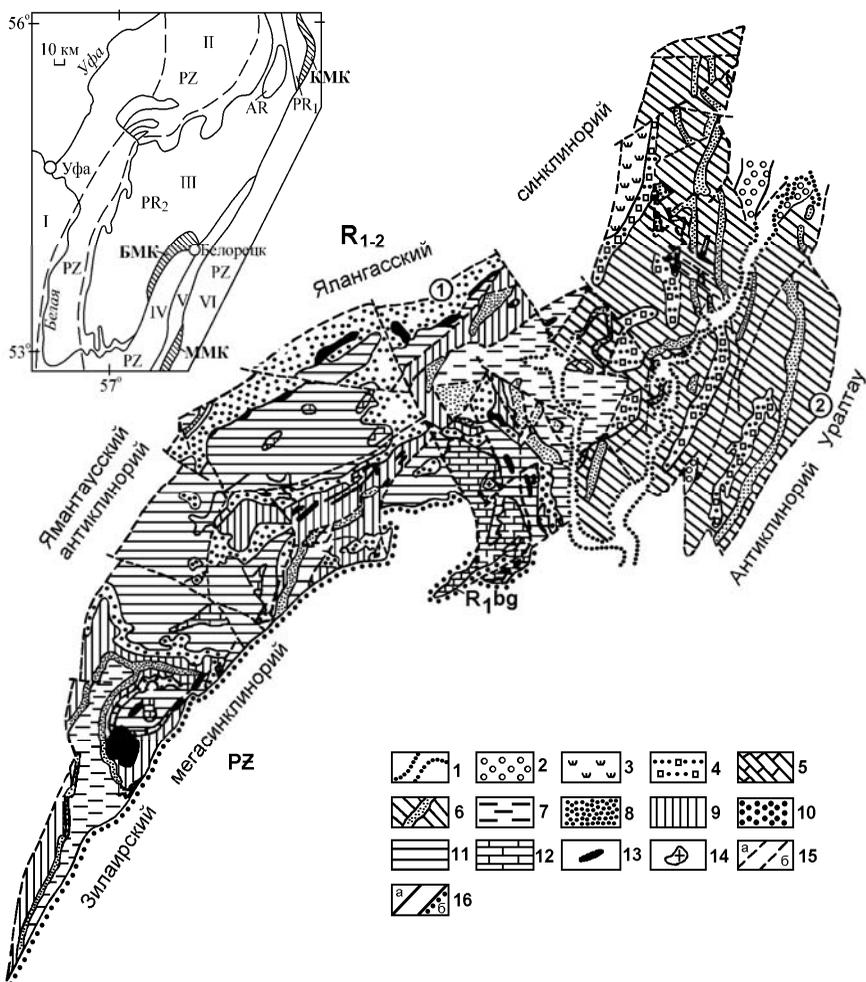
4. Каледонский (420-370 млн. лет) ареальный начальный метаморфизм палеозойских отложений и зонально-поясовый высокобарический метаморфизм жадеит-глаукофановой фациальной серии зон субдукции;

5. Позднепалеозойский (герцинский, около 270-320 млн. лет) поясовый высокобарический, наложенный регрессивный метаморфизм зеленосланцевой фации на западном склоне Южного Урала и синколлизийный зональный метаморфизм в антиклинорных структурах восточного склона Урала.

### **2.3. Геологическое строение белорецкого метаморфического комплекса**

Белорецкий метаморфический комплекс (БМК) как стратиграфическое подразделение объединяет метаморфические породы, слагающие Маярдакский антиклинорий, расположенный в восточной части Башкирского мегантиклинория. Его протяженность составляет около 120 км при наибольшей ширине до 40 км. В настоящее время БМК в унифицированных стратиграфических схемах достаточно надежно сопоставляется с рифейскими отложениями западного склона Южного Урала (Унифицированные..., 1980; Стратиграфические..., 1993).

В тектоническом отношении метаморфические породы белорецкого комплекса слагают крупный Маярдакский антиклинорий, вытянутый в северо-восточном направлении, юго-восточное крыло которого с крупным разрывом, перерывом и угловым несогласием перекрыто палеозойскими толщами Зилаирского мегасинклинория.



**Рис. 2.4. Геологическая карта белорецкого метаморфического комплекса (по П.Н.Швецову, 1980)**

1 – четвертичные отложения (аллювий); 2 – вендские отложения; 3–4 – зильмердакская свита, подсвиты: 3 – лемезинская и нугушская, 4 – бирьянская; 5–6 – авзянская свита, подсвиты: 5 – катаскинская, 6 – нерасчлененные малоинзерская, ушаковская, куткурская и реветская (в контуре – маркирующий горизонт кварцитов); 7 – зигазино-комаровская свита; 8 – зигальгинская свита; 9 – белетарская свита; 10 – аюсапканская свита; 11–12 – кызылташская свита, подсвиты: 11 – маярдакская, камерташская и басканская, 12 – сюрюнзяк-ахмеровская; 13 – амфиболиты; 14 – граниты Ахмеровского массива; 15 –

На северо-западе белорецкий метаморфический комплекс по региональному Маярдакскому разлому граничит со среднерифейскими слабометаморфизованными толщами, на востоке – по Западно-Уралтаускому надвигу(?) – с метаморфическими толщами Уралтауского антиклинория (рис. 2.4).

Внутренняя структура Маярдакского антиклинория достаточно сложна и представлена сложными, близкими к брахиформным, поднятиями, выделяющимися как Буганакская, Сюрюнзякская, Сатринская и Азнагуловская антиклинали, в ядрах которых выходят породы буганакской или кызылташской свит нижнего рифея. Синклинальные структуры представлены Белятурской, с ядром из осадочных пород и вулканитов белетарской свиты, и Ялангаской синклиналими, продолжающими Белятурскую структуру по простиранию в северо-восточном направлении.

Северо-восточная часть белорецкого комплекса, представляющая продолжение Буганакской брахиантиклинали, сложена отложениями авзянской свиты ( $R_2$ ), где в ядрах синклинальных структур сохранились породы зильмердакской свиты верхнего рифея. Кроме того, весь комплекс разбит на ряд тектонических блоков разновозрастными и разноориентированными разрывными нарушениями.

В разрезе белорецкого метаморфического комплекса по утвержденным стратиграфическим схемам (Унифицированные..., 1980; Швецов, 1980; Стратиграфические..., 1993) выделяются (снизу вверх): нижнерифейские (буганакская и кызылташская свиты), среднерифейские (аюсапканская, белетарская, зигальгинская, зигазино-комаровская и авзянская свиты) и верхнерифейские (зильмердакская свита) отложения, общая мощность которых составляет около 4-5 км (рис. 2.5).

---

разрывные нарушения: а – региональные (1 – Маярдакский, 2 – Западно-Уралтауский надвиги), б – местного значения; 16 – геологические границы согласные (а) и несогласные (б);  $R_1bg$  – выходы пород буганакской свиты.

На врезке: I – Восточно-Европейская платформа; II – Предуральский прогиб; III – Башкирский мегантиклинорий; IV – Зилаирский синклинорий; V – Уралтауский антиклинорий; VI – Магнитогорский мегасинклинорий; КМК – куртинский эклогит-сланцевый комплекс; БМК – белорецкий эклогит-сланцевый комплекс; ММК – максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс. PZ – палеозойские,  $PR_2$  – верхнепротерозойские,  $PR_1$  – нижнепротерозойские, AR – архейские отложения.

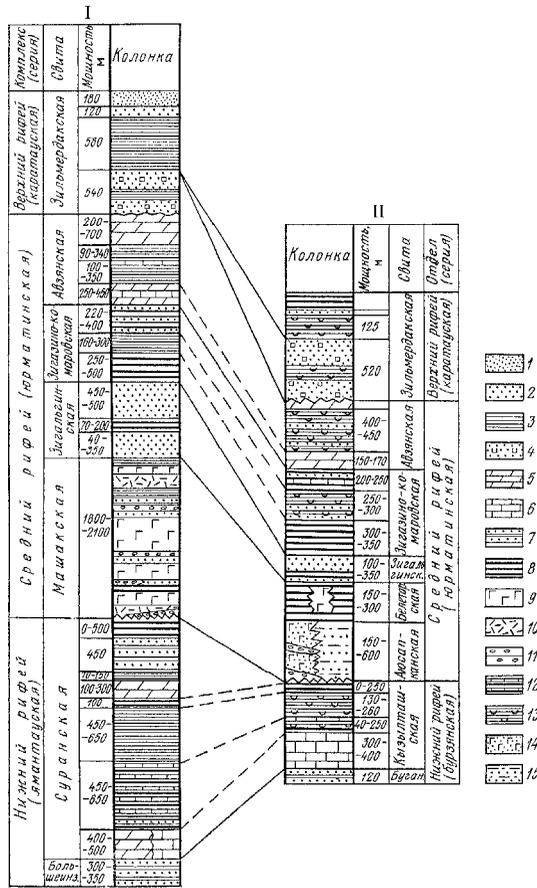


Рис. 2.5. Стратиграфический разрез белорецкого метаморфического комплекса и его корреляция со стратотипом рифея на западном склоне Южного Урала (по П.Н.Швецову, 1980)

1 – глинисто-алевролитовые отложения; 2 – мономиктовые кварцевые песчаники и кварциты; 3 – глинистые сланцы; 4 – аркозовые и полевошпато-кварцевые песчаники, кварцито-песчаники; 5 – доломиты; 6 – известняки; 7 – толщи ритмического чередования песчаников (кварцитов) и алевролитов с глинистыми (кристаллическими) сланцами или карбонатными породами; 8 – углисто-глинистые и графитистые сланцы; 9 – эффузивы основного состава; 10 – эффузивы кислого состава; 11 – конгломераты; 12 – толщи ритмического чередования углисто-глинистых сланцев, алевролитов и известняков; 13 – кристаллические сланцы; 14 – филлитовидные сланцы по туфо-осадочным породам; 15 – мусковит-кварцевые и мусковит-хлорито-кварцевые сланцы, кварциты.

*Буганакская свита* выделенная П.Н.Швецовым (1980) обнажена в ядре одноименной структуры и вскрыта двумя выемками по железной дороге Белорецк-Карламан на правом берегу р. Буганак. Сложена она близким к ритмичному переслаиванием кварцитов, двуслюдяно-кварцевых и карбонатно-кварцевых сланцев и мраморов. По нашим данным, в составе свиты присутствуют маломощные (до 2 м) пластовые тела эклогитов.

*Кызылташская свита* выделенная А.И.Ивановым (1949) подразделяется на четыре подсвиты (снизу вверх): сюрюнзяк-ахмеровскую (мрамора доломитовые и кальцитовые), басканскую (переслаивание кристаллических сланцев с переменным содержанием биотита, мусковита, карбоната, плагиоклаза и кварца с темноокрашенными кристаллическими известняками), камерташскую (преимущественно кристаллические сланцы с биотитом, мусковитом, плагиоклазом, кварцем, иногда с гранатом) и маярдакскую (углисто-кварцевые сланцы с редкими прослоями кварцитов и известняков).

*Аюсанканская свита* трансгрессивно и с размывом (по П.Н.Швецову – с угловым несогласием) залегает на отложениях кызылташской свиты и сложена мусковит-кварцевыми, мусковит-хлорит-кварцевыми сланцами и слюдистыми кварцитами. На отдельных участках в основании свиты, по данным П.Н.Швецова, присутствуют конгломераты мощностью до 5 м.

*Белетарская свита* сложена графитсодержащими мусковит-хлорит-кварцевыми сланцами и кварцитами, в которых присутствуют стратифицированные толщи мощностью до 300 м (г. Белятур, Корсарташ) и маломощные (менее 10 м) силлы аподиабазовых амфиболитов.

Вышезалегающие отложения белорецкого комплекса по составу и стратификации близки или аналогичны соответствующим стратиграфическим подразделениям среднего (от зигальгинской до авзянской свиты) и верхнего (зильмердакская свита) рифея и отличаются от них более высокой степенью регионального метаморфизма.

Интрузивные породы в составе белорецкого метаморфического комплекса представлены межпластовыми залежами эклогитов и амфиболитов по нижнерифейским и среднерифейским интрузиям габбродиабазов и диабазов, объединяемые нами в буганакский эклогит-амфиболитовый и яндыкский амфиболитовый комплексы (Алексеев, 1984). Кроме того, в пределах белорецкого комплекса известен

небольшой Ахмеровский массив биотитовых гнейсированных гранитов, прорывающий толщи кызылташской свиты нижнего рифея, возраст которого, согласно последним данным (Горожанин и др., 2007, Краснобаев и др., 2008), соответствует среднему рифею.

Допалеозойский, точнее доордовикский возраст субстрата метаморфических пород белорецкого комплекса однозначно устанавливается благодаря налеганию на них с размывом и крупным угловым несогласием неметаморфизованных средне- и верхнеордовикских отложений. По структурно-стратиграфическим, литологическим и формационным признакам стратиграфические подразделения комплекса достаточно надежно сопоставляются с соответствующими членами стратиграфического разреза рифея Башкирского мегантиклинория. Допалеозойский возраст субстрата и допалеозойский возраст регионального метаморфизма горных пород комплекса, на наш взгляд, убедительно обосновывается проявлением резко выраженного предордовикского метаморфического несогласия, имеющего всеуральский характер (Алексеев, 1994<sup>1,2</sup>, 1996).

## Глава 3. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГОРНЫХ ПОРОД

Петрографический состав метаморфических горных пород белорецкого комплекса отличается большим разнообразием, в связи с чем их классификация обычно проводится на основе реконструкции состава протолитов и степени их метаморфизма. Протолитами метаморфических пород рассматриваемого комплекса являлись преимущественно осадочные и в меньшей степени магматические породы, в соответствии с чем в составе комплекса могут быть выделены две основные группы – ортопороды и парапороды. Среди ортопород выделяются metabазиты, подразделяющиеся на эклогиты и амфиболиты, локально распространенные метаморфизованные породы среднего и кислого состава и субщелочно-основные разновидности. В группе парапород исходные осадочные образования представлены двумя типами – песчано-глинистыми (часто углистыми) и карбонатными, в связи с чем среди них выделяются две подгруппы: кристаллических парасланцев (кристаллических сланцев и кварцитов), и мраморов (кальцитовых и доломитовых).

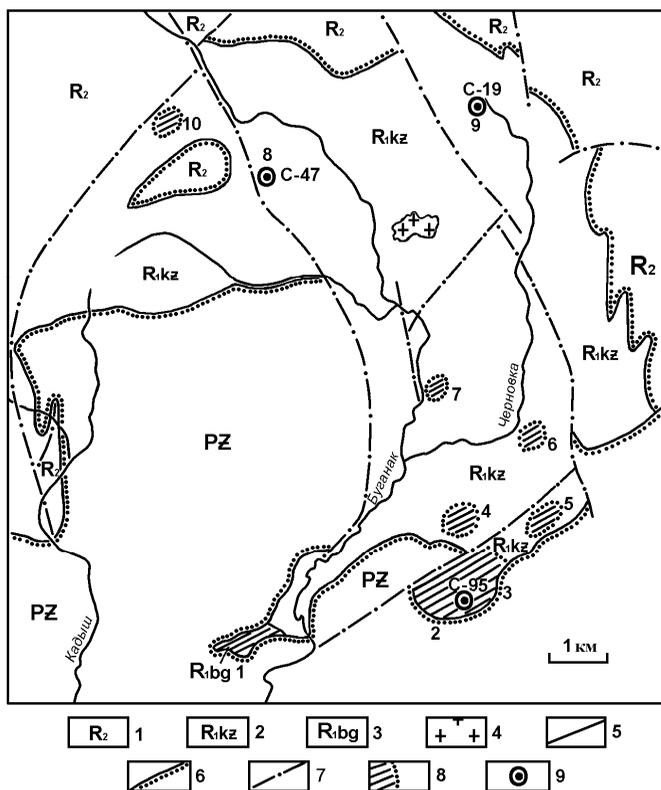
Доли этих групп – метаморфизованных магматических, осадочных песчано-глинистых и карбонатных пород – в сложении белорецкого метаморфического комплекса примерно соотносятся как 1:6:3. Более детальное подразделение пород внутри трех основных типов основывается на их минеральном составе.

### 3.1. Ортопороды

*Эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты.* Эклогиты в составе комплекса известны с 1966 года. С тех пор было установлено их широкое развитие, но только в составе нижнерифейского яруса, представленного буганакской и кзылташской свитами в ядре Буганакской брахиантиклинали. В настоящее время эклогиты или образовавшиеся по ним амфиболиты, имеющие ясные признаки апоэклогитовой природы, выявлены не менее чем на 10 участках (рис. 3.1):

1. В двух выемках по железной дороге Белорецк–Карламан на правом берегу реки Буганак, где эклогиты обнажены среди мраморов кзылташской свиты, в виде межпластовой залежи мощностью до 1.5

м. Иногда на контакте с вмещающими мраморами наблюдается биметасоматическая крупнокристаллическая роговообманковая порода, в виде прожилков проникающая как в эклогиты и их амфиболитизированные разновидности, так и в карбонатные породы. Здесь же присутствуют две межпластовые залежи эклогитов мощностью до 1.5-2 м среди слюдисто-кварцевых сланцев и кварцитов буганакской свиты.



**Рис. 3.1.** Схема распространения эклогитов в белорецком метаморфическом комплексе

1 – средний рифей; 2, 3 – нижний рифей (2 – кызылташская, 3 – буганакская свиты); 4 – граниты Ахмеровского массива; 5 – стратиграфические согласные и интрузивные контакты; 6 – стратиграфические несогласные контакты; 7 – разрывные нарушения; 8 – выявленные участки развития эклогитов и апоэклогитовых амфиболитов и их номера; 9 – скважины, вскрывшие эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты.

2. Наиболее представительными являются обнажения экологитов, расположенные на вершинах невысоких холмов на участке «Холодный Ключ», закартированном Ю.П.Краевым и Е.А.Шумихиным в 1972 году в 2 км на восток-юго-восток от д. Азикеево и в 500 м на ЮЗ от высоты 607.6 м. Здесь ими были описаны 2 тела в различной степени измененных экологитов (одно изометричной формы размером в поперечнике до 200 м и второе – удлиненное с размерами 100×40 м). Проведенное детальное картирование района высоты 607.6 м и ее западного склона позволило установить, что здесь экологиты представлены не крупными интрузиями, а межпластовыми телами небольшой мощности, образовавшимися по силлам диабазов (рис. 3.2).

3. В районе высоты 607.6 м (в 2.5 км западнее ст. Белорецк) – на западном склоне наблюдаются отдельные выступы экологитов, образующих маломощные (несколько метров) силлы, прослеживающиеся на десятки или первые сотни метров. В щебеночном карьере вскрыто 2-х метровое тело экологитов пластообразной формы согласно залегающее среди мраморов и слюдяно-кварцевых сланцев.

4. Район в 1.45 км от устья р. Черновка, где описаны развалы обломков экологитов, впервые выявленные при геологической съемке Серменевской ГСП.

5. В районе высоты 612.7 м (в 1.5 км на СВ от высоты 607.6 м) обнажены симплектитовые экологиты и гранатовые амфиболиты по экологитам с реликтами симплектитовой структуры.

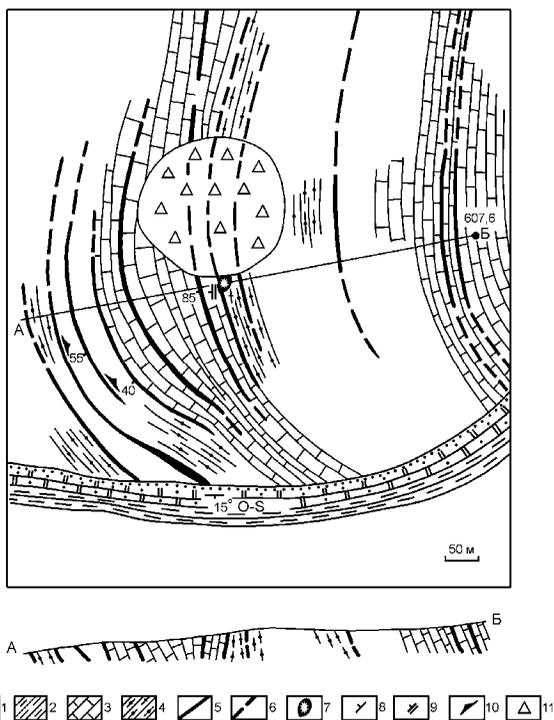
6. На левобережье р. Черновка (Кара-Елга) в 0.5 км южнее кордона среди мраморов обнажено пластовое тело амфиболизованных экологитов видимой мощностью до 2-3 м, простирающееся субмеридианально.

7. На левобережье р. Буганак, в 250 м от русла и в 1.2 км выше устья руч. Черновка залегают симплектитовые эпоэкологитовые амфиболиты.

8. В керне скв. 47 Серменевской ГСП, пробуренной в 1,5 км западнее д. Кузгун-Ахмерово, диагностирован гранатовый апоэкологитовый амфиболит с реликтами симплектитовой структуры.

9. Гранат-биотитовый амфиболит с реликтами симплектитовой структуры установлен в архивном шлифе Маярдакской ГСП из керна скв. 19, пробуренной в истоках руч. Черновка в 2 км южнее горы Малиновая.

10. На юго-восточном склоне хр. Маярдак в истоках ручья Яндык описан развал мелких обломков апоэклогитовых амфиболитов и эклогитов. Здесь же присутствуют мелкие обломки карбонат-микроклин-диопсидовых пород неясного генезиса. Обломки амфиболитов (по эклогитам) с реликтами диабластовой структуры наблюдаются в отвалах небольшого карьера по отбору крупнообъемных проб при поисковых работах на алмазы.



**Рис. 3.2.** Схема геологического строения и геологический разрез по линии А – Б поля развития эклогитов на западном склоне высоты 607.6 м 1, 2 – палеозойские отложения (1 – песчанистые доломиты и доломитистые песчаники среднего и верхнего ордовика, 2 – глинистые сланцы нижнего силура); 3, 4 – метаморфические породы кызылташской свиты нижнего рифея (3 – мрамора, 4 – слюдисто-кварцевые сланцы); 5, 6 – эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты (5 – прослеженные, 6 – предполагаемые); 7 – щебеночный карьер; 8-10 – элементы залегания (8 – слоистости, 9 – контактов, 10 – сланцеватости); 11 – свалка.

В связи с очень слабой обнаженностью нижнерифейских толщ белорецкого метаморфического комплекса, реальные условия залегания эклогитов и их геологические соотношения с вмещающими породами видны только в искусственных обнажениях.

Неизменные или слабо измененные эклогиты наблюдаются довольно редко (фото 1). Почти во всех случаях они в той или иной степени замещаются амфиболитами, что достоверно устанавливается при петрографическом изучении (Алексеев, Алексеева, 1979).

Неизменные эклогиты – массивные или грубосланцеватые розовато-зеленоватые породы с плотностью 3300-3420 кг/м<sup>3</sup>, сложенные омфацитом (60-70%), пироп-альмандиновым гранатом (30-35%) и рутилом (0.8-1.2%). Из второстепенных минералов присутствуют кварц, апатит, магнетит, пирротин. Эклогиты белорецкого комплекса в сравнении с эклогитами максютовского или куртинского комплексов более мелкозернистые, размеры кристаллов граната в них обычно не превышают 1 мм и редко достигают 1.5 мм. Наиболее типичным процессом их изменения является амфиболитизация с полным превращением в амфиболиты. Процесс амфиболитизации начинается с замещения по краям зерен, а далее и полностью омфацита тонкозернистым симплектитовым агрегатом, представляющим собой взаимное прораствание буровато-зеленоватого амфибола с кислым плагиоклазом, что обуславливает характерную микродиабластовую структуру. При неполной амфиболитизации внутри симплектитовых агрегатов сохраняются реликтовые участки незамещенного омфацита. При дальнейшем развитии процесса амфиболитизации микродиабластовая структура становится более грубозернистой, зарождаются и растут порфиробласты роговой обманки. В последовательном ряду замещения эклогитов амфиболитами можно выделить гранатовый симплектитовый, гранатовый грубодиабластовый и плагиоклазовый порфиробластовый амфиболиты с гранатом или без него. Таким образом, при наличии небольших реликтовых диабластовых микроструктур внутри кристаллов роговой обманки даже в безгранатовых плагиоклазовых амфиболитах можно не сомневаться в их апоэклогитовой природе. Кроме того, в диафорированных эклогитах в значительных количествах могут появляться мусковит, цоизит, кварц, эпидот, кальцит, хлорит, сфен.

Для рутила обычно характерны агрегатные обособления субпараллельно ориентированных и взаимно пересекающихся цепочек

мелких зерен, соответствующих ильменитовым пластинкам в структурах распада первично-магматического титаномагнетита и однозначно свидетельствующих о метаморфогенном генезисе эклогитов и магматической природе их субстрата (Алексеев, 1983). Очень редко отмечается амфибол, близкий к кросситу, но глаукофан отсутствует. При амфиболитизации плотность эклогитов уменьшается в среднем до  $3150 \text{ кг/м}^3$  (симплектитовый амфиболит) и  $3000 \text{ кг/м}^3$  (плагноклазовый амфиболит).

Гранат составляет 30-35 объемных % эклогитов (см. фото 1), он представлен альмандином с подчиненным содержанием гроссулярового и пиропового миналов. Содержание альмандинового компонента в них составляет в среднем 48-52%, гроссулярового – 25-32 и пиропового – 12-25%. Количество спессартиновой составляющей редко превышает 1%. Как показали рентгеноспектральные исследования, гранаты эклогитов почти всегда зональны, в них от центра к краю порфиробластовых кристаллов наблюдается заметное увеличение содержания  $\text{MgO}$  и отчетливое уменьшение содержаний  $\text{FeO}$  и  $\text{CaO}$ . Максимальные изменения в содержаниях  $\text{MgO}$  в центре и на краю зерен граната могут достигать 5%. Направленные изменения в содержаниях  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$ , были выявлены при исследованиях кристаллов граната эклогита пробы 19155 из карьера на западном склоне высоты 607.6 м, (табл. 3.1). По нашему мнению, прогрессивная (прямая) зональность, сочетающаяся с обратной, может быть объяснена кристаллизацией граната в два этапа метаморфизма, что хорошо согласуется с микропетрографическим изучением эклогитов. В результате первого, прогрессивного этапа, образовались эклогиты и гранатовые амфиболиты, а на второй, регрессивной стадии, с понижением температуры и давления формировались апоэклогитовые симплектитовые эклогиты и амфиболиты, в которых фиксируются реликты диабластовой микроструктуры, свидетельствующие об их первичной эклогитовой природе. Нисходящей ветви единого цикла регионального метаморфизма соответствуют элементы регрессивной (обратной) зональности в узких краевых зонах граната (Алексеев и др., 2006).

Из пироксенов в метабазитах БМК присутствует клинопироксен, содержание которого может достигать 60-70 объемных %. Как реликтовый минерал он присутствует в симплектитовых апоэклогитовых амфиболитах. По составу он соответствует омфациту, содер-

жащиму от 25 до 40% жадеитового минала. Обычно он образует агрегаты короткопризматических, часто субпараллельно ориентированных длиннопризматических кристаллов размером до 0.5-1, реже 1.5 мм. Зональность в кристаллах омфациита слабо выражена и заключается в повышении к краям зерен содержаний  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$ , что также может свидетельствовать о кристаллизации омфациита в основной этап регионального метаморфизма с направленным прогрессирующим увеличением давления.

Таблица 3.1

Химический состав гранатов из эклогита, обр. 19155 (в мас. %)

Окислы	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма
Профиль 1							
1ц	38.48	21.25	25.18	0.20	3.46	11.38	99.95
2	39.39	21.46	23.76	0.40	4.42	10.84	100.27
3	38.87	21.53	24.02	0.31	4.38	10.61	99.72
4	38.66	21.47	23.32	0.46	6.56	8.58	99.05
5	39.61	21.56	23.47	0.39	7.09	7.51	99.63
6к	39.05	20.99	23.56	0.32	6.94	8.38	99.24
Профиль 2							
1ц	38.15	21.02	25.30	0.31	4.05	10.69	99.52
2	38.18	21.59	24.72	0.29	4.16	10.15	99.09
3	38.07	21.64	24.48	0.27	4.65	11.35	100.46
4	38.12	21.39	24.06	0.43	5.29	10.42	99.71
5к	39.16	20.68	24.52	0.42	4.61	10.69	100.08

*Примечание:* 1-6 и 1-5 анализы по профилю от центра (1ц) к краю (6к, 5к) кристаллов граната с интервалом между точками анализов – 0.1 мм. Анализы выполнены в Институте минералогии УрО РАН, аналитик Е.И. Чурин.

Для апоэклогитовых амфиболитов характерным минералом является буровато-зеленый амфибол, состав которого близок к эдениту, то есть к амфиболу с более высоким, чем у роговых обманок, содержанием щелочей (Алексеев и др., 2006). Эденитовый амфибол принимает участие в сложении диабластовых очень мелкозернистых амфибол-плагноклазовых агрегатов замещающих омфациит в сим-

плектитовых эклогитах, а также образует порфиробласты в амфиболитизированных эклогитах и составляет основную массу породы в апоэклогитовых амфиболитах. Размеры порфиробластов амфибола составляют 0.5-1 мм и могут достигать 2-3 мм.

Рудный минерал в количестве до 1-1.5% представлен желтовато-коричневым рутилом, который рассеян в пироксене либо присутствует во включениях в гранате. Кроме единичных выделений, рутил наблюдается в агрегатных скоплениях, псевдоморфно заместивших скелетные кристаллы титаномагнетита. Часто зерна рутила в подобных обособлениях располагаются закономерно в виде субпараллельно ориентированных и взаимно пересекающихся цепочек, представляющих реликты пластинок в структуре распада первично магматического титаномагнетита. Подобные четко выраженные реликты нетрансформированных структур распада титаномагнетита в эклогитах как белорецкого, так и других эклогитоносных комплексов, нами рассматриваются как надежные свидетельства метаморфогенного преобразования протолитов магматической природы (Алексеев, 1983). Присутствующая в некоторых эклогитах светлая слюда представлена фенгитовым мусковитом с повышенным содержанием  $\text{SiO}_2$  и пониженным  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , что свойственно мусковитам метаморфических пород высокобарических метаморфических комплексов.

В регрессивно измененных эклогитах БМК появляются кварц (часть его, скорее всего, имеет первичный, а не наложенный характер), эпидот, карбонат, хлорит, сфен.

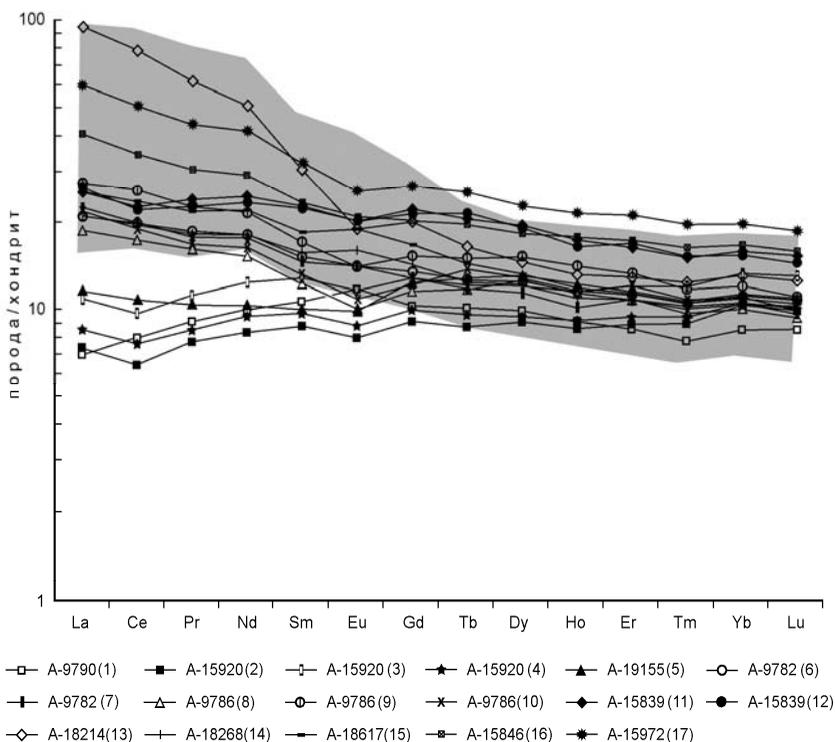
Эклогиты белорецкого метаморфического комплекса принадлежат к типичным коровым и совместно с апоэклогитовыми амфиболитами образуют генетически единую эклогит-амфиболитовую ассоциацию, возникшую при метаморфизме высокого давления по магматическим породам базальтоидного ряда субвулканически-гипабиссального уровня формирования.

Магматическая природа протолитов эклогитов БМК подтверждается полной аналогией их химических составов и содержаний редких и редкоземельных элементов с магматическими породами основного состава, что видно из Приложений 3.2 и 3.3. По петрохимическим особенностям и нормативно-минеральному составу они отвечают пересыщенным (кварцевым) толеитам и недосыщенным (оливиновым) толеитам по классификации Г.С.Йодера и К.Э.Тилли (1965). Для них характерны относительно невысокая титанистость

(1.5%), невысокая щелочность ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2.5\text{-}3.0\%$ ), повышенные известковистость ( $\text{CaO} = 10\text{-}13\%$ ) и меланократовость ( $b = 31\text{-}34$ ). Среди магматических комплексов рифея и венда Башкирского мегантиклинория протолиты эклогитов по петрохимическим параметрам ближе всего к кварцсодержащим габбродиабазам нижнего рифея верховьев реки Б. Авзян (Алексеев, 1984). От основных вулканитов машакского комплекса ( $R_2$ ) они отличаются более высоким содержанием извести, но часть эклогитов существенно не отличается от них по содержанию  $\text{TiO}_2$ .

По геохимическим характеристикам в эклогитах и симплектиковых эклогитах по сравнению с толеитовыми базальтами срединно-океанических хребтов существенно повышены содержания  $\text{K}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{La}$  и понижены  $\text{Sr}$ ,  $\text{Cr}$  и  $\text{Ni}$  (Приложение 3.3).

В распределении нормализованных содержаний редкоземельных элементов в эклогитах и апоэклогитовых амфиболитах БМК (рис. 3.3) намечаются три типа: обогащенный относительно хондрита легкими РЗЭ (с отношением  $\text{La}/\text{Yb} = 10.5$ ), умеренно обогащенный легкими РЗЭ ( $\text{La}/\text{Yb}$  – от 2.7 до 3.3) и близкий к хондритовому ( $\text{La}/\text{Yb}$  – от 1.02 до 1.48). Наиболее представительным из них для белорецкого метаморфического комплекса является второй тип с умеренным обогащением легкими РЗЭ и слабо выраженной отрицательной европиевой аномалией. Картина нормализованного распределения РЗЭ в эклогитах этого типа близка к таковой характерной для толеитовых базальтов континентальных рифтовых зон и трапповых провинций (Магматические..., 1985) или геосинклинально-складчатых поясов на сиалическом субстрате (Борсук и др., 1987) при несколько пониженных содержаниях РЗЭ по сравнению с ними. Другие два типа эклогитов – обогащенный легкими РЗЭ и близкий к хондритовому, также не следует рассматривать как самостоятельные и отдельные геохимические типы, связанные с изменениями геодинамической обстановки формирования их протолитов. Отличия в распределении РЗЭ в этих породах от основного (умеренно обогащенного) типа, скорее всего, связаны с изменениями в содержаниях легких РЗЭ в связи с наложенными гидротермально-метасоматическими процессами и реакцией с вмещающими породами. Теоретически определенная возможность изменения содержаний РЗЭ при контаминации и реакциях с боковыми породами была обоснована Дж.Г.Шиллингом (1973).



**Рис. 3.3. Нормализованное распределение РЗЭ в эклогитах и амфиболитах белорецкого метаморфического комплекса. Серой заливкой показано распределение РЗЭ в магматических породах раннерифейского возраста. Здесь и далее состав хондрита по (S.S. Sun, W.F. McDonough, 1989)**

Протолитами эклогитов БМК являются интрузивные породы базальтоидного ряда субвулканически-гипабиссального уровня. Время их формирования соответствует нижнему, и возможно, среднему рифею, что основывается на близости ряда петрохимических характеристик эклогитов с породами нижнерифейской магматической формации и в некоторых случаях, с основными породами среднерифейской машакской риолит-базальтовой формации.

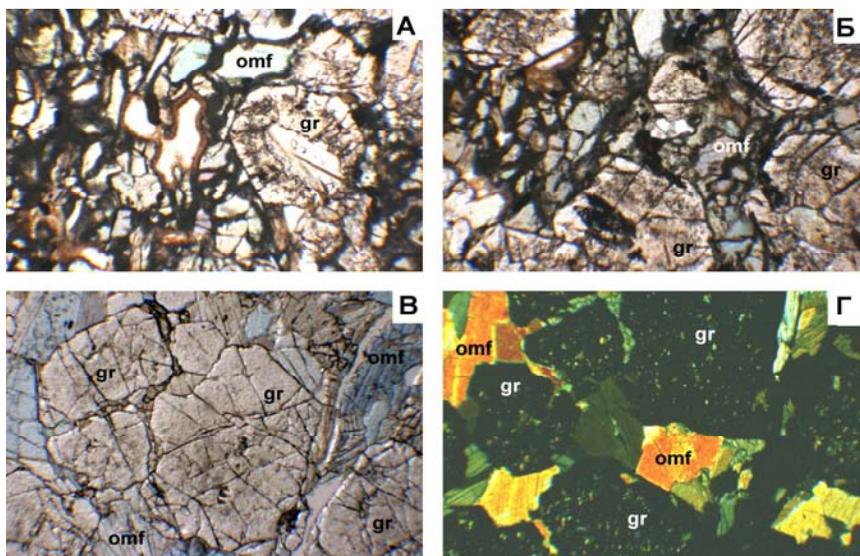


Фото 1. Микрофотографии эклогитов белорецкого комплекса (А, Б – обр. 19155, В, Г – обр. 15839). А, Б, В – без анализатора, Г – с анализатором

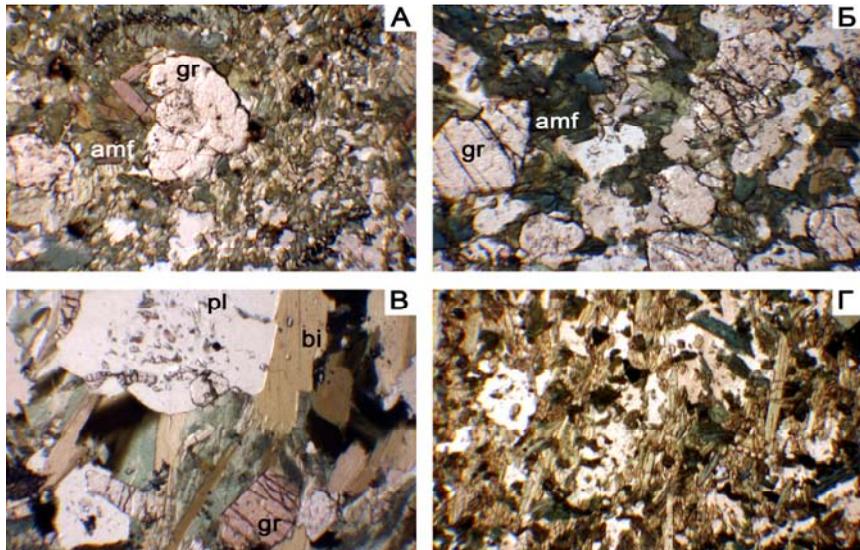


Фото 2. Микрофотографии амфиболитов белорецкого комплекса (А – обр. 19324, Б – обр. 9714, В – обр. 15845, Г – обр. 12218). С анализатором

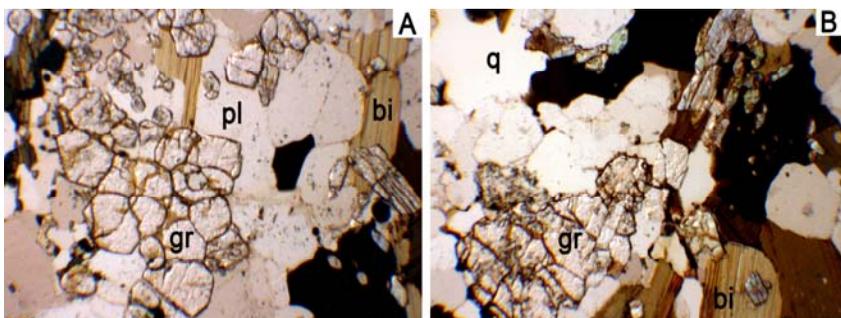


Фото 3. Микрофотографии гранатсодержащих диоритогнейсов бело-рецкого комплекса. Без анализатора (обр. 18781)

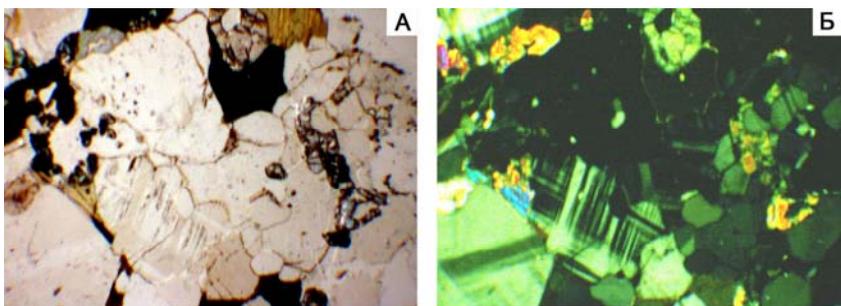


Фото 4. Микрофотографии гранитов Ахмеровского комплекса (обр. 18687, А – без анализатора, Б – с анализатором)

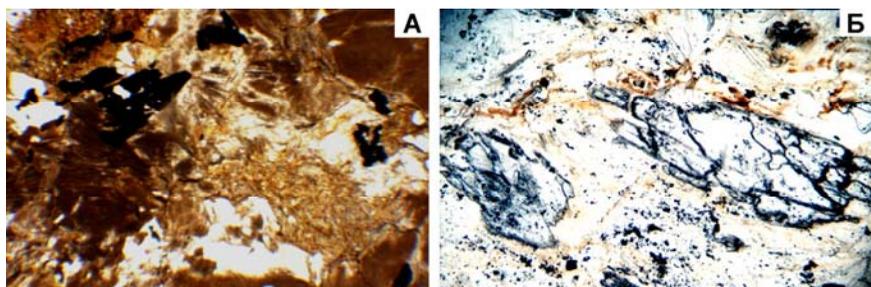


Фото 5. Микрофотографии высокотитанистого базита БМК (А), обр. 18207 и кyanит-талыкового сланца (Б), обр. 18767. Без анализатора. На фото Б – тальк в основной массе, кyanит – в порфиробластах с положительным рельефом

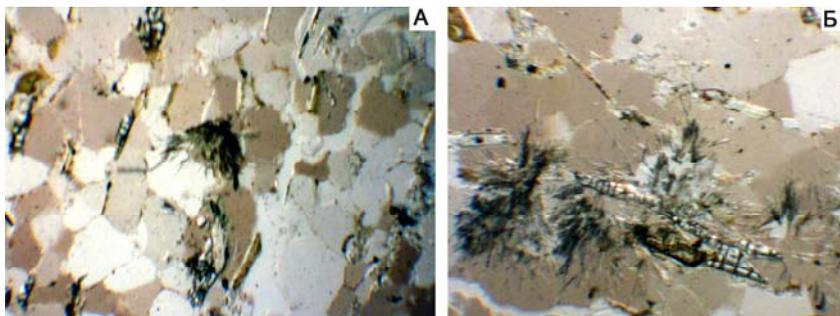


Фото 6. Микрофотографии силлиманитсодержащих сланцев белорецкого комплекса (обр. 18219, без анализатора)

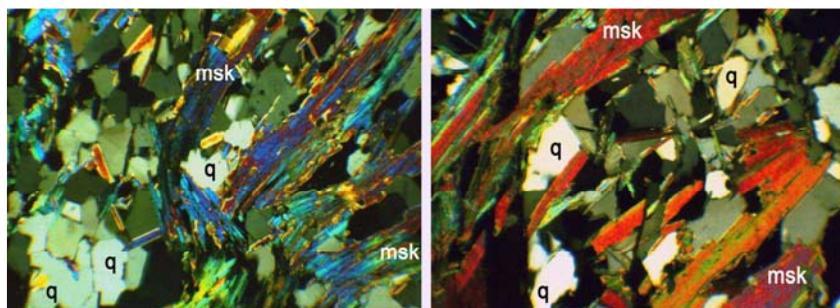


Фото 7. Микрофотографии слюисто-кварцевых сланцев белорецкого комплекса (обр. 18690, с анализатором)

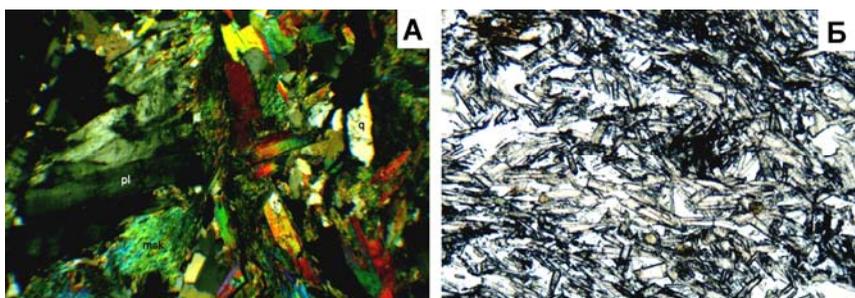
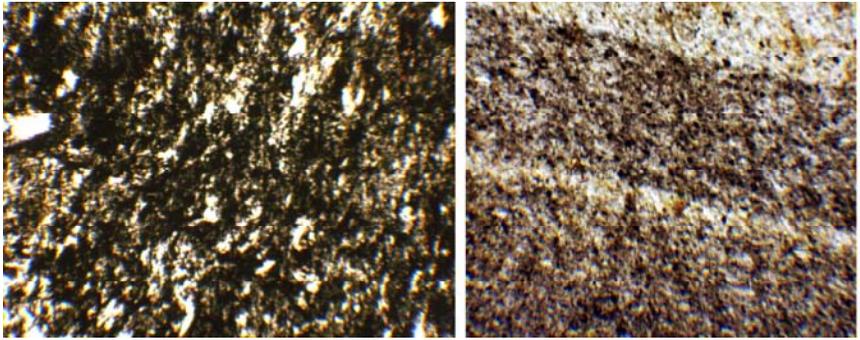
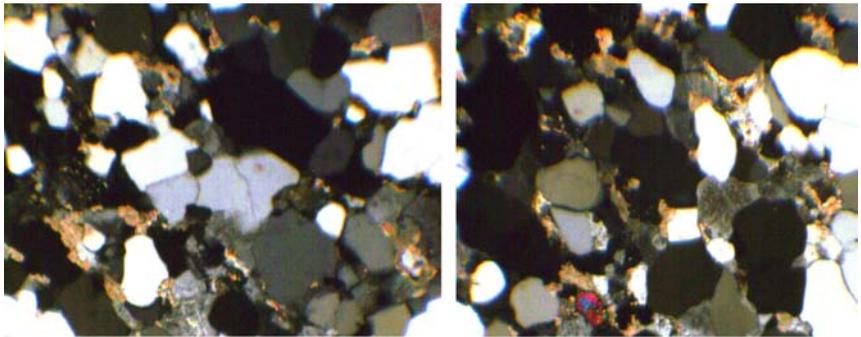


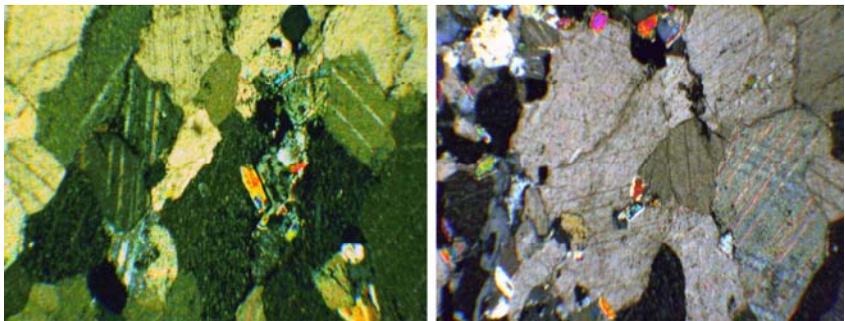
Фото 8. Микрофотография слюисто-кальцит-плагиоклазового сланца (А, обр. 18295, с анализатором) и углисто-кварцево-хлоритоидного сланца (Б, обр.18691, без анализатора)



**Фото 9. Микрофотографии графит-сланцисто-кварцевых сланцев белорецкого комплекса (обр. 19293, без анализатора)**



**Фото 10. Микрофотография сланцисто-кварцевых сланцев белорецкого комплекса (с анализатором)**



**Фото 11. Микрофотографии силикатных мраморов белорецкого комплекса (с анализатором)**

***Амфиболиты и амфиболовые ортосланцы.*** Амфиболиты по основным магматическим породам в составе БМК описаны в яндыкском амфиболитовом комплексе (Алексеев, 1984). Они залегают в виде sill-овых залежей в отложениях нижнего рифея, и в виде межпластовых тел, даек и небольших интрузий в среднерифейских отложениях. Среди амфиболитов по минералогическому составу могут быть выделены гранатовые разновидности, плагиоклазовые амфиболиты и аподиабазовые амфиболиты (фото 2). В гранатовых и плагиоклазовых амфиболитах микроструктуры исходных магматических пород не реставрируются, так как породы протолитов полностью перекристаллизованы с образованием порфиронематобластовой или гранонематобластовой структур и слабо выраженной сланцеватой текстуры. В аподиабазовых амфиболитах, при полностью измененном минералогическом составе исходных пород, часто сохраняются реликты офитовой структуры.

Гранатовые амфиболиты – темно-зеленые среднезернистые породы, сложенные альмандиновым гранатом, буро-зеленоватой и зеленой роговой обманкой, плагиоклазом № 20-22 и биотитом. Из рудных минералов обычно присутствует ильменит, реже рутил. Более мелкозернистые гранатовые амфиболиты, в которых иногда сохраняются реликты исходных пород, наблюдаются на хребте Маярдак в западной части БМК (см. фото 2, Б, В). Плагиоклазовые амфиболиты отличаются от гранатовых отсутствием граната, при этом обе разновидности часто наблюдаются в составе одного метабазитового тела, примером чего является крупная амфиболитовая залежь в логу, расположенном юго-западнее пос. Нура. Здесь гранатосодержащие амфиболиты приурочены к узкой краевой эндоконтактной зоне массива, в то время как основная его часть сложена биотитосодержащими плагиоклазовыми амфиболитами.

Аподиабазовые амфиболиты – темнозеленые породы мелко- и среднезернистого сложения сланцеватой и реже массивной текстуры, иногда с реликтами миндалекаменного строения. В отличие от гранатовых и плагиоклазовых амфиболитов, в них сохраняются реликты офитовой структуры. Минералы магматической стадии кристаллизации в них не сохраняются. Вместо плагиоклаза развивается альбит или кислый олигоклаз в ассоциации с эпидотом, а темноцветный минерал полностью замещается синевато-зеленоватым актинолитовым амфиболом. В незначительном количестве присутствует железисто-

магнезиальный, оптически положительный хлорит с низким двуупре-  
ломлением. Акцессорный минерал представлен апатитом, а рудные –  
магнетитом и сфеном.

По петрохимическим характеристикам амфиболиты, сформиро-  
вавшиеся по субстрату нижнерифейского возраста, характеризуются  
пониженными титанистостью и железистостью, что сближает их по  
химизму с нижнерифейской габбро-диабазовой формацией западного  
склона Южного Урала, представленной Юшинским комплексом ме-  
ланократовых габбродиабазов (Алексеев, 1984). Амфиболиты, разви-  
вающиеся по среднерифейскому субстрату, имеют отчетливо более  
высокие содержания  $TiO_2$  и железа, что сближает их со среднерифей-  
скими магматическими породами машакского уровня.

Гранат в амфиболитах белорецкого метаморфического ком-  
плекса представлен гроссуляр-альмандиновой разновидностью с содержа-  
нием менее 5-6% пиропового минала. При этом в гранате из амфибо-  
лита с юго-западной окраины пос. Нура содержание  $MgO$  изменяется  
в пределах от 1.28 до 1.65%, а в гранате из амфиболитов у пос. Сатра  
и на хр. Маярдак – от 0.52 до 1.44%. Подобные вариации в содержа-  
ниях  $MgO$  и других окислов можно отождествлять, как и в гранатах  
из эклогитов, с проявлением прямой зональности. Кроме того, увели-  
чение железистости и понижение магнезиальности гранатов в запад-  
ном направлении может свидетельствовать о направленном измене-  
нии термобарических условий регионального метаморфизма, в пер-  
вую очередь о понижении давления.

Амфиболы в описываемых породах представлены зеленой и  
буровато-зеленой роговой обманкой в гранатовых и плагиоклазовых  
амфиболитах и сине-зеленой разновидностью в аподиабазовых амфи-  
болитах (см. фото 2, Г). Пространственно их состав изменяется от  
обыкновенной роговой обманки в ядре и крыльях Буганакской брахи-  
антиклинали до ферроактинолита на хр. Белятур и западнее.

Близкими по минералого-химическому составу и происхожде-  
нию к амфиболитам, но отличающимися от них резко выраженной  
сланцеватой текстурой, являются амфибол-биотит-плагиоклазовые  
сланцы, присутствующие в нижнерифейском разрезе БМК в виде са-  
мостоятельных тел незначительной мощности или образующие рас-  
сланцованные зоны в телах массивных и массивно-грубосланцеватых  
амфиболитов. Микроструктура их обычно нематопорфиروبластовая,  
обусловленная присутствием порфировидных выделений плагиоклаза

или биотита в основной массе, представленной амфиболом. Породообразующие минералы – зеленая или буровато-зеленая роговая обманка, плагиоклаз № 20-21, магнезиально-железистый биотит, ильменит, апатит; изредка наблюдается гранат. Из вторичных минералов присутствуют хлорит, эпидот и сфен.

По химическому составу описываемые ортосланцы близки к толеитовым базальтам и отличаются несколько повышенными содержаниями  $TiO_2$  и  $K_2O$ , что может быть обусловлено развитием наложенного биотита (Приложение 3.8).

***Гранатсодержащие диоритогнейсы.*** Породы, отнесенные нами к гранатсодержащим диоритогнейсам, выявлены в 2 км севернее д. Азнагулово при геологическом картировании Серменевской геологической партией. Нерасчлененные диоритогнейсы в виде крупных глыб и скальных выступов слагают полосу шириной 10-15 м, которая прослеживается с северо-запада на юго-восток на 40-50 метров. Они залегают в виде крутопадающей на юго-восток межпластовой(?) интрузии среди двуслюдяно-плагиоклаз-кварцевых парасланцев и клиноцоизитовых мраморов нижнерифейской кызылташской свиты, содержащих также маломощные тела плагиоклазовых и аподиабазовых амфиболитов.

Диоритогнейсы дифференцированы по составу от габбродиоритогнейсов до диоритогнейсов, но минеральный состав их однотипен и различаются они по содержанию темноцветных минералов. Текстура меняется от массивной до грубосланцеватой, микроструктура – слабо выраженная лепидогранобластовая. Размерность зерен породообразующих минералов 0.5-2 мм. В сложении пород (фото 3) принимают участие гранат (5-7%), биотит (10-25%), роговая обманка (от 1 до 5-7%), плагиоклаз (50-60%), кварц (до 10%), ильменит (1-2%), апатит (до 1-1.5%). Из вторичных минералов присутствуют эпидот (до 5%) и хлорит (до 1%). Гранат (Приложение 3.9) представлен гроссуляр-альмандиновой разновидью с очень высокой железистостью ( $MgO$  – 0.12 мас. %). Биотит буровато-коричневый высокожелезистый. Роговая обманка сине-зеленая со средним для амфиболов двупреломлением, с повышенным содержанием щелочей. Плагиоклаз представлен кислым олигоклазом. Из аксессуарных минералов присутствует крупнопризматический (до 0.2-0.5 мм) апатит, из рудных – ильменит в скоплениях мелких зерен (размером до 0.5-1 мм), скученно расположенных, обра-

зовавшихся по титаномагнетиту при его распаде и замещении магнетитовой фазы темноцветными минералами.

Диоритогнейсы по химизму не вполне однородны и отличаются переменными содержаниями кремнезема и общего железа (см. Приложение 3.9). Возможно, описываемые породы относятся к дифференцированной интрузии, представленной фрагментом или не полностью обнаженной. Время формирования протолита, по всей вероятности, довендское, и, возможно позднерифейское. Аналогичными по времени формирования могут быть дифференцированные интрузии Мисаелгинского комплекса со сходными петрохимическими характеристиками феррогаббродиабазов (Алексеев, 1984, Ковалев, 1996).

**Граниты.** К довендским магматическим образованиям кислого состава, испытавшим наложенный поздневендский региональный метаморфизм, на западном склоне Южного Урала относятся биотитовые граниты небольшого Ахмеровского массива, выделенные в одноименный магматический комплекс (Алексеев, 1984). Граниты массива впервые были описаны в 1963 году при геологической съемке масштаба 1:50000 Н.Ф Решетниковым западнее г. Белорецка у дер. Ахмерово. Массив имеет площадь около 0.16 км<sup>2</sup>. С вмещающими породами кызылташской свиты нижнего рифея граниты имеют интрузивные секущие взаимоотношения. В эндоконтактах наблюдаются обогащенные темноцветными минералами разновидности. В целом породы имеют гнейсовидную текстуру, а иногда в них наблюдается метаморфогенный гранат, чем определяется до- или синтетектонический характер гранитоидов.

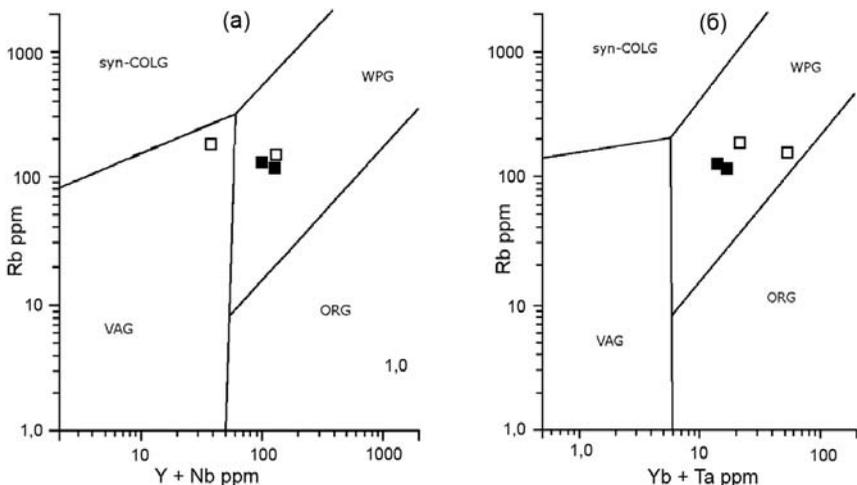
Ахмеровский массив по составу пород довольно однороден и сложен среднезернистыми биотитовыми гранитами со слабо выраженной гнейсовидной текстурой (фото 4). В минеральном составе присутствуют темнозеленый железистый биотит (Приложение 3.10) в пластинках и чешуйках размером до 0.5-0.7 мм с содержанием около 5%, микроклин (30-35%), плагиоклаз № 13-17 (около 20%). Иногда встречается гроссуляр-альмандиновый железистый гранат в ситовидных (скелетных) выделениях, замещающийся хлоритом и мусковитом. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, циркон, ортит и монацит, часто отмечается флюорит. Вторичные минералы представлены мусковитом по биотиту, магнетитом в продуктах замещения биотита, эпидотом.

По химизму (см. Приложение 3.10) граниты Ахмеровского массива соответствуют гранитам известково-щелочного ряда по классификации И.И.Абрамовича с соавторами (Геодинамические..., 1989). По высокому содержанию Ва и отношению Rb/Sr они близки к мезоабиссальной фации глубинности, а по содержаниям Sr, Hf, Nb, Ta, Cr, Ni, Co и V к плюмазитовым редкометальным лейкогранитам и агпайтовым гранитам (Приложение 3.11), формирующимся соответственно в геодинамических обстановках активных континентальных окраин и континентальных рифтовых зон. Граниты массива заметно обогащены легкими РЗЭ ( $La/Yb = 10.7-11.6$ . Приложение 3.11) и по распределению нормированных к хондриту содержаний редкоземельных элементов характеризуются заметно выраженной европиевой аномалией.

На дискриминационных диаграммах Rb/Y+Nb, Rb/Yb+Ta (рис. 3.4) для тектонической интерпретации гранитоидов Дж. Пирса и др. (Pearce e.a., 1984) фигуративные точки составов гранитов Ахмеровского массива располагаются в поле внутриплитных гранитов, к которым могут относиться и гранитоиды, формирующиеся на сиалической коре, в том числе и в континентальных рифтовых зонах, в связи с палингенозом осадочно-метаморфического субстрата в нижних зонах континентальной коры.

Нижний возрастной предел формирования гранитов Ахмеровского массива определяется их залеганием в нижнерифейских отложениях. Верхняя возрастная граница ограничивается данными Н.Ф.Решетникова по радиогеохронологической датировке 600 млн. лет, полученной по биотиту из гранитов калий-аргоновым методом, что соответствует поздневендскому региональному метаморфизму,  $^{40}Ar/^{39}Ar$  датировки по мусковитам из кристаллических сланцев белорецкого метаморфического комплекса, оказываются близкими к интервалу 540-550 млн. лет (Glasmacher e.a., 1999; Алексеев и др., 2006). Для циркона из гранитов Ахмеровского массива немецкими коллегами были получены Pb/Pb датировки 1350 и 970 млн. лет (Glasmacher e.a., 2001).

Таким образом, время внедрения гранитов определялось ~970 млн. лет (верхний рифей), а датировка 1350 млн. лет интерпретировалась как результат смешения изотопов свинца более древнего первичного ядра и новообразованной (т.е. регенерационной) каемки. Ранее нами граниты этого массива относились к синтетектоническим, сформировавшимся в венде (Алексеев, 1984), но это не исключает их более раннего становления (Краснобаев и др., 2008).



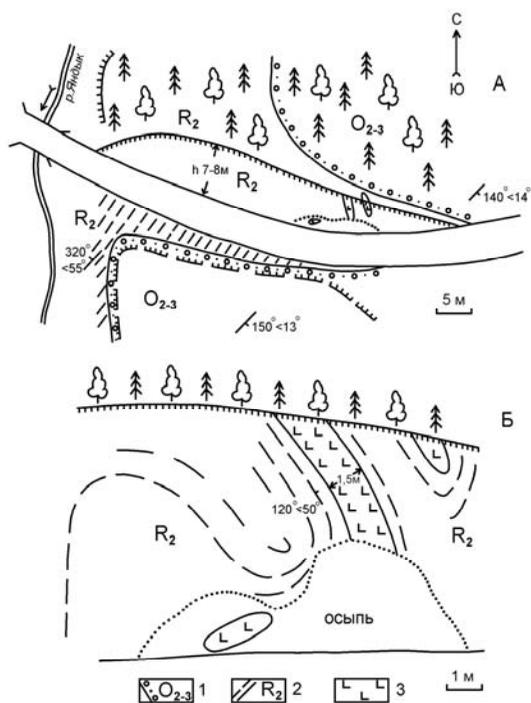
**Рис. 3.4. Дискриминационные диаграммы для гранитоидов Ахмеровского массива по (Pearce с.а., 1984)**

Поля: syn-COLG – синколлизийные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, WPG – внутриплитные граниты, ORG – граниты океанических хребтов. Залитые знаки – авторские материалы, незалитые – по В.М.Горожанину и др., 2007.

**Высокотитанистые базиты.** Среди метаморфических пород БМК изредка встречаются высокотитанистые породы субщелочно-основного состава, магматическая природа которых подтверждается их геологической позицией и петрохимическими особенностями. Возможно, таких пород в составе БМК намного больше, но в связи с закрытостью территории они становятся объектами изучения только в искусственных обнажениях. Два выхода таких высокотитанистых базитов были описаны нами ранее (Алексеев, Алексеева, 1999).

Первое проявление высокотитанистых базитов представлено небольшим телом мощностью около 1 м, сильно выветрелых грубосланцеватых пород, располагающихся среди графит-кварцевых сланцев зигазино-комаровской свиты. Характер залегания пород и форма тела не вполне ясны, возможно, это межпластовая залежь. Структура породы близка к структуре метаморфических сланцев и определяется как гранолепидопорфиробластовая. Порфиробласты сложены слабо

упорядоченным по ориентировке мусковитом и псевдоморфозами гидроокислов железа по биотиту (фото 5, А). В основной массе развит хлорит и кварц с примесью эпидота и рутила. Последний представлен призматическими выделениями без четких кристаллографических очертаний, локально скученное расположение которых позволяет предполагать его развитие по рудному минералу – титаномagnetиту. От обычных парасланцев порода отличается отсутствием турмалина и необычно высоким содержанием  $TiO_2$ , низкой щелочностью (результат выветривания и выноса  $K_2O$  и  $Na_2O$ ) и повышенной основностью ( $Fe_2O_3+MgO$  более 26 мас. %) (Приложение 3.12).



**Рис. 3.5.** План (А) и фрагмент разреза (Б) северной выемки по автомобильной дороге Белорецк–Инзер на левом берегу руч. Яндык 1 – песчаники, известковистые песчаники и гравелиты с конгломератами в основании, средний-верхний ордовик; 2 – слюдисто-кварцевые сланцы и кварциты, зигальгинская свита, средний рифей; 3 – субщелочные габброиды.

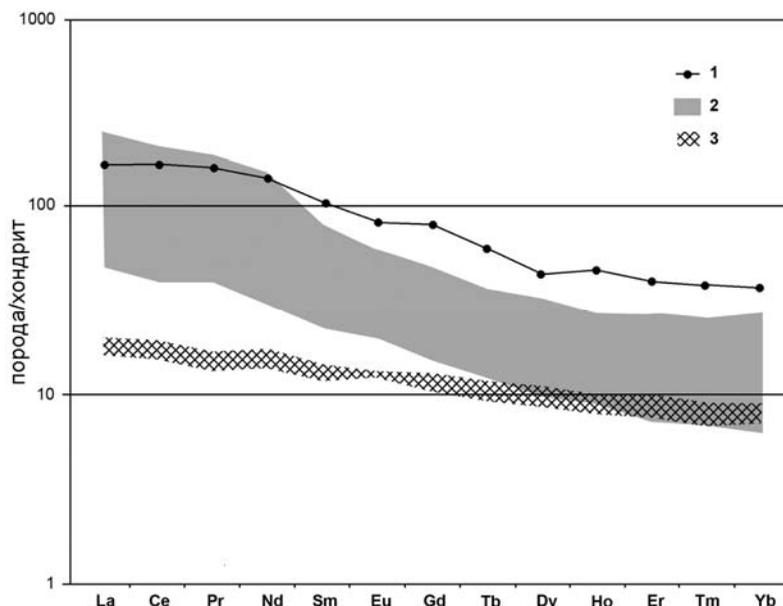
Второе тело высокотитанистых базитов вскрыто дорожной выемкой на левом берегу р. Яндык по дороге Серменево–Инзер (рис. 3.5), где среди сложно смятых мусковит-кварцевых сланцев и мусковитовых кварцитов зигальгинской свиты белорецкого метаморфического ком-

плекса были выявлены магматического породы сильно выветрелые горчичного и буровато-зеленого цвета, слагающие маломощную будинированную дайку. Изучение пород в шлифах позволило установить повышенное содержание продуктов замещения железо-магнезиального слюдистого минерала, лейкоксенизированного ильменита и округлых выделений апатита, а химический анализ показал повышенное (около 6%) содержание диоксида титана и  $P_2O_5$  (0,8%). Породы слагают 3 линзовидные будины мощностью до 1-1.2 м и протяженностью до 3-4 м, местоположение которых в целом подчинено напластованию мягких вмещающих пород (см. рис. 3.5). Они имеют массивный облик и однородное строение. При изучении обращает на себя внимание присутствие в их составе кварца в количествах от 15 до 40-45%, представленного остроугольными, угловатыми, реже угловато-овальными зернами размером от 0.01 до 0.3-0.5 мм, обладающих волнистым или агрегатным погасанием.

Другим широко распространенным минералом (до 30-40%) является слюда ряда биотит-флогопит, полностью замещенная гидробиотитом и хлоритом. Кроме того, присутствуют единичные идиоморфные таблитчатые кристаллы размером до 1 мм с гексагональным поперечным сечением, псевдоморфно замещенные микрозернистым (менее 0.01 мм) агрегатом кварца (иногда халцедонового) с микрочешуйками серицита. По облику кристаллов этот минерал соответствует оливину, содержание которого в породе составляет до 15%. Значительная доля породы приходится на «пятна» неправильной формы, сложенные микрозернистым хлоритом или гидрослюдой, иногда с примесью тонкозернистого сфена, неясного исходного состава (см. фото 5, А). В скелетных и пластинчатых выделениях размером до 0.2-0.3 мм присутствует лейкоксенизированный ильменит в количестве до 5-6%. Апатит встречается в угловато-короткопризматических кристаллах в количестве до 1.5%. Обычно он зональный и имеет низкодвуупреломляющее почти изотропное ядро и узкую кайму, обладающую более высоким двуупреломлением, что свидетельствует об изменении этого минерала от хлорапатита к гидроксилapatиту (Дир и др., 1966). В протолочке из габброида был обнаружен хромшпинелид близкий по составу к хромпикотиту с содержанием  $TiO_2$  – 0.26% и  $Cr_2O_3$  до 57% (см. Приложение 3.12).

По химическому составу описываемая порода отличается высоким содержанием титана и фосфора (см. Приложение 3.12). По

содержанию ряда элементов (Ti, K, Rb, РЗЭ) субщелочные габброиды близки к базальтоидам щелочно-базальтовой серии, но из-за высокой степени измененности имеют более низкие концентрации MgO и CaO. Для них характерны повышенные содержания никеля, хрома и пониженные – Ba, Sr, и Zr, заметное обогащение группой легких РЗЭ с La/Yb отношением 6.6 (Приложение 3.13).



**Рис. 3.6. Нормализованное распределение РЗЭ в высокотитанистых базитах БМК (1), эссексит-диабазам и монцонитам западного склона Южного Урала (2) и субщелочных базальтах криволукского комплекса (3)**

Нормализованное распределение редкоземельных элементов в субщелочных габброидах близко к их распределению в породах калиево-натриевых субщелочных базальтовых серий зон растяжения – рифтов и траппов (рис. 3.6), но отличается большей обогащенностью тяжелыми РЗЭ (отношения содержаний La и Yb в породе к их содержаниям в хондрите составляют соответственно 165 и 37, в то время как средние значения для Yb в субщелочных породах траппов и рифтов близки к 6-10 (Магматические..., 1985).

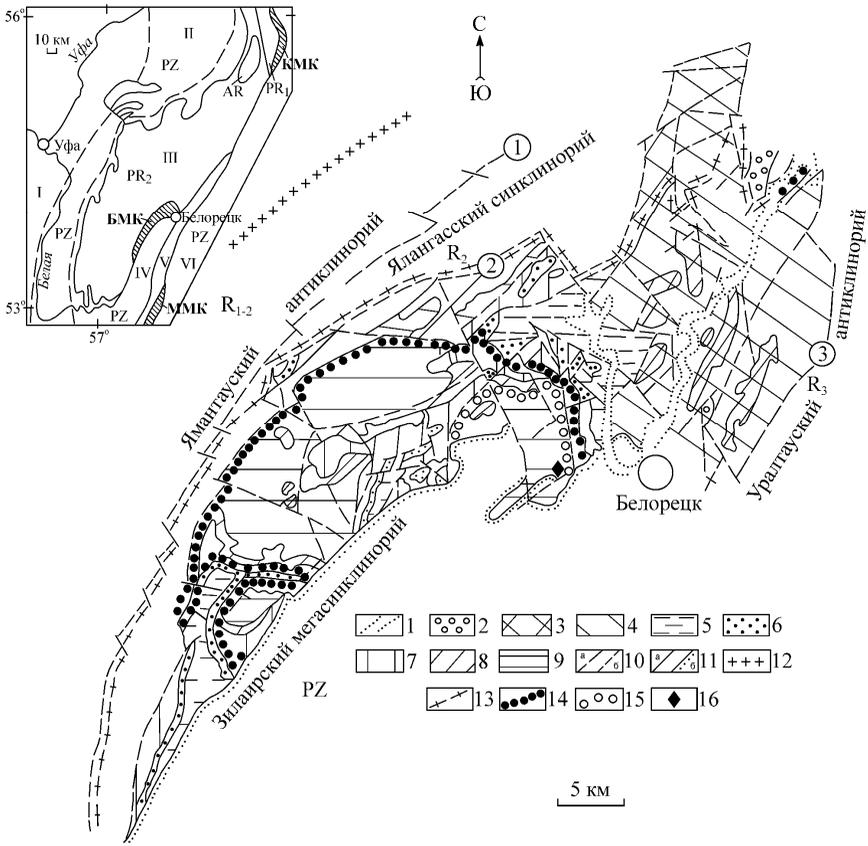
Вопрос о природе субстрата и формационной принадлежности, высокотитанистых пород остается открытым. Есть предпосылки (повышенное содержание темноцветной слюды и кварца с мозаичным погасанием при высоком содержании  $TiO_2$ ) для отнесения их к группе взрывчатых или инъекционных туфов, сходных с алмазоносными лампроитовыми туфами Австралии (Джейкс и др., 1989) или с предполагаемыми лампроитовыми алмазоносными туффизитами Красновисерского района Северного Урала (Рыбальченко и др., 1997). Отличает их от первых существенно повышенное содержание  $Al_2O_3$  и пониженное – щелочей, извести, магнелии, Rb, Zr, Cr и Ni. Следует обратить внимание также на отсутствие явных признаков обломочного строения. Все эти особенности свидетельствуют о принадлежности описываемых пород к формации субщелочных габброидов.

### 3.2. Парапороды

Как уже отмечалось выше, на метаморфические производные осадочных пород в составе БМК приходится не менее 90% его объема. В эту группу объединяются разнообразные кристаллические сланцы и кварциты, формирующиеся за счет протолитов песчано-глинистого состава, и мрамора, являющиеся продуктами метаморфизма карбонатных пород.

***Кристаллические сланцы и кварциты.*** Кристаллические парасланцы очень разнообразны по составу, но общими для них являются различные полосчато-слоистые и сланцеватые текстуры. Некоторые различия кристаллических сланцев могут иметь гнейсовидный облик, но породы, соответствующие по химизму и минеральному составу типичным гнейсам отсутствуют. Для минерального состава парасланцев наиболее характерны: биотит, мусковит, плагиоклаз, кварц; часто наблюдаются кальцит, графит, цоизит, хлоритоид, гранат, относительно редкими являются кианит, силлиманит, тальк. Из рудных аксессуарных минералов в кристаллических парасланцах комплекса почти всегда наблюдаются ильменит или рутил, и турмалин.

Дальнейшая характеристика парапород БМК дается в последовательности, отражающей их петрологическую значимость в реконструкции термобарических условий метаморфизма.



**Рис. 3.7. Схема геологического строения и метаморфической зональности белорецкого комплекса**

1 – кайнозой; 2 – венд, аршинская свита; 3 – верхний рифей, зильмердакская свита; 4–8 – средний рифей (4 – авзянская, 5 – зигазино-комаровская, 6 – зигальгинская, 7 – белетарская, 8 – аюсапканская свиты); 9 – нижний рифей, кызылташская и буганакская свиты; 10 – разрывные нарушения региональные (а) и местного значения (б); 11 – геологические границы согласные (а) и несогласные (б); 12–15 – изограды (12 – хлоритоида, 13 – биотита, 14 – граната, 15 – омфацита); 16 – участок развития кианит-талковых сланцев. PZ – нерасчлененные отложения палеозоя, R<sub>2</sub> – среднего рифея, R<sub>1,2</sub> – среднего и нижнего рифея. Условные обозначения для врезки см. на рис. 2.4.

Кианит-талковые сланцы. Для выделения различных фациальных серий регионального метаморфизма горных пород

основополагающее значение имеет присутствие в минеральных ассоциациях апопелитовых метаморфических пород различных полиморфных модификаций  $Al_2SiO_5$ , чувствительных к изменениям термобарических условий – андалузита, кианита и силлиманита. В работах А.А.Алексеева неоднократно обосновывалось формирование метаморфических пород БМК в условиях высокобарической части кианит-силлиманитовой фациальной серии (Алексеев, 1996, и др.). Основанием для этого являлось развитие в составе комплекса коровых эклогитов, правильная диагностика цоизита, фенгитовый и фенгитсодержащий состав белой слюды в кристаллических парасланцах. Предположение о вероятном присутствии в последних кианита было высказано ранее в связи с частым присутствием в составе тяжелой фракции шлихов русловых отложений водотоков, размывающих БМК, неокатанных кристаллов кианита и часто наблюдаемыми в шлифах псевдоморфозами апокианитового облика (Алексеева, Алексеев, 1994). Метаморфические парасланцы с не полностью замещенным кианитом были установлены только в 1999 году.

При лабораторных исследованиях слюдоподобный минерал из кианитсодержащих сланцев был диагностирован как тальк. Как известно, кианит-тальковые (кианит-гранат-тальковые) сланцы представляют достаточно редкие, экзотические и в тоже время характерные породы в эклогитоносных высокобарических метаморфических комплексах к настоящему времени установленные в различных районах мира (Schreyer, 1974).

Проявление кианит-тальковых сланцев приурочено к нижнерифейской кызылташской свите БМК и расположено в восточной части этого комплекса – вблизи контакта с палеозойскими отложениями Зилаирского мегасинклинория (рис. 3.7). Здесь среди грубо- и яснослоистых крупнозернистых кальцитовых мраморов залегает пачка кианит-тальковых сланцев, которая вверх по разрезу переходит в толщу серых среднезернистых тонко- и неяснополосчатых силикатных мраморов, в нижней части содержащих тонкие прослои тех же кианит-тальковых и двуслюдяно-цоизит-кварцевых сланцев.

Кианит-тальковые сланцы БМК, редко наблюдающиеся в свежем состоянии, представлены светлыми или белыми блестящими породами сланцеватой текстуры с элементами порфиробластовой структуры (фото 5, Б). Обычно они подвержены постметаморфической хлоритизации и имеют серебристо-зеленовато-серую окраску.

В минеральном составе присутствуют кианит, тальк, кварц, рутил, турмалин, апатит, графит, иногда флогопит. Микроструктура сланцев – нематолепидобластовая с четким субпараллельным расположением главных породообразующих минералов. В хлоритизированных разностях хлорит представлен неориентированными табличками, наложенными на метаморфическую сланцеватость. Кианит встречается в субидiomорфных призматических кристаллах размером до 2-3 мм. Его содержание составляет 7-10% от общего объема породы. По периферии кристаллов он обычно замещается тонкой «рубашкой» мелкочешуйчатого гидрослюдистого минерала. Оптические свойства кианита обычны:  $2V = -80^\circ$ ,  $c:N_g$  около  $30^\circ$ , удлинение +,  $n_g = 1.726$ ,  $n_p = 1.713$ , двупреломление 0.013.

Тальк образует изогнутые, деформированные чешуйки размером от 1-2 до 5 мм, бесцветен,  $2V = 5^\circ-25^\circ$ ,  $n_g = 1.595$ , двупреломление около 0.45. Содержание его, в зависимости от степени хлоритизации, изменяется от 20-25 до 75%. Появление хлорита связано с диафторезом кианит-тальковых сланцев. Он представлен хорошо образованными беспорядочно ориентированными и недеформированными табличками размером до 1-2 мм, бесцветный, в шлифах нормальной толщины плеохроизм почти не выражен, удлинение отрицательное,  $+2V = 5^\circ-10^\circ$ ,  $n_p(n_m) = 1.590-1.592$ , двупреломление 0.009. По оптическим свойствам и составу соответствует шериданиту (Приложение 3.14). Содержание хлорита может достигать 70% объема породы.

Кварц присутствует в мелких ксеноморфных зернах в количестве до нескольких процентов. Его содержание значительно увеличивается в хлоритизированных разностях сланцев в связи с замещением талька. В качестве обычного минерала в сланцах наблюдается рутил в субидiomорфных мелких выделениях размером 0.1-0.15 мм (реже до 0.2-0.3 мм), со слабым плеохроизмом в буро-зеленоватых тонах и содержанием до 0.5% от объема породы.

В редких короткопризматических выделениях размером до 0.1-0.2 мм присутствует турмалин. Обычно он имеет зональное строение за счет мелких включений мелкозернистого рудного или графитового материала, трассирующих границу между кластогенной и метаморфогенной частями и относится к типу минералов, регенерированных при региональном метаморфизме. В некоторых разновидностях кианит-тальковых сланцев содержание турмалина

существенно повышено, в пределах одного шлифа присутствует несколько десятков кристаллов. Плеохроизм у него изменяется от бесцветного до зеленовато-желтого,  $n_o = 1.648-1.650$ , двупреломление составляет 0.022. По оптическим свойствам и химическому составу турмалин соответствует магнизальной разновидности – дравиту. Часто в сланцах присутствуют мелкие (менее 0.05 мм) включения графита и апатит в ксеноморфных выделениях до 0.2-0.4 мм, реже наблюдаются округлые (окатанные) зерна циркона размером менее 0.1 мм.

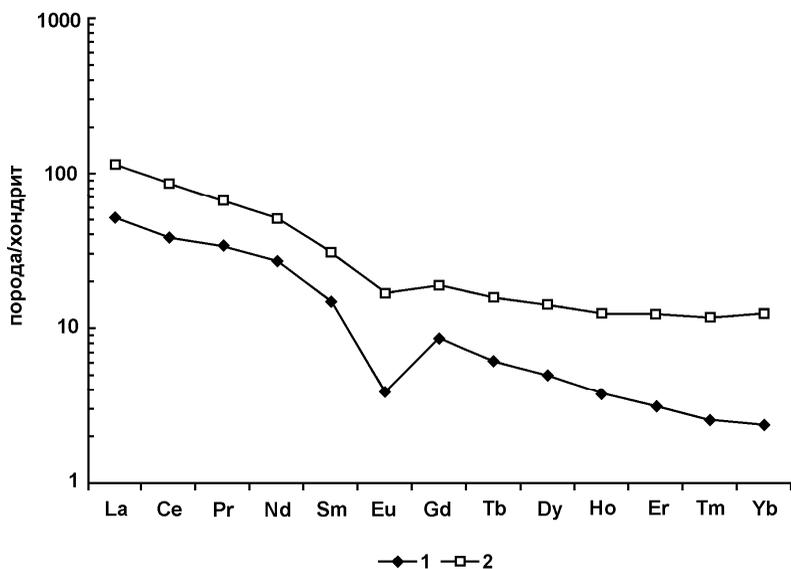


Рис. 3.7. Нормализованное распределение РЗЭ в кианит-талльковых сланцах БМК (1) и глинах Русской платформы (2) (по А.А. Мигдисову и др., 1994)

Кианит-талльковые сланцы представляют собой породы с повышенным содержанием MgO и низким содержанием общего железа и щелочей (Приложение 3.15). От гранат-кианит-талльковых сланцев Казахстана и гранат-талльк-хлоритоидных сланцев Киргизии (Удовкина и др., 1978; Кориковский и др., 1983) они отличаются более высокой магнизальностью, с чем связано отсутствие в

кианит-талковых сланцах БМК как граната (недостаточно высокобарические условия метаморфизма), так и хлоритоида (низкая железистость субстрата). Субстрат кианит-талковых сланцев по химизму ближе всего к монтмориллонитовым глинам с повышенным содержанием магния. По сравнению со средними составами глин и глинистых сланцев, содержания в кианит-талковых породах редких элементов незначительно или существенно понижены (Приложение 3.16, рис. 3.7), что, скорее всего, обусловлено особенностями их химизма – почти полным отсутствием щелочей и кальция, умеренно пониженным содержанием глинозема и низким – общего железа.

Осадочная природа субстрата кианит-талковых сланцев подтверждается присутствием в них в качестве обычного акцессорного минерала метаморфогенного турмалина, являющегося диагностическим признаком осадочной природы субстрата кристаллических сланцев (Алексеев, Алексеева, 1986).

Описанные выше кианит-талковые сланцы БМК ассоциируют с эклогитами, фенгитовыми и цоизитсодержащими сланцами и являются дополнительным и убедительным свидетельством их формирования в высокобарических условиях, так как по экспериментальным данным ассоциация кианит + талк устойчива лишь при давлении, превышающем 10 кбар (Schreyer, 1974). Представляется, что кианит-талковые сланцы в нижнерифейской части разреза БМК развиты более широко, но в связи с очень плохой обнаженностью они до сих пор оставались неизвестными и неизученными.

Цоизитсодержащие сланцы. Составляют очень характерную для БМК группу кристаллических сланцев. Их широкое распространение в составе комплекса было установлено только в последнее десятилетие. Они присутствуют в составе буганакской и кызылташской свит нижнего рифея и развиваются по известковистым терригенным породам глинисто-алевролитового состава. В минеральном составе кристаллических сланцев в парагенезисе с цоизитом установлены силлиманит, биотит, мусковит, плагиоклаз, кальцит, ильменит, рутил, турмалин. В качестве минералов диафто-реза в цоизитсодержащих сланцах развиваются хлорит (по биотиту), эпидот или клиноцоизит, сфен. Их наиболее типичными разновидностями являются цоизит-плагиоклаз-двуслюдисто-кварцевые сланцы с содержанием цоизита от 2-3 до 10-15%, реже больше; плагиок-

лаза – от 5-10 до 30%; биотита – от 2-3 до 10%; мусковита – от 3-5 до 20%; кальцита – 0-25%.

Цоизит встречается в виде относительно мелких (обычно не более 0.5 мм) призматических кристаллов, ориентированных параллельно со сланцеватостью пород. В большинстве случаев он замещается мелкочешуйчатым агрегатом серицитоподобного гидрослюдистого минерала с примесью хлорита и кальцита, но достаточно часто, особенно в нижних частях стратиграфического разреза комплекса, он сохраняется в незамещенном виде. Цоизит по оптическим свойствам ( $N_g = 1,706-1,707$ ,  $N_p = 1,700$ ,  $2V = +45-50^\circ$ , плоскость оптических осей параллельна удлинению) соответствует  $\alpha$ -цоизиту. В отдельных разностях пород, вероятно присутствует и  $\beta$ -цоизит с поперечным к удлинению расположением плоскости оптических осей. Крупнокристаллический, до нескольких см в длину  $\alpha$ -цоизит наблюдался в ассоциации с мусковитом и кварцем в жильном материале альпийского типа среди двуслюдяно-кварцевых сланцев с плагиоклазом, кальцитом и замещенным цоизитом в железнодорожной выемке в 3 км восточнее ст. Улу-Елга. В псевдоморфозах кальцит-гидрослюдистого, гидрослюдисто-хлоритового (иногда с примесью мелкочешуйчатого биотита) и серицит-хлоритового состава реликты первичного минерала не сохраняются, но их поперечные разрезы сходны с таковыми минералов эпидотовой группы и кианита (Алексеев, Алексеева, 1989, 1990).

Плагиоклаз в описываемых породах, как по оптическим свойствам, так и химизму соответствует олигоклазу с содержанием 20-22% анортита, а биотит – железисто-магнезиальной разновидности с железистостью 35-40%. Светлая слюда – фенгитсодержащий мусковит с повышенным относительно идеального мусковита содержанием кремнезема и пониженным – глинозема. Турмалин представлен дравитом с железистостью 16-17%.

Для цоизитсодержащих сланцев характерна лепидонематографнобластовая микроструктура, часто осложненная присутствием порфиробластов плагиоклаза (до 1-2 мм) и кальцита (до 7-8 мм).

В Приложении 3.16 представлены химические анализы цоизитсодержащих пород и минералов из них. Кристаллические цоизитсодержащие сланцы представляют собой породы с относительно низкой концентрацией  $TiO_2$  и переменными содержаниями  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  и щелочей, что свойственно песчано-глинистым отложениям.

Цоизит не относится к минералам переменного состава, но его широкое развитие в кристаллических сланцах БМК при правильной диагностике весьма информативно для определения термобарических условий регионального метаморфизма. По сравнению с эпидотами, цоизиты тяготеют к фациям средних температур и повышенных давлений, включающих известково-силикатные гранулиты и некоторые виды эклогитов (Добрецов и др., 1974).

Силлиманитсодержащие сланцы в БМК выявлены недавно и относятся к редким, но информативным метаморфическим породам в связи с тем, что силлиманит характерен для высокотемпературных регионально-метаморфических образований (Добрецов и др., 1970). Породы, содержащие силлиманит, установлены среди метаморфических сланцев буганакской свиты нижнего рифея. Они представлены тонкослоистыми светлосерыми двуслюдисто-кварцевыми сланцами, часто имеющими кварцито-видный облик (фото 6). В петрографических шлифах в таких сланцах диагностируется относительно редкая минеральная ассоциация – силлиманит-биотит-мусковит-кварц, и более распространенная – силлиманит-цоизит-биотит-мусковит-кварц. Здесь же присутствуют плагиоклаз и калиевый полевой шпат. Акцессорные минералы представлены турмалином и апатитом, рудные – рутилом и магнетитом. Минералы диафтореза – клиноцоизит, хлорит, мусковит, сфен, лимонит.

Содержание силлиманита в сланцах не превышает 2-3%. Он наблюдается в мелких лучистых, волокнисто-тонкопризматических выделениях размером менее 0.1 мм в кварце (см. фото 6). Волокна и призмы силлиманита имеют положительное удлинение, слабый плеохроизм от бесцветного до светлокорицевого, двупреломление около 0.020. Биотит представлен разностью с красновато-бурым плеохроизмом, железистостью около 40 ат. % и содержанием  $TiO_2$  около 1.8 мас. % (Приложение 3.17). Содержание его обычно не выше 20%. На долю цоизита в силлиманитсодержащих сланцах приходится не более 10%. Плагиоклаз (олигоклаз № 20-22) встречается в редких выделениях. Его содержание составляет не более 2-3%. Светлая слюда представлена мусковитом с высоким содержанием  $Al_2O_3$  и пониженным  $SiO_2$ , что не свойственно мусковитам из высокотемпературных сланцев и может быть объяснено наложенным характером мусковита, замещающего биотит.

В химическом составе силлиманитсодержащих сланцев отмечаются повышенные содержания кремнезема и щелочей (при преобладании калия), что характерно для осадочных пород песчано-глинистого состава (см. Приложение 3.17).

Гранатсодержащие сланцы составляют характерный тип пород белорецкого метаморфического комплекса. В стратиграфическом разрезе они присутствуют в отложениях, относящихся к камерташской подсвете кызылташской свиты ( $R_1$ ).

По минералогическому составу они подразделяются на плагиоклазсодержащие и безплагиоклазовые. В обеих группах в минеральном составе пород, кроме граната, присутствуют биотит, мусковит, кварц, рутил, турмалин. Текстура пород сланцеватая, структура порфиробластовая за счет присутствия крупных, до 0.5-1 см, округлых кристаллов граната. Для основной массы пород характерна лепидогранобластовая структура.

Содержание граната в сланцах может изменяться в пределах 5-25%. Он представлен гроссулярсодержащим альмандином с железистостью – 85-90 ат. % (Приложение 3.18). Порфиробласты граната содержат многочисленные включения кварца и замещаются хлоритом с примесью эпидота. Биотит присутствует в чешуйках размером до 5 мм с плеохроизмом в буровато-зеленоватых тонах и железистостью от 30 до 40 ат. %. Очень часто он замещается хлоритом. Содержание его колеблется в пределах 10-20%. Мусковит также крупночешуйчатый, имеет лейстовидную форму и размеры до 5 мм. Судя по содержанию  $SiO_2$  (более 48%) и  $Al_2O_3$  (около 28%), он представлен фенгитсодержащей разновидностью. Изредка присутствует плагиоклаз (кислый олигоклаз с содержанием до 15% An), образующий порфиробластовые выделения размером до 1-2 мм. Его количество в сланцах варьирует от нескольких до 15%. «Обязательным» акцессорным минералом является турмалин, который представлен хорошо образованными призматическими кристаллами размером от 0.05 до 0.2 мм по удлинению. Его многочисленные выделения приурочены к слюдяным агрегатам. Типичным рудным минералом является красновато-бурый рутил, который представлен выделениями призматической формы размером до 0.1-0.2 мм.

Гранатсодержащие кристаллические сланцы БМК, как продукты метаморфизма песчано-глинистых пород, характеризуются переменчивыми содержаниями  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и щелочей (см. Приложение 3.18).

Разнообразные слюдисто-кварцевые сланцы присутствуют в составе буганакской свиты, отдельных горизонтах кызылташской свиты, большей части аюсапканской свиты и они же являются существенной частью разрезов зигальгинской и отчасти зильмердакской свит. По минеральному составу среди них выделяются кварцево-сланцевые, слюдисто-кварцевые, двуслюдисто-кварцевые, двуслюдисто-кварцевые плагиоклазсодержащие и двуслюдисто-кварцевые плагиоклаз- и кальцитсодержащие разности (фото 7). Для БМК наиболее характерны первые три типа, в сложении которых принимают участие два (кварцево-сланцевые и слюдисто-кварцевые сланцы) или три (двуслюдисто-кварцевые) породообразующих минерала. Все типы пород этой группы имеют ясно выраженную полосчато-слоистую и сланцеватую текстуры и микроструктуру от гранолепидобластовой до лепидогранобластовой. Содержание основных минералов изменяется в широких пределах – от 5-10 до 60-70% для мусковита в слюдисто-кварцевых и кварцево-сланцевых сланцах, от 3-5 до 20-30 % для мусковита и от 2-3 до 25-30% для биотита в двуслюдисто-кварцевых сланцах. В плагиоклазсодержащих разностях слюдисто-кварцевых сланцев содержание плагиоклаза составляет 15-20%. Как особый тип слюдисто-кварцевых сланцев можно выделить хлоритсодержащие разновидности, но большей частью хлорит в них развивается по биотиту.

Основной породообразующий минерал в слюдисто-кварцевых сланцах белорецкого метаморфического комплекса – мусковит, встречается в чешуйках размером от долей до 5-6 мм (см. фото 7). В шлифах он обычно бесцветный или очень светло-зеленоватый. Угол оптических осей –  $2V$ , изменяется от 24 до 40°, изредка наблюдаются углы, близкие к 0°.

Как показано ранее (Алексеев, Алексеева, 1999; Алексеев и др., 2006), светлые мусковитовые слюды существенно отличаются от типичных мусковитов повышенными содержаниями  $\text{SiO}_2$  при одновременном пониженном содержании  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Приложение 3.19). Эти особенности присущи фенгитовым мусковитам и типичным фенгитам, то есть высококремниевым светлым слюдам, характерным представителям высокобарических комплексов. Широкое развитие фенгитовых мусковитов в метаморфических комплексах высокого давления было убедительно показано А.Миясино, У.Г.Эрнстом, Н.Л.Добрецовым и другими. Экспериментально зависимость содержания  $\text{SiO}_2$  в светлых слюдах от  $P$ - $T$ -условий их формирования

и в первую очередь от давления, была продемонстрирована Б.Вельде (Velde, 1967); Киприани с соавторами (Cirigliani e.a., 1971) и М.Эвир-женом (Минералы..., 1992).

Биотит в разных типах слюдисто-кварцевых сланцев БМК представлен буровато-зеленой разностью, железистость которых (Fe/Fe+Mg) изменяется в пределах 32-44 ат. % (см. Приложение 3.20).

Акцессорные минералы в слюдисто-кварцевых сланцах представлены рутилом, ильменитом, турмалином, апатитом и цирконом. Рутил, ильменит и турмалин – новообразованные метаморфогенные минералы, но часто в турмалинах наблюдается зональность, обусловленная присутствием окатанного кластогенного ядра. Метаморфогенный турмалин представлен дравитом с плеохроизмом в зеленых тонах, имеющим железистость около 32 ат. %. Размеры его призм больше в двуслюдисто-кварцевых и слюдисто-кварцевых сланцах омфацитовой метаморфической зоны, достигая 0.2-0.3 мм.

Химический состав пород группы слюдисто-кварцевых сланцев как продуктов метаморфизма песчано-глинистых осадочных пород характеризуется направленными изменениями в содержаниях SiO<sub>2</sub> от 50 до 68 мас. %, достигая в наиболее кварцевых разностях 82% (Приложение 3.21). Параллельно с увеличением содержания SiO<sub>2</sub> в породах понижается количество глинозема и других оксидов.

Группа слюдисто-кварц-плагиоклазовых сланцев. Породы распространены в камерташской подсвите кызылташской свиты. Они имеют ясно выраженную полосчато-слоистую текстуру при сланцеватом сложении и лепидогранобластовой микроструктуре. Слюдистые минералы представлены биотит-мусковитовым парагенезисом при преобладании крупночешуйчатого (до 3-5 мм) биотита, с плеохроизмом в светло-коричневых тонах и содержанием до 25-30%. Его железистость составляет 28-36 ат. % (см. Приложение 3.20). Часто он замещается слабо окрашенным железисто-магнезиальным хлоритом.

Мусковит бесцветный и светло-зеленоватый представлен чешуйками размером до 1-2 мм, ориентированными совместно с биотитом параллельно сланцеватости. Его содержание составляет 5-10% и в некоторых случаях достигает 20-25%. Плагиоклаз (олигоклаз № 20) встречается в ксеноморфных выделениях, соразмерных с зернами кварца. Его содержание изменяется от 5-10% до 30-40%. Из акцессорных минералов присутствует турмалин дравитового состава, в

призматических кристаллах размером до 0,1 мм. Рудные минералы – рутил, замещающийся сфеном, а также окисленный ильменит и сульфиды, замещенные лимонитом.

Химический состав слюдисто-кварц-плаггиоклазовых сланцев отличается переменными содержаниями всех породообразующих оксидов (см. Приложение 3.22).

Слюдисто-кальцит-плаггиоклазовые сланцы близки по ассоциации слагающих их силикатных минералов к вышеописанным слюдисто-кварц-плаггиоклазовым, но отличаются присутствием в заметных количествах карбоната, представленного кальцитом (фото 8, А). Содержание кальцита может изменяться от 15 до 40%. В зависимости от количественного содержания основных породообразующих минералов выделяются сланцы с преобладанием плаггиоклаза, слюд, кварца и кальцита. Наиболее типичны и широко распространены эти породы, в составе басканской подсвиты кызылташской свиты нижнего рифея.

Кристаллические сланцы обладают ясно выраженной полосчато-слоистой текстурой. Микроструктура их изменяется от типичной лепидогранобластовой до лепидогранопорфиробластовой. Порфиробластовая структура характерна для значительной части пород этой группы и обусловлена присутствием крупных (до 5-7 мм) порфиропойкилобластовых изометричных выделений кальцита, содержащих включения минералов основной массы сланцев, в первую очередь кварца и рудных. Состав темной слюды изменяется от обычного железисто-магнезиального биотита до содержащего железо флогопита в сильно известковистых и умеренно магнезиальных породах. Плаггиоклаз соответствует среднему олигоклазу с содержанием около 20-22% An. Часто встречается слабоокрашенный или почти бесцветный хлорит, замещающий биотит.

Из числа вторичных минералов, кроме хлорита и сфена, отмечаются эпидот и клиноцоизит. Часто в породах фиксируются псевдоморфозы по призматическому минералу, который по морфологии и продуктам замещения (кальцит, гидрослюда и серицит) может соответствовать цоизиту. Акцессорные минералы представлены турмалином дравитового состава, а рудные – пластинчатым лейкоксенизированным ильменитом и рутилом, обычно замещаемым сфеном. Осадочная природа протолитов сланцев подтверждается присутствием редких и мелких (около 0.01-0.02 мм) окатанных зерен циркона.

Химический состав кристаллических сланцев отличается умеренным и пониженным содержанием  $\text{SiO}_2$ , изменяющимся в пределах 42-60 мас. %, устойчиво невысоким содержанием  $\text{TiO}_2$  (0.3-0.7 мас. %), относительно невысокой долей железа (3-4%), постоянным присутствием в значительных количествах  $\text{CaO}$  (от 8 до 19%) и умеренным содержанием щелочей при преобладании  $\text{K}_2\text{O}$  в их составе (Приложение 3.23). Исходными породами протолитов для описанной группы сланцев могут быть известковистые глинистые алевролиты.

В особую группу парасланцев в составе белорецкого метаморфического комплекса выделяются ф и л л и т ы , наблюдающиеся в составе различных стратиграфических подразделений (от нижнего рифея до венда) в областях слабо проявленного регионального метаморфизма по периферии или даже за границами развития БМК как западнее Юрюзано-Зюраткульского глубинного разлома, так и в северной и южной продолжениях метаморфической зоны. Филлиты представляют тонкозернистые «блестящие» сланцы, сложенные минеральной ассоциацией мелкочешуйчатого мусковита (серицита) и кварца, часто с примесью хлорита, биотита и реже карбоната или углистого материала. Для них характерны микролепидогранобластовая или гранолепидобластовая структуры. При более четкой кристаллической индивидуализации слюдистых минералов породы могут определяться как микросланцы. Почти обязательными минеральными составляющими филлитов и микросланцев являются новообразованные мелкие (около 0.1 мм) призматические кристаллы турмалина и тонкие иглы (до 0.05-0.1 мм) рутила.

Химический состав филлитов и микросланцев обычен для осадочных глинистых пород – умеренные содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , низкие –  $\text{CaO}$  и преобладание в составе щелочей  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$  (Приложение 3.24).

Большую и разнообразную по составу группу в белорецком метаморфическом комплексе составляют графитсодержащие породы, среди которых наибольший интерес представляют хлоритоидсодержащие сланцы. Они широко распространены в составе комплекса и наиболее характерны для среднерифейских отложений, в первую очередь для зигазино-комаровской свиты.

Хлоритоидсодержащие сланцы встречаются в породах разных ступеней регионального метаморфизма, но наиболее часто хлорито-

ид развивается в породах филлитовой и зеленосланцевой фаций, и в меньшей степени в породах биотитовой и гранатовой. Типичными хлоритоидсодержащими породами в составе БМК являются графит-хлоритоид-кварцевые сланцы, в которых содержание хлоритоида составляет 20-30% и может достигать в некоторых наиболее глиноземистых разновидностях 50%.

Хлоритоид представлен призматическими и сфероидально-сноповидными агрегатами (фото 8, Б). Размеры отдельных призм изменяются от долей мм до 1-2 и иногда 3-5 мм по удлинению. Минерал в петрографических шлифах почти бесцветный или имеет очень слабый плеохроизм от бесцветного (по  $N_g$ ) до слабозеленоватого или голубовато-зеленоватого (по  $N_p$ ).

В наиболее распространенном типе пород хлоритоид ассоциируется с кварцем и графитом. Содержание графита в породах обычно не превышает 2-3%, редко достигая 5%. Он послойно рассеян в матрице в виде микрозернистой или очень мелкочешуйчатой вкрапленности. В качестве незначительной примеси присутствуют хлорит, серицит. В интенсивнее метаморфизованных сланцах появляется мусковит и редко биотит. Обычно присутствуют новообразованные турмалин, ильменит или рутил. Относительно редко наблюдаются хлоритоидные графитсодержащие сланцы с повышенными содержаниями калия и соответственно мусковита (Приложение 3.25, анал. 5).

В петрографическом описании метаморфических пород Башкирского мегантиклинория, и в том числе БМК, хлоритоид часто определяется как оттрелит, то есть как марганецсодержащая разновидность. Изученные нами хлоритоиды (см. Приложение 3.25) относятся к обычным, с высокими содержаниями глинозема и общего железа.

Хлоритоидсодержащие породы белорецкого метаморфического комплекса характеризуются повышенными содержаниями глинозема и общего железа при низких концентрациях щелочей, CaO и MgO (см. Приложение 3.25). То есть, для развития хлоритоида при метаморфизме, кроме термобарических условий, немаловажное значение, имеет специфический химизм исходных пород, обедненных щелочами, с одной стороны, и CaO, с другой, что способствует «изъятию» из минеральных ассоциаций слюдистых минералов – мусковита, биотита, а также плагиоклаза, амфиболов и минералов группы эпидота, в том числе цоизита, как в нашем случае.

Среди графитосодержащих пород БМК широко распространены графит-слюдисто-кварцевые сланцы, обычные в разрезах белетарской, зигальгинской и зигазино-комаровской свит среднего рифея, изредка наблюдающиеся в кызылташской свите нижнего рифея и зильмердакской свите верхнего рифея. Графит-слюдисто-кварцевые сланцы образуют прослои, пачки и горизонты мощностью до нескольких десятков, а иногда 100-200 метров. Ведущей минеральной ассоциацией в составе сланцев является мусковит-кварц-графитовая. Часто присутствуют хлорит и плагиоклаз, а также цоизит, гранат, турмалин, рутил или ильменит, пирит или лимонит по пириту. Текстура таких сланцев четко выраженная, полосчато-слоистая сланцеватая, из-за переменного содержания основных породообразующих минералов в различных слоях (фото 9), микроструктура лепидогранобластовая, а при отсутствии слюдяных минералов – близкая к гранобластовой, сочетающейся с уплощенностью зерен кварца параллельно плоскости сланцеватости. Содержание мусковита, представленного в чешуйках размером до 0.2-0.5 мм, обычно невысокое, в пределах нескольких процентов, но в некоторых слюдяных и слюдяных сланцах оно может достигать 25-40%. Количество графита чаще всего составляет 2-3%, но в обогащенных разностях может подниматься до 5-7%. Как установлено эмпирически, с возрастанием степени метаморфизма увеличивается кристалличность графита. Для зеленосланцевой фации тип углистографитового вещества соответствует ассоциации углистое вещество + скрытокристаллический (менее 0.001 мм) графит, для эпидот-амфиболитовой – скрыто- + мелкокристаллический (0.001-0.01 мм) графит, для амфиболитовой – явнокристаллический (0.01-1.0 мм) графит и для гранулитовой – крупнокристаллический (более 1.0 мм) графит (Кейльман, Золоев, 1989).

В графитосодержащих сланцах БМК графит обычно представлен скрыто- и мелкокристаллической разностью, неравномерно, обычно послойно распространенной в матриксе пород (см. фото 9). Изредка среди графитосодержащих сланцев присутствуют прослои и пачки графит-слюдисто-кварцевых пород с более крупнокристаллическим (около 1 мм, и более) графитом. Например, в цоизитсодержащем мусковит-графит-кварцевом сланце р. Яндык (обр. 18954) графит присутствует как в виде мелкозернистой вкрапленности, так и в форме плейчато-смятых чешуй с микроситовидным строением

размером до 0.2-0.4×2-3 мм. Содержание графита в этих сланцах составляет не менее 10%.

Слюдистые разности графитистых сланцев представлены графит-кварц-слюдяными сланцами, наблюдающимися в составе маярдакской подсветы кызылташской свиты ( $R_1$ ). Это тонкополосчато-слоистые и часто сплюснутые темно-серые сланцы с гранолепидобластовой микроструктурой, в сложении которых принимают участие мусковит (50-60%) и кварц, образующие соответственно слюдяные и подчиненные им кварцевые микрослои (см. фото 9). Тонкозернистый графит (0.01-0.02 мм) ассоциируется со слюдяными прослоями. Рудный минерал представлен почти полностью лейкоксенизированным ильменитом размером до 0.5-0.7 мм. Акцессорный минерал – турмалин, образующий призматические кристаллы размером до 0.1-0.2 мм. Химические составы пород приведены в Приложении 3.26.

Значительную долю в составе метаморфических производных песчано-глинистых пород белорецкого метаморфического комплекса составляют продукты метаморфизма песчаных и алевролитовых отложений, представленные кварцитами и слюдисто-кварцевыми сланцами. Они наиболее характерны для аюсапканской, зигальгинской и зильмердакской свит, в разрезах которых ими сложены горизонты и толщи мощностью до нескольких сотен метров. В виде отдельных прослоев и пачек небольшой мощности кварциты встречаются в разрезах и других свит, например, буганакской и авзянской.

Среди кварцитов по минеральному составу можно выделить мономинеральные, слабослюдистые, слюдистые, полевошпатовые, карбонатные и графитистые разновидности. По текстуре породы неяснослоистые или полосчатослоистые, массивные или слабосланцеватые, с типичной гранобластовой или лепидогранобластовой структурой (фото 10). Размер зерен кварца изменяется от 0.1-0.2 мм в мелкозернистых до 0.3-0.4 в среднезернистых разностях при содержании от 90-95%, в слабослюдистых и слюдистых разновидностях, до 98-99% в мономинеральных породах. Содержание мусковита (иногда в ассоциации с биотитом) колеблется от десятых долей % до 10%. В графитистых кварцитах содержание тонкозернистого (0.02-0.04 мм) графита не поднимается выше 1-2%. Полевошпатсодержащие разновидности типичны для зильмердакской свиты, в которых, кроме преобладающего обломочного калиевого полевого шпата,

иногда присутствует плагиоклаз и новообразованные слюды. В буганакской свите наблюдаются также прослой карбонатсодержащих и карбонат-полевошпатовых кварцитов, в которых содержание кальцита может достигать 40-50%, а полевого шпата (микроклина и плагиоклаза) – до 20-30%, в связи с чем такие породы могут определяться как силикатные мрамора.

На юго-восточном склоне хр. Маярдак в делювиальных отложениях были отмечены мелкие обломки цоизитовых кварцитов с неустановленной геологической позицией. Породы имеют массивную текстуру и нематопорфиногранобластовую структуру. Цоизит в кварцитах образует короткопризматические порфиробласты размером до 5 мм с содержанием до 20-25%, а основная масса сложена гранобластовым агрегатом кварца размерностью от 0.2 до 0.5 мм.

Обычными аксессуарными минералами в кварцитах являются окатанные обломки циркона размером не более 0.05-0.08 мм и регенерированный турмалин с хорошо различимым ядром кластогенной природы. Встречаются также мелкие зерна рудных минералов – магнетита и ильменита. В графитистых кварцитах обычно присутствуют лимонитовые псевдоморфозы по сульфидам.

Слюдисто-кварцитовые сланцы БМК отличаются от типовых кварцитов сланцеватостью и плоскостной ориентировкой кварцевых зерен.

Для мономинеральных, слабослюдистых, слюдистых кварцитов и слюдисто-кварцитовых сланцев характерны повышенные и высокие содержания  $\text{SiO}_2$  и пониженные всех других породообразующих окислов (Приложение 3.27). В составе полевошпатовых разновидностей отмечаются повышенные содержания щелочей, а в карбонатсодержащих –  $\text{CaO}$ .

**Мрамора.** Карбонатные породы в белорецком метаморфическом комплексе составляют характерную группу пород, образуя обособленные горизонты мощностью до 200-400 метров и прослой в толщах смешанного состава в переслаивании с метаморфическими сланцами. Между почти мономинеральными карбонатными породами, кристаллическими сланцами и кварцитами часто можно проследить все переходные разности.

Основными типами метаморфизованных карбонатных пород БМК являются кальцитовые и, в меньшей степени, доломитовые

мрамора. Кальцитовые мрамора слагают сюрюнзяк-ахмеровскую подсвиту кызылташской свиты нижнего рифея, имеющую общую мощность до 400 метров. Здесь необходимо отметить, что большинство выходов эклогитов связаны с полями развития мраморов этой подсвиты. Кальцитовые мрамора представлены крупнозернистыми кристаллическими породами, с массивной или неяснополосчатой, то есть реликтовой слоистой текстурой, и размерностью зерен кальцита в среднем 3-4 мм. Мономинеральные (кальцитовые) разновидности относительно редки. Большим распространением пользуются силикатные мрамора, в которых в переменных количествах присутствуют кварц, флогопит, мусковит, амфибол тремолит-актинолитового ряда, эпидот, клиноцоизит, хлорит, сфен, рутил, графит; часто отмечаются микроклин и плагиоклаз (фото 11). Общее содержание некарбонатных минералов обычно составляет 10-15% и может достигать 25%. Структура мономинеральных мраморов близка к гранобластовой, а силикатных – к гетерогранобластовой с элементами пойкилобластовой.

Доломитовые мрамора известны в составе авзянской свиты среднего рифея. Они представлены пластами до нескольких десятков метров мощностью. Доломиты серые, реже светло- и темно-серые, мелко- и среднезернистые, обычно с более или менее заметной полосчатой (слоистой) текстурой. В качестве второстепенных минералов присутствуют кварц, мусковит, полевой шпат, графит, содержание которых в обогащенных разновидностях может достигать 25-30%.

Химический состав пород соответствует минеральному и изменяется от почти не содержащих  $\text{SiO}_2$ , до разностей, обогащенных кремнеземом до 31%, с переменными содержаниями  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$  (Приложение 3.28).

## Глава 4. МИНЕРАЛЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Минералогия и минеральные ассоциации метаморфических пород белорецкого комплекса отличаются большим разнообразием, обусловленным широкими колебаниями составов пород субстрата и зональным характером прогрессивного регионального метаморфизма.

Как уже отмечалось выше, эклогиты с минеральной ассоциацией омфацит + гранат в составе БМК встречаются относительно редко, но при этом они являются одними из наиболее надежных индикаторов метаморфизма субстрата комплекса в условиях высоких давлений. В гранатовых амфиболитах белорецкого метаморфического комплекса типичной минеральной ассоциацией является парагенезис гранат + роговая обманка + плагиоклаз + ильменит (рутил), в амфиболитах – плагиоклаз + сине-зеленая роговая обманка + ильменит.

**Гранаты.** Минералы группы граната являются одними из наиболее характерных и важных во всех метаморфических образованиях, включая эклогиты. По мере нарастания уровня метаморфизма, в них увеличивается содержание магния, уменьшаются железистость и роль альмандиновой составляющей, то есть гранаты являются очень чувствительными индикаторами P-T условий образования метаморфических пород и могут служить критерием для определения термодинамических параметров формирования тех или иных метаморфических комплексов (Добрецов и др., 1974). В середине 60-х годов XX века было установлено новое свойство гранатов – широкое распространение в них химической неоднородности или зональности и, хотя известно о зональности давно, но только применение рентгеновского микроанализатора показало, что химическая зональность гранатов метаморфических пород является скорее правилом, чем исключением (Кузьмин, 1984, Соболев и др., 1986). Вследствие этой особенности в петрологии открылись заманчивые перспективы рассматривать не только статику, но и динамику термодинамического процесса, появилась возможность реставрировать историю метаморфизма (Авченко, 1982).

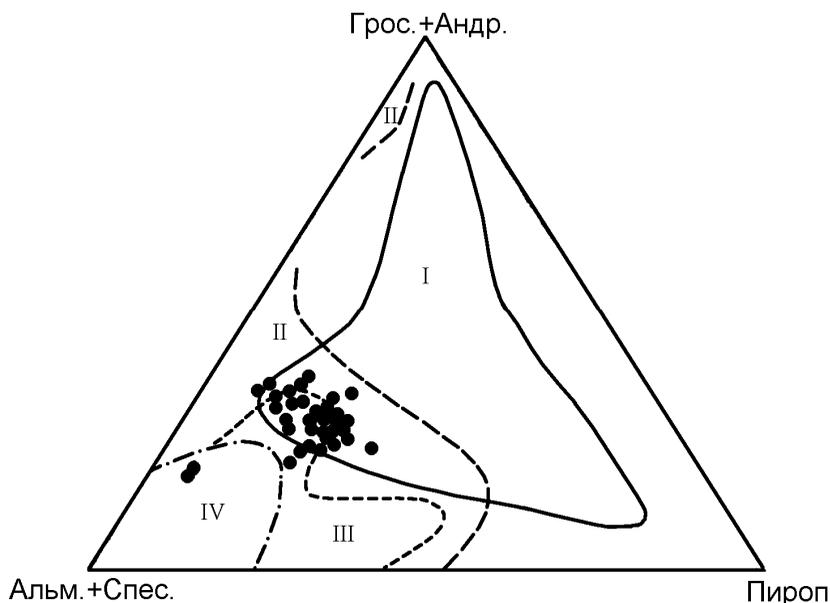
Важной особенностью структуры гранатов является повышенное координационное число Mg и Fe<sup>2+</sup> по сравнению с другими силикатами. Во всех силикатах Mg и Fe<sup>2+</sup> обладают координационным числом 6, в гранатах же для них характерна восьмерная координация. В то время как для Ca и Mg такая координация является обычной, для Mg и Fe<sup>2+</sup> повышение координационного числа связано с повышением давления: чем выше давление, тем больше магнезиального компонента входит в состав гранатов. Экспериментальные данные показывают, что нижний предел давлений, необходимых для образования железистого граната – альмандина, достаточно высок, около 3 кбар в сухих системах. В гидротермальных условиях альмандин синтезирован при давлении до 500 атм. Вхождение магнезиального компонента в кристаллическую решетку минерала повышает этот предел, причем, чем выше давление, тем больше магния входит в их состав (Добрецов и др., 1974).

Гранаты в БМК являются породообразующими минералами эклогитов, гранатовых амфиболитов и гранатосодержащих разностей кристаллических сланцев. Они представлены порфиробластовыми выделениями, размером не более 1-2 мм в диаметре в эклогитах, до 5-6 мм в гранатовых амфиболитах и до 1 см в кристаллических сланцах. Относительное содержание гранатов в породах колеблется в зависимости от парагенезисов. Для эклогитов и амфиболитов оно изменяется от 20 до 45%, в кристаллических сланцах – от 5 до 25%.

Первые сведения о составе гранатов из эклогитов и амфиболитов БМК были получены Ю.П.Краевым в 1972 году в результате тематических работ по изучению алмазности магматических пород. Более детально эклогиты и слагающие их минералы были изучены А.А.Алексеевым (Алексеев, 1983), А.А.Алексеевым и Г.В.Алексеевой (Алексеев, Алексеева, 1979, 1995), А.Р.Галиевой (2001) и А.А.Алексеевым с соавторами (2006).

Методом рентгеноспектрального анализа на электронном микроанализаторе JXA – 8900 RWD (RWTH, г.Аахен, Германия) в прозрачных полированных шлифах были детально исследованы гранаты из эклогитов и гранатовых амфиболитов белорецкого комплекса Южного Урала (Приложения 4.1, 4.2). Были выполнены многочисленные микронзондовые анализы в случайных точках и около 40 профилей через отдельные кристаллы. Химические анализы минералов пересчитывались на кристаллохимические формулы по обычному кислородному методу.

Точки составов гранатов из эклогитов и гранатовых амфиболитов на диаграмме, предложенной Н.Л.Добрецовым с соавторами (Добрецов и др., 1970), попадают в поля гранатов эклогитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма (рис. 4.1).

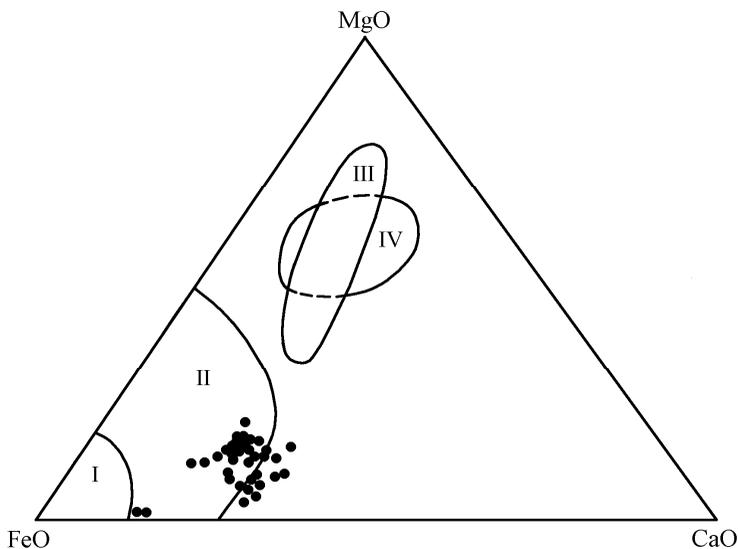


**Рис. 4.1. Гранаты из эклогитов и амфиболитов БМК на сводной диаграмме полей составов пироп-альмандиновых гранатов разных фаций метаморфизма (по Н.Л.Добрецову и др., 1970)**

I - эклогитовая (вместе с гроспидитами); II - гранулитовая (совместно с богатыми кальцием гранатами); III - амфиболитовая (совместно с фациями кианитовых гнейсов и сланцев); IV - эпидот-амфиболитовая и роговиковая.

На диаграмме Б.Г.Лутца (Лутц, Никишев, 1963) большинство гранатов БМК попадают в поле гранулитовой фации (рис. 4.2). По химическим составам (см. Приложение 4.1, 4.2) все изученные гранаты оказались в той или иной степени зональными и представлены альмандинами с подчиненным количеством пиропового, гроссулярового и спессартинового компонентов. Гранаты из эклогитов характеризуются более низкими содержаниями FeO и более высокими содержаниями MgO и CaO по сравнению с гранатами из амфиболит-

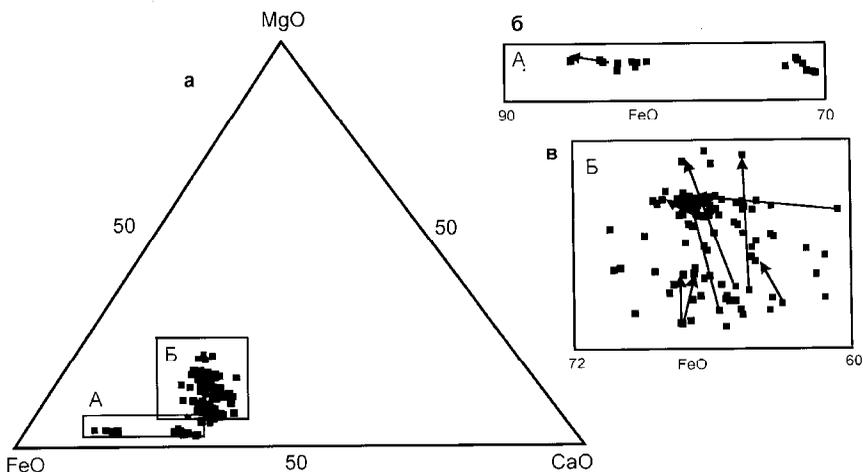
тов. В переводе на миналы содержание пиропа в гранате из эклогитов составляет 14-27%, альмандина – 43-57%, а в амфиболитах, соответственно, 2-6% и 57-76%. Кроме того, для гранатов из амфиболитов характерны более высокие содержания гроссулярового и спессартинового миналов.



**Рис. 4.2.** Диаграмма (FeO+MnO) - MgO - CaO для гранатов БМК (по Б.Г.Лутцу, К.Н.Никишеву, 1963)

Поля гранатов метаморфических фаций: I - амфиболитовой, II - гранулитовой, III - эклогитовой, IV – кимберлитовой.

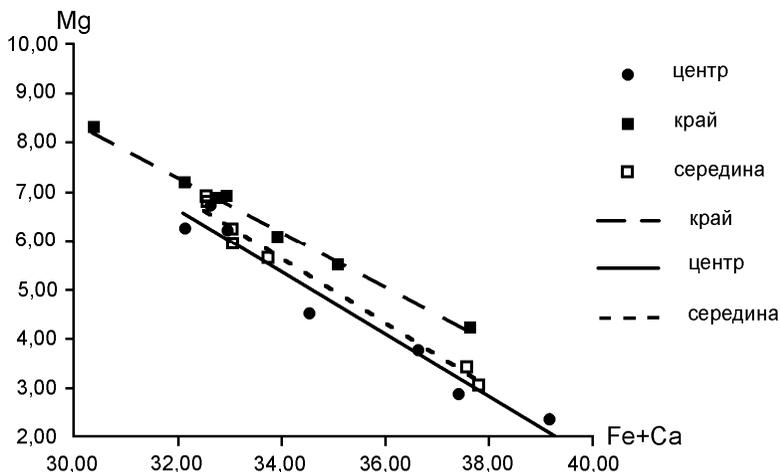
На трехкомпонентной диаграмме FeO-MgO-CaO (рис. 4.3) можно выделить два поля гранатов различного состава: одно включает в себя железистые гранаты из амфиболитов, другое – более магнезиальные гранаты из эклогитов. Следовательно, можно сделать вывод о том, что эклогиты формировались при более высоких давлениях, нежели гранатовые амфиболиты, хотя и те и другие относятся к единому прогрессивному этапу метаморфизма. В гранатах эклогитов и амфиболитов БМК от центров к краям кристаллов наблюдается устойчивое увеличение содержания Mg и столь же отчетливое уменьшение содержания Fe и Ca, что для эклогитов иллюстрирует рис. 4.4.



**Рис. 4.3.** Диаграмма FeO-MgO-CaO для гранатов из амфиболитов (А) и эклогитов (Б) БМК. Стрелками указано изменение составов гранатов от центра к краю кристаллов

На микрозондовых профилях общая картина изменения составов гранатов от центра к краю подтверждается. Наиболее представительные профили показаны на рис. 4.5 и 4.6, из которых видно, что в центральных частях зерен отмечаются незначительные колебания в содержаниях компонентов. К периферии зерен содержания CaO и FeO уменьшаются, а MgO – увеличивается. Колебания MgO составляют от 2 до 5%, CaO – от 13 до 9%, FeO – от 27 до 25%. Изменения в содержаниях компонентов (MgO, FeO и CaO) можно проследить и в химических составах гранатов из других образцов. Так, в образце эклогита 15839 содержание MgO возрастает от 1,79 до 4,14%, CaO изменяется от 12,27 до 9,66%, FeO колеблется от 25,04 до 27,52%. В образце 12712 соответственно содержание MgO изменяется от 5,67 до 6,74%, CaO – от 10,63 до 9,19%, FeO – от 24,22 до 22,34%. В образце 18704 – MgO изменяется от 3,11 до 8,18%, CaO – от 12,98 до 8,48%, FeO – от 24,83 до 20,88%.

Таким образом, наблюдается четкая выраженная направленность в изменении содержаний компонентов – от центра к краю увеличивается количество MgO и уменьшается CaO и FeO.

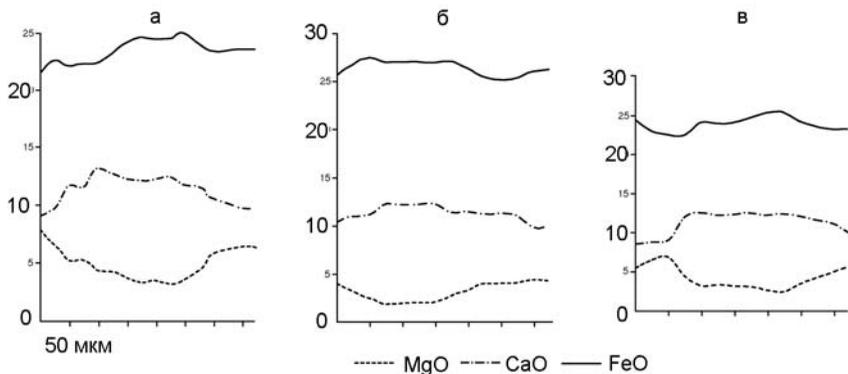


**Рис. 4.4.** Изменения составов зональных гранатов в эклогитах БМК

Заметное уменьшение содержания магния и увеличение количества железа (так называемая обратная зональность) наблюдается в ряде случаев лишь в узкой краевой оторочке зерна (см. рис. 4.5 в, 4.6 а, г). На концентрационной кривой распределения кальция нет резко выраженных перегибов, она имеет более плавные очертания, то есть в краевых частях кристалла отмечается незначительное увеличение содержания Ca.

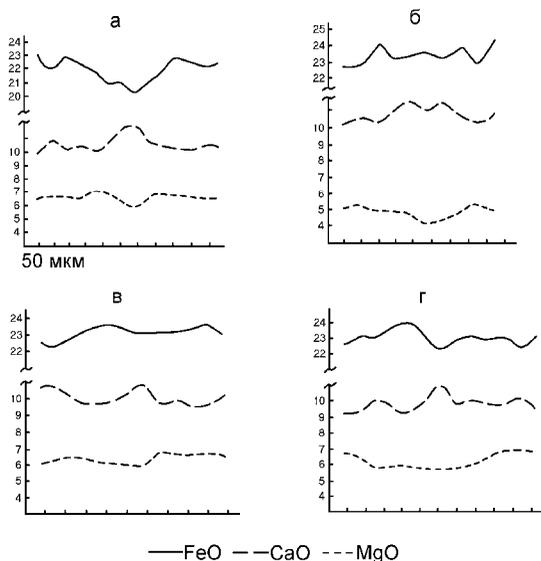
Обратную зональность гранатов связывают либо со вторым прогрессивным метаморфизмом с более низкой температурой относительно первого, либо с ретроградной стадией метаморфизма, следующей непосредственно за прогрессивным этапом (Авченко, 1982). При этом необходимо соблюдать определенную осторожность при установлении закономерностей в эволюции и генезисе зональности, так как исчезновение прямой зональности и появление обратной можно объяснить различными температурами метаморфизма в рамках одного тектонического цикла. Гранаты метабазитов БМК обладают в основном простой, а в некоторых случаях сложной формой химической зональности.

При этом содержание MnO практически не изменяется в пределах отдельных кристаллов граната, что говорит об отсутствии значительных колебаний температуры в процессе метаморфизма пород белорецкого комплекса.



**Рис. 4.5. Микронзондовые профили гранатов из эклогитов белорецкого метаморфического комплекса**

а – обр. 18704 (юго-западный склон хребта Маярдак в истоках ручья Яндык); б – обр. 15839 (участок «Холодный ключ»); в – обр. 18615 (карьер на западном склоне высоты 607,6 м).

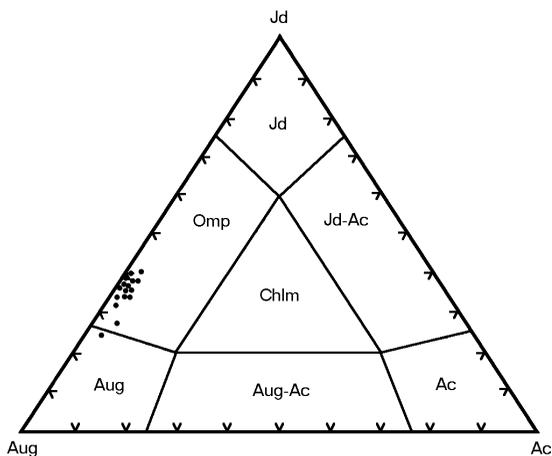


**Рис. 4.6. Микронзондовые профили гранатов из эклогитов белорецкого метаморфического комплекса**

а – обр. 18505 (участок «Холодный ключ»); б – обр. 18214 (правый берег р.Буганак, выемка на ж/д Белорецк–Уфа); в – обр. 9782 (восточнее д.Азикеєво, в 700 м от высоты 607,7 м); г – обр. 12712 (участок «Холодный ключ»).

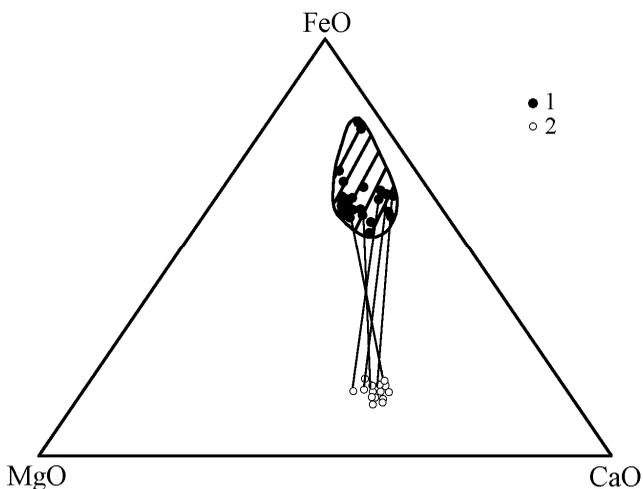
На наш взгляд, сложная зональность гранатов из эклогитов БМК может быть объяснена их кристаллизацией в два этапа, то есть можно сделать вывод о проявлении по меньшей мере двух этапов единого цикла метаморфизма. В результате первого этапа образовались эклогиты и гранатовые амфиболиты, а во второй этап при незначительном снижении температуры и давления происходили незавершенные преобразования эклогитов с образованием апоэклогитовых амфиболитов. Второму этапу соответствуют наблюдающиеся элементы регрессивной зональности в узких краевых оторочках граната.

**Пироксены.** Как уже отмечалось выше, из пироксенов в metabazитах комплекса присутствует клинопироксен, относящийся к омфациту (содержание жадеитового минала в среднем равно 37%) и являющийся основным породообразующим минералом в эклогитах. Распространение его ограничено нижним рифеем, обнаженным в ядре Буганакской брахантиклинали. Обычно он образует агрегаты короткопризматических, реже субпараллельно ориентированных длиннопризматических кристаллов. Химические анализы пироксенов и пересчеты на кристаллохимические формулы приведены в Приложении 4.3.



**Рис. 4.7. Составы клинопироксенов из эклогитов БМК (по С.П.Кориковскому и др., 1998)**

Jd – жадеит, Chlm – хлормеланит, Ac – акмит, Omp – омфацит, Aug – авгит.



**Рис. 4.8. Гранат (1) и клинопироксен (2) из эклогитов БМК на диаграмме MgO-FeO-CaO**

Составы сосуществующих минералов соединены линиями; заштриховано поле состава гранатов из эклогитов

На сегодняшний день зональность в метаморфических моноклинных пироксенах изучена слабо, и в большинстве случаев не фиксируется. Наблюдаются незначительные вариации содержаний главных компонентов в пределах кристалла: например, содержания  $\text{SiO}_2$  различаются не более чем на 0,74%,  $\text{CaO}$  – не более чем на 0,90%. Анализ центральной и краевой частей по двум образцам показал возрастание содержания  $\text{SiO}_2$  в краевой части на 0,2-0,3%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  на 0,23-1,85%,  $\text{Na}_2\text{O}$  на 0,35-1,12% и падение  $\text{CaO}$  на 0,4-2,3%. Таким образом, хотя метаморфические клинопироксены и не являются однородными по составу, но какие-то определенные закономерности в вариациях компонентов не установлены (Крылова и др., 1991).

Состав клинопироксенов БМК показан на рисунке 4.7, из которого видно, что большинство фигуративных точек попадает в поле омфацита. Омфацитовый клинопироксен имеет низкую железистость, которая колеблется от 16,3 до 22,4%. Железистость сосуществующего с ним граната обычно в 3-4 раза выше, что определяет положение гранат-клинопироксеновых парагенезисов на диаграмме  $\text{CaO-MgO-FeO}$  (рис. 4.8).

Экспериментально доказано (Кушев, Виноградов, 1978), что с возрастанием давления содержание жадеита в клинопироксенах увеличивается, а с возрастанием температуры – уменьшается, в отличие от  $Al_{VI}$  (чермакита). Эти закономерности находят хорошее подтверждение на природном материале. Что касается условий образования жадеитсодержащих пироксенов, то, как уже было отмечено, кристаллизация омфацитов регулируется в первую очередь давлением при низких температурах. Видимо, именно давление ответственно за вхождение в структуру минерала Na (вместо Ca) при одновременном замещении Mg на  $Al_{VI}$ .

**Амфиболы.** Минералы этой группы достаточно широко развиты в белорецком метаморфическом комплексе в разных типах пород, но наиболее характерны они для гранатовых и безгранатовых амфиболитов, апоэклогитовых амфиболитов и метаморфических сланцев, сформировавшихся по известковистым терригенным породам. Все они относятся к кальциевым амфиболам ряда тремолит-актинолит-роговая обманка. Среди них по оптическим свойствам и химическому составу определены тремолит, актинолит, сине-зеленая роговая обманка и роговая обманка.

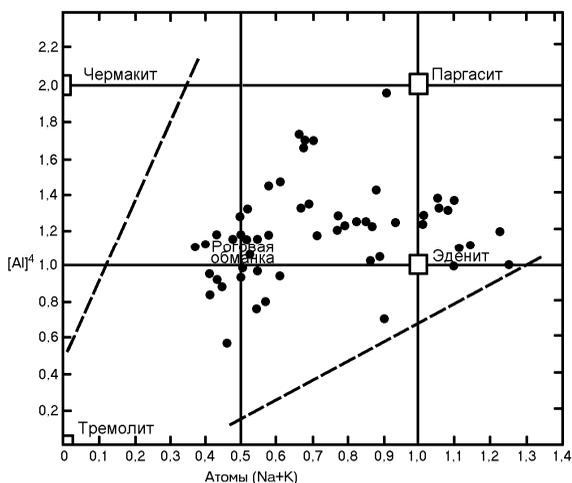
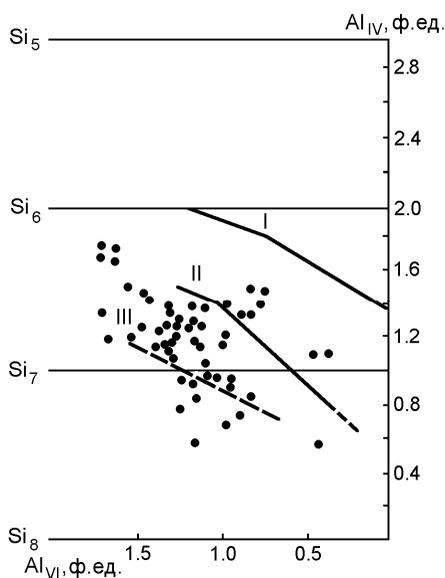


Рис. 4.9. Химический состав амфиболов из метабазитов БМК на диаграмме  $Al_{IV}$ -(Na+K). По У.А.Диру и др., 1965

В породах белорецкого метаморфического комплекса тремолит встречается в мраморах, а актинолит – в альбитовых амфиболитах западной краевой части комплекса. Синие-зеленая роговая обманка присутствует в безгранатовых амфиболитах, а роговая обманка – в гранатовых амфиболитах и апоэклогитовых амфиболитах. Часть химических анализов роговых обманок из диафторированных эклогитов и гранатовых амфиболитов приведена в Приложении 4.4.

Роговые обманки эклогитов и амфиболитов по соотношениям  $Al_{VI}/(Na+K)$  имеют близкий к обыкновенной роговой обманке или промежуточный между роговой обманкой и эденитом состав (рис. 4.9).



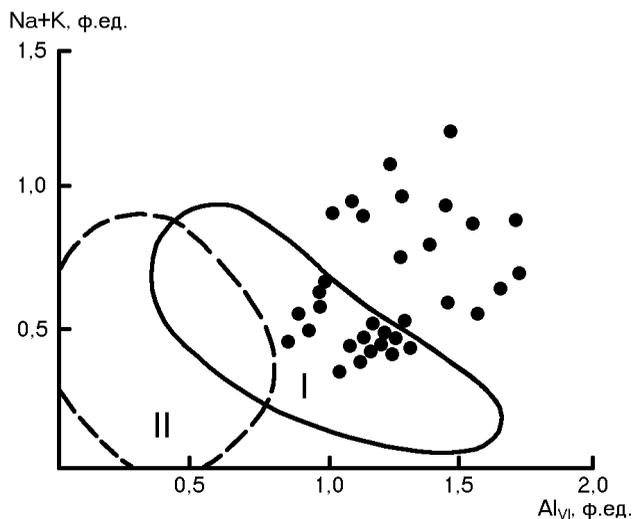
**Рис. 4.10.** Диаграмма  $Al_{VI} - Al_{IV}$  для амфиболов из метабазитов БМК (по В.В.Закруткину, 1968)

I-III - фации метаморфизма (I - гранулитовая, II - амфиболитовая, III – эпидот-амфиболитовая).

Химизм амфибола, как и других минералов переменного состава в метаморфических породах, зависит не только от характера, но и от термобарических условий метаморфизма. В первую очередь это относится к общему содержанию Al в амфиболах и его распределе-

нию между тетраэдрической и октаэдрической позициями. Установлено, что содержание тетраэдрического Al имеет тенденцию к возрастанию в Са-амфиболах, кристаллизующихся при более высоких температурах, а содержание Al в октаэдрической позиции в большей мере может быть использовано для характеристики давления (Закруткин, 1968, Костюк, 1970, Костюк, Соболев, 1965, Крылова и др., 1991, Bard, 1970, Leake, 1965). На диаграмме В.В.Закруткина (1968), по соотношениям  $Al_{IV}$  и  $Al_{VI}$  амфиболы из гранатовых амфиболитов попадают в поле амфиболитовой фации, а амфиболы из симплектитовых амфиболитов и симплектитовых эклогитов как продукт регрессивного этапа метаморфизма располагаются в пределах эпидот-амфиболитовой фации (рис. 4.10).

На диаграмме Дж. Барда (Bard, 1970) выделены поля амфиболов кианит-силлиманитовой и андалузит-силлиманитовой факультальных серий с небольшой областью перекрытия. Анализы амфиболитов БМК в основном располагаются в поле и правее поля метаморфических пород кианит-силлиманитовой факультальной серии (рис. 4.11).

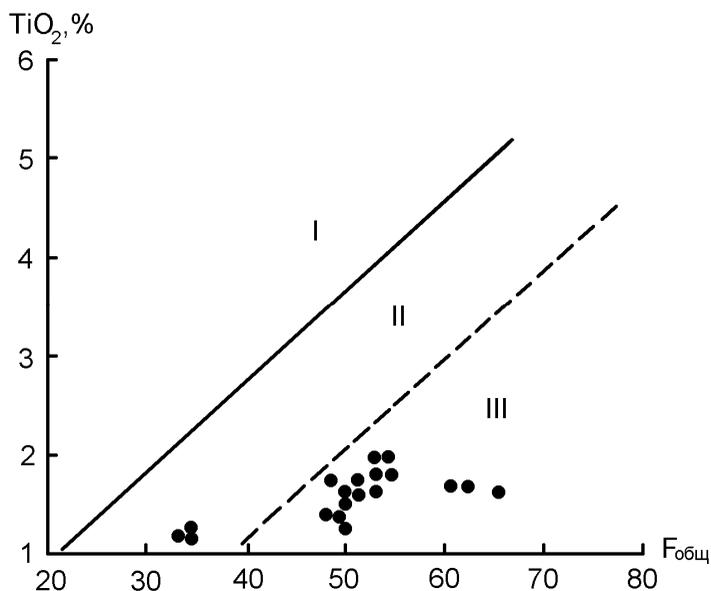


**Рис. 4.11. Составы кальциевых амфиболов белорецкого комплекса на диаграмме Дж. Барда (1970)**

I и II – поля амфиболов кианит-силлиманитовой (I) и андалузит-силлиманитовой (II) факультальных серий метаморфизма.

**Биотит** – весьма распространенный породообразующий минерал в метаморфических породах. Исследования поведения биотита в конкретных геологических процессах дают возможность судить об условиях его образования (Ушакова, 1971), а, следовательно, и о термодинамике того или иного процесса. В областях полиметаморфических комплексов значение изучения биотита еще более возрастает, поскольку его кристаллизацией сопровождаются практически все этапы регионального метаморфизма (Другова и др., 1976).

Большинство биотитов из сланцев и амфиболитов попадают в поле низкотемпературной амфиболитовой фации умеренного давления и лишь несколько анализов из карбонатсодержащих сланцев располагаются в поле высокотемпературной амфиболитовой фации (рис. 4.12), что, вероятнее всего, обусловлено несколько пониженным содержанием титана в карбонатсодержащих сланцах.



**Рис. 4.12. Зависимость титанистости биотитов от их общей железистости (по Г.М.Друговой и др., 1976)**

Поля: I - гранулитовой фации, II - высокотемпературной амфиболитовой фации, III - низкотемпературной амфиболитовой фации. Точками показаны составы биотитов БМК.

Хорошо известно, с повышением степени метаморфизма увеличивается титанистость биотитов, что является одним из надежных критериев определения фациальной принадлежности биотитосодержащих метаморфических пород. Количество Ti в биотите амфиболитовой фации не поднимается выше 0,38 формульных единиц (ФЕ), а в гранулитовой – не опускается ниже 0,28 при максимальных значениях 0,67. В биотитах БМК количество Ti изменяется от 0,04 до 0,11 ФЕ. Причем содержание Ti в биотитах из сланцев и амфиболитов примерно одинаковое, то есть можно говорить об одинаковых РТ параметрах формирования тех и других пород.

Кроме того, для определения зависимости состава биотитов от условий образования имеет большое значение содержание и поведение Al, как суммарного, так тетраэдрического ( $Al_{IV}$ ) и октаэдрического ( $Al_{VI}$ ). Многочисленными исследованиями было показано существование зависимости общего содержания Al в биотите от состава вмещающих пород: биотиты из пород, бедных  $Al_2O_3$ , имеют низкие содержания этого оксида. При этом было установлено, что давление оказывает существенное влияние на количество  $Al_{IV}$  в метаморфических биотитах. В частности, по данным Г.М.Друговой с соавторами (1976) при повышении давления отношение  $Al_{VI}/Al_{IV}$  в биотитах заметно возрастает. По М.Д.Крыловой с соавторами (1991) для биотитов разных метаморфических комплексов кианитового типа ( $P = 7-9$  кбар) среднее содержание  $Al_{IV}$  составило 1.21, а для биотитов андалузитовой фации метаморфизма ( $P = 4-6$  кбар) 1.32. В биотитах БМК содержание  $Al_{IV}$  изменяется от 0.7 до 1.28 (в среднем  $\sim 1.20$ ), что противоречит представлениям о принадлежности БМК к андалузитовому типу метаморфизма (Ротару, 1984).

**Мусковит** является одним из основных породообразующих минералов метаморфических пород белорецкого комплекса, представленных разнообразными кристаллическими сланцами и кварцитами. Содержание мусковита изменяется от единичных чешуек (в кварцитах) до 30-50 и более % в слюдистых сланцах.

Как было показано ранее (Алексеев, Алексеева, 1997), светлые слюды из метаморфических пород белорецкого комплекса, по данным химических анализов мономинеральных фракций, существенно отличаются от типичных составов мусковитов повышенными содержаниями  $SiO_2$  при пониженном количестве  $Al_2O_3$ , то есть по хи-

мизму оказываются близкими к фенгитовым слюдам. В светлых слюдах белорецкого комплекса количество Si изменяется от 3,09 до 3,54, соотношение Si:Al<sup>IV</sup> от 3,41 до 7,16, а содержание фенгитовой составляющей от 14 до 31%, то есть почти все изученные слюды комплекса можно отнести к фенгитовым мусковитам, а некоторые из них – к типичным фенгитам, то есть к высококремниевым слюдам, характерным для высокобарических комплексов.

Микрозондовые анализы светлых слюд БМК не противоречат вышеприведенным данным и также свидетельствуют о повышенном содержании в мусковитах комплекса кремнезема и пониженном – глинозема, то есть о принадлежности слюд к фенгитсодержащим и фенгитовым мусковитам и в редких случаях – к фенгитам. Это видно из данных, приведенных в Приложениях 4.5 и 4.6.

Существенно ниже содержание фенгита (селадонита) только в мусковите из цоизит-кварцевой жилы альпийского типа (проба 15888), сформировавшейся при низком давлении, и в цоизит-силлиманитсодержащем кварците (проба 18219, Приложение 4.5), в котором низкофенгитовый мусковит является наложенным минералом, замещающим фенгитовый мусковит.

Таким образом, светлые слюды БМК отличаются от идеального мусковита повышенными содержаниями SiO<sub>2</sub> и пониженными Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, то есть особенностями, характерными для фенгита. Экспериментальными данными Б.Вельде (Velde, 1965, 1967) было показано, что содержание Si<sup>4</sup> в фенгите можно рассматривать как индикатор P-T-условий его образования, при этом изменение химизма слюдо-содержащих пород не оказывает влияния на содержание Si<sup>4</sup> в фенгите. Увеличению содержания фенгитовой составляющей в светлых слюдах способствует рост давления (Cipriani, 1971, Gray, Yardley, 1979). Выводы из экспериментальных данных подтверждаются широким развитием фенгитовых мусковитов в метаморфических комплексах высокого давления, что убедительно было показано А.Мяси-ро, У.Г.Эрнстом, Н.Л.Добрецовым и другими.

**Плагиоклазы.** Плагиоклаз присутствует в двух типах пород белорецкого комплекса – метабазитах и плагиоклазсодержащих кристаллических сланцах. В гранатовых амфиболитах он ассоциирует с гранатом и роговой обманкой или с роговой обманкой в неальбитизированных разностях. В амфиболитах без граната в ассоциации с

сине-зеленым амфиболом плагиоклаз представлен олигоклазом, содержащим менее 20% An. В аподиабазовых эпидотовых амфиболитах, за пределами развития метаморфических пород комплекса, он имеет альбитовый состав, как и в плагиоклазсодержащих апотерригенных метаморфических сланцах зеленосланцевой фации в ассоциации с мусковитом, биотитом или мусковитом и хлоритом. В гранатсодержащих плагиоклаз-двуслюдяно-кварцевых сланцах содержание анортита составляет 22%. По единичным микрозондовым анализам, в симплектитовых амфиболитах по эклогитам плагиоклаз в диабластовых агрегатах по омфациту соответствует олигоклазу № 18 и альбиту № 2 (Приложение 4.1, проба 18214, проба 12712).

**Хлорит** в метаморфических породах белорецкого комплекса широко развит во всех метаморфических зонах. В зеленосланцевой и отчасти эпидот-амфиболитовой фации он является проградным минералом, равновесным с сосуществующими с ним мусковитом, актинолитом или минералами эпидотовой группы. В породах эпидот-амфиболитовой (цоизит-амфиболитовой) и амфиболитовой (эклогитовой) фации он является ретроградным минералом, замещающим биотит и гранат. Как в метабазитах, так и в метаморфических сланцах по терригенным породам хлориты представлены низкодвупреломляющими (двупреломление от 0,000 до 0,002) оптически положительными железисто-магнезиальными прохлоритами. Систематическое изучение хлоритов из метаморфических пород комплекса – задача дальнейших исследований.

## **Глава 5. ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА**

К числу общих геолого-петрологических аспектов метаморфизма горных пород БМК, имеющих дискуссионный характер и нуждающихся в специальном рассмотрении, следует отнести вопросы, которые возникают при исследовании любого, интенсивно преобразованного региональным метаморфизмом, геологического объекта – зональности, фаций и термобарических условий.

### **5.1. Метаморфическая зональность**

В ранних работах в метаморфической зональности белорецкого метаморфического комплекса выделялись зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации метаморфизма (Ротару, 1984; Алексеев, 1994, 1996). Как известно, первым наиболее общим признаком прогрессивной метаморфической зональности или усиления степени метаморфизма является увеличение размера зерен метаморфических минералов, что и наблюдается в белорецком комплексе при движении от его периферических зон к ядерной, сводовой части структуры, сложенной нижнерифейскими отложениями. Но наиболее надежным методом картирования прогрессивной метаморфической зональности в метаморфических комплексах, кроме выделения различных фаций и субфаций метаморфизма на основе изучения минеральных парагенезисов, является картирование метаморфических зон по индекс-минералам (минералам индикаторам), развивающимся в породах одного, например, пелитового или базитового типа.

В метапелитовых породах обычно наблюдается следующая последовательность образования метаморфических минералов, прослеженная впервые Д. Барроу в Далрэдском и Мойнском комплексах Грампианского нагорья в Шотландии: хлорит, биотит, гранат, ставролит, кианит, силлиманит. Для картирования зональности белорецкого комплекса, учитывая термобарическую специфику метаморфизма горных пород, были выбраны следующие минералы: хлори-

тоид, биотит, гранат, омфацит. Из них омфацит типичен только для metabazитов высокой степени метаморфизма, а остальные три минерала обычны для метапелитовых кристаллических сланцев. Изограды проводились по первому появлению индекс-минерала. Другими словами, изограды указанных минералов соответствуют ареалам их развития в белорецком метаморфическом комплексе (естественно, исключая в той или иной степени ареал развития индекс-минерала следующей метаморфической зоны). Кианит, обычный для метаморфической зональности многих метаморфических комплексов кианит-силлиманитовой фациальной серии, в породах белорецкого комплекса есть (точнее, был), но его распространение ограничено и вместо него в апелитовых породах развивается цоизит.

Таким образом, в метаморфических породах белорецкого комплекса с повышением степени метаморфизма нами выделены изограды хлоритоида, биотита, граната и омфацита, ограничивающие распространение соответствующих метаморфических зон (см. рис. 3.7), которые свидетельствуют о возрастании степени метаморфизма горных пород с запада на восток и с северо-запада и севера на юго-восток и юг к центру метаморфической зональности, расположенному в ядре Буганакской брахиантиклинали с эклогитовыми парагенезисами в metabazитах и с силлиманитовыми в метатерригенных породах (Алексеев и др., 2001, 2002). Другим подчиненным центром метаморфической зональности можно считать Азнагуловскую брахиантиклиналь, но в составе метаморфических пород этой структуры второго порядка эклогиты или их реликты не выявлены, хотя присутствие гранатомфацитового парагенезиса и здесь вполне возможно.

Хлоритоидная метаморфическая зона окаймляет белорецкий комплекс с запада и северо-запада и развита в породах нижнего, среднего и отчасти верхнего рифея. Изограда хлоритоида с запада точно не прослежена, так как его первое появление фиксируется за пределами площади, занятой белорецким комплексом. Вероятно, с учетом вышесказанного и относительно высокой зависимости кристаллизации хлоритоида от состава исходного субстрата, его изограда должна быть заменена изоградой мусковита и/или серицита. Минеральные ассоциации этой зоны включают хлорит, серицит (мусковит), кварц в метапелитах; эпидот, хлорит, актинолит, альбит, кальцит в metabazитах. Биотитовая метаморфическая зона в виде концентрического полукольца охватывает внутренние метаморфические зоны белорецкого комплекса. Его ми-

неральные парагенезисы (биотит + мусковит + кварц, биотит + мусковит + хлорит + кварц, биотит + мусковит + альбит + кварц, мусковит + хлоритоид + хлорит + кварц) развиты в метапелитах преимущественно верхнего рифея. В metabазитах биотитовой зоны типична минеральная ассоциация, включающая сине-зеленую роговую обманку, эпидот, альбит, хлорит, сфен. В метапелитах рудные минералы представлены ильменитом или рутилом. Хлоритоидная и биотитовая метаморфические зоны в целом отвечают зеленосланцевой фации метаморфизма, но часть первой может быть отнесена к филлитовой фации. Границами биотитовой зоны служат: внешней – изограда биотита, внутренней – изограда граната.

Гранатовая метаморфическая зона характеризуется развитием в метапелитах наиболее типичной минеральной ассоциации гранат + биотит + мусковит + кварц + рутил (ильменит). Обычными минералами в слабоизвестковистых кристаллических парасланцах этой зоны являются цоизит и плагиоклаз (от кислого до среднего олигоклаза). В метапелитах с повышенным содержанием извести обычны кальцит или доломит, присутствует слабоокрашенная зеленая роговая обманка. В породах с низким содержанием щелочей и извести и повышенным – глинозема в метаморфической зоне устойчив хлоритоид. Относительно редко наблюдающейся, но интересной ассоциацией является парагенезис кварц + цоизит и кварц + цоизит + мусковит. Гранат в метапелитах присутствует не повсеместно, он появляется в разностях пород, по химизму благоприятных для его развития. В среднерифейских metabазитах с повышенной железистостью его присутствие установлено за пределами гранатовой зоны, то есть в биотитовой метаморфической зоне (см. рис. 3.7). В стратиграфическом отношении минеральные парагенезисы гранатовой зоны развиваются в нижнерифейских отложениях, но иногда наблюдаются в нижней части разреза – в отложениях аюсапканской и белетарской свит среднего рифея. Гранатовая метаморфическая зона охватывает породы с минеральными парагенезисами, соответствующими условиям метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации во внешней, и амфиболитовой – во внутренней части зоны.

Омфацитовая метаморфическая зона выделена, в отличие от перечисленных выше, по появлению омфацита в metabазитах, по этому индекс-минералу она четко обособляется в структуре метаморфического комплекса. Гранат-рутил-омфацитовая ассоциация в metabазитах

развита только в составе нижнерифейских отложений Буганакской брахиантиклинали и соответствует ядру метаморфической зональности с наиболее высокими термобарическими условиями метаморфизма. В метапелитах зоны обычны парагенезисы гранат + биотит + мусковит + плагиоклаз (олигоклаз) + кварц + рутил, биотит + мусковит + кварц, цоизит + биотит + мусковит + кварц, биотит + цоизит + кварц, биотит + мусковит + цоизит + кварц + кальцит; изредка отмечаются ассоциации силлиманит + цоизит + биотит + кварц, гранат + биотит + кварц, кианит + тальк + кварц. В карбонатных породах типична ассоциация кальцит + флогопит + плагиоклаз (олигоклаз) + кварц, кальцит + флогопит + цоизит. По минеральным парагенезисам метабазитов зона соответствует эклогитовой фации метаморфизма.

В метаморфических породах белорецкого комплекса широко проявлены и регрессивные, диафторические изменения, но они, как свидетельствуют наблюдения над взаимоотношениями и ориентировкой ретроградных минералов, не связаны с самостоятельной фазой деформации и соскладчатого метаморфизма, а обусловлены подъемом и охлаждением пород комплекса, сопровождающимися образованием более низкотемпературных и низкобарических минералов, замещающих минералы проградной ветви единого метаморфического цикла. Об этом может свидетельствовать неупорядоченная ориентировка всех диафторических минералов, в первую очередь роговой обманки в эклогитах и «поперечного» биотита в метапелитах. К таким диафторическим изменениям относится развитие симплектита амфибола и плагиоклаза по омфациту, почти повсеместное проявление хлоритизации (часто с эпидотом или клиноцоизитом) граната, развитие псевдоморфоз серицита (+ хлорит) по цоизиту и кианиту, хлоритизация биотита и альбитизация плагиоклаза.

## **5.2. Термобарические условия метаморфизма и их эволюция**

Выше уже отмечались, что существует два разных подхода к оценке термобарических условий регионального метаморфизма пород белорецкого метаморфического комплекса, вытекающие из определения типа метаморфизма (или соответствия известным фациальным сериям). Большинство исследователей, в том числе и авторы данной монографии, метаморфизм БМК относят к кианит-силлиманитовой фации.

альной серии, в то время как З.М.Ротару (1984) считает, что он соответствует андалузит-силлиманитовому типу. Принципиальное различие между этими типами или фаціальными сериями заключается в том, что кианит-силлиманитовая серия характеризуется существенно более высокobarическими условиями, чем андалузит-силлиманитовая, при примерно одинаковых температурных характеристиках. Более соответствие условий метаморфизма пород БМК кианит-силлиманитовой фаціальной серии вытекает из анализа минеральных парагенезисов метapelитов комплекса, включающих два индикаторных минерала из трех полиморфных модификаций  $Al_2SiO_5$  – кианит и силлиманит при отсутствии третьего – андалузита. Резко не согласуется с отнесением горных пород комплекса к низкobarическому андалузитовому типу метаморфизма широкое развитие в его составе высокobarических метаморфических пород – эклогитов, «противопоказанных» этому типу метаморфизма и нигде в мире не известных в составе андалузитсодержащих комплексов.

Результаты многочисленных экспериментов по изучению твердофазных реакций между полиморфными фазами одного и того же состава  $Al_2SiO_5$  дают очень большой разброс значений давления и температур реакций превращения, а также положения тройной точки, в которой устойчивы все три модификации – андалузит, кианит и силлиманит. Ее параметры в экспериментах изменяются в пределах 300-600°C и 2.5-12.5 кбар. Наиболее приемлемыми обычно считаются кривые, полученные С.Ричардсоном с тройной точкой около 4.5 кбар и 520°C (Мейсон, 1981). По Н.Л.Добрецову с соавторами (1970), PT-положение тройной точки может быть определено значениями ~ 550°C и 7-9 кбар, что согласуется с петрологическими материалами, и с тем, что по данным П.М.Альтхауза, кианит в кварцсодержащих породах в присутствии богатых водой флюидов неустойчив при давлениях ниже 7 кбар при любых температурах. Исходя из этих позиций, максимальные PT-условия метаморфизма горных пород белорецкого комплекса не могли быть ниже 550°C и 7 кбар. Такие оценки подтверждаются расчетами PT-параметров метаморфизма по геологическим термометрам и термобарометрам, а также исследованиями устойчивости различных минеральных парагенезисов и стабильности минералов.

Термобарические условия образования эклогитов белорецкого комплекса по гранат-клинопироксеновому геотермобарометру

Л.Л.Перчука (1970) оценивались нами ранее в 520-540°C и 9-10 кбар (Алексеев, Алексеева, 1979). Использование новых данных по гранатам и пироксенам (пробы 18617, 15839) дают температуры от 500 до 600°C при тех же давлениях. Оценки температуры образования эклогитов по формуле Д.Ж.Эллиса и Д.Х.Грина (Ellis, Green, 1979) дают значения температур при давлении 10 кбар несколько выше – до 650°C. По амфибол-гранатовому термометру Л.Л.Перчука (1970) для гранатовых амфиболитов (пробы 4718, 4735, 4757) температуры соответствуют 375-400°C, что, видимо, несколько занижено. Эта же диаграмма, откорректированная Н.И.Московченко (1982) применительно к метаморфическим комплексам умеренных и высоких давлений, дает для указанных проб, температуру от 460 до 500°C. По диаграмме стабильности фенгитовых слюд (Velde, 1967), охватывающей РТ-условия в пределах 0-8 кбар и 0-800°C, давление при формировании слюдосодержащих сланцев комплекса превышало 8 кбар. По Н.Л.Добрецову и Н.В.Соболеву (1989), высококремниевые фенгиты с  $Si = 3.4$  характеризуют давления свыше 12 кбар. Так как часть изученных фенгитов и фенгитовых мусковитов белорецкого комплекса имеет  $Si$  около 3.4, можно предполагать, что максимальные давления при проградном метаморфизме комплекса могли достигать или немного превышать 12 кбар.

Одним из наиболее информативных индикаторов барических условий метаморфизма при формировании эклогитов является содержание в клинопироксенах жадеитового минала (Holland, 1980). В омфацитах эклогитов БМК содержание жадеита изменяется от 32 до 41% Jd, что при температуре 600°C может свидетельствовать о достижении при эклогитизации базитов максимальных давлений 13 кбар (Алексеев и др., 2006). Судя по присутствию в кристаллических сланцах силлиманита, максимальная температура при формировании эклогитов БМК, могла достигать 650°C.

Значительный интерес для оценки возможных РТ-параметров метаморфизма белорецкого комплекса представляют материалы теоретических и экспериментальных исследований слабо изученных областей стабильности хлоритоида и цоизита, а также кианита и талька, характерных минералов метаморфических сланцев БМК.

Наличие в минеральных парагенезисах талька и кианита, цоизита и хлоритоида позволяет оценить приближенные РТ-параметры метаморфизма содержащих их сланцев. По экспериментальным

данном, присутствие ассоциации тальк + кианит свидетельствует о том, что температура при их формировании превышала  $600^{\circ}\text{C}$ , а ассоциации кианит + цоизит + кварц – о величинах давления более 8 кбар (рис. 5.1).

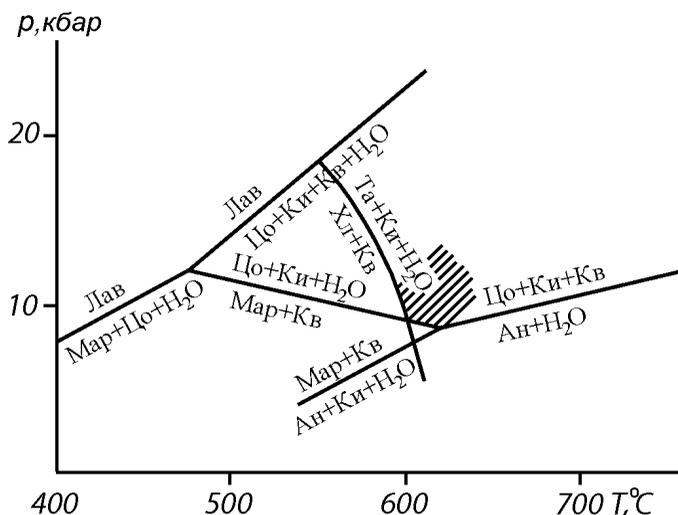


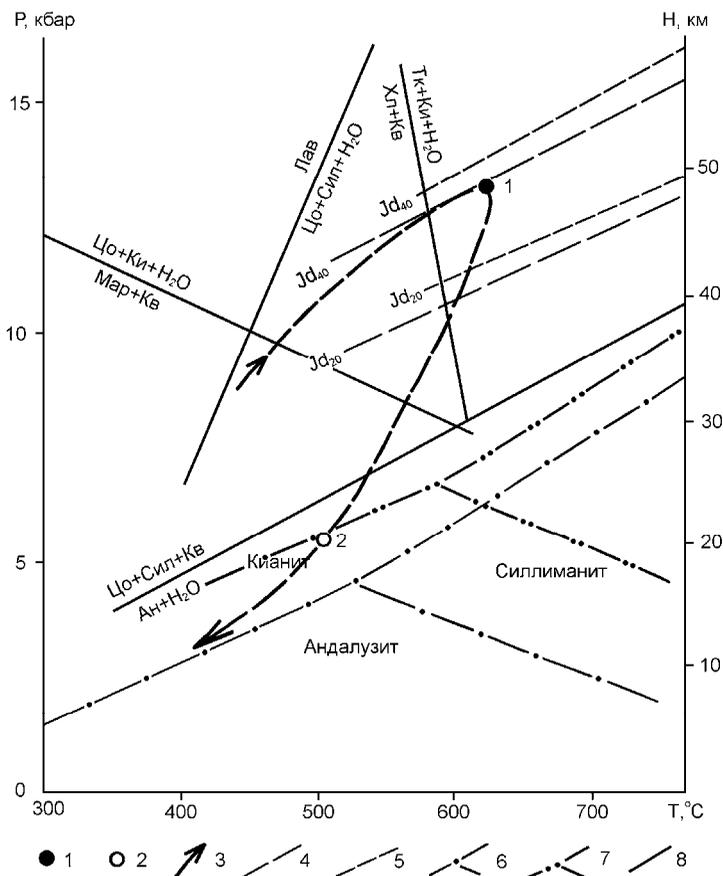
Рис. 5.1. Предполагаемые  $P$ - $T$ -параметры равновесия тальк- и цоизит-кианитовых пород – заштрихованная область (по Н.Л.Добрецову и др., 1989)

Хлоритоид в природе существует в моноклинной и триклинной модификациях, оптически трудно различимых, и может образовываться в условиях от низких до высоких давлений, соответствующих глаукофансланцевой фации (Hoschek, 1967). При этом в условиях высокого давления и температуры кристаллизуется моноклинная модификация.

Верхний температурный предел существования хлоритоидсодержащей ассоциации соответствует  $445^{\circ}\text{C}$  (Hoschek, 1967). Экспериментально установлено, что природный хлоритоид не устойчив выше  $700^{\circ}\text{C}$  даже при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 30$  кбар (Halferdahl, 1961). Поле устойчивости хлоритоида с кварцем и кианитом в широком интервале давлений ограничивается равновесием хлоритоид + кварц  $\pm$  кианит = гранат + ставролит +  $\text{H}_2\text{O}$ , отвечающим температуре, не более  $550^{\circ}\text{C}$  (Добрецов и др., 1970). Минеральные ассоциации цоизита в метаморфиче-

ских породах различных комплексов пока изучены недостаточно. Ассоциации цоизита с гранатом, кислым плагиоклазом, биотитом и роговой обманкой, с выделением цоизит-биотитовой и цоизитовой зон метаморфизма, описаны В. Кеннеди (Дир и др., 1965). Цоизит встречается также как первичный минерал в эклогитах и вмещающих их метаморфических сланцах. В ассоциации с парагонитом и кварцем цоизит устойчив только при относительно высоких давлениях – 7-9 кбар (Franz, Althaus, 1977). Результаты изучения равновесий цоизит-содержащих ассоциаций были обобщены Н.И. Московченко (1982), выделившей в составе горных пород высокобарических комплексов фацию цоизит-кианитовых сланцев. Границы фации определяются двумя линиями реакции появления минеральной ассоциации цоизит + кианит + кварц. Со стороны высоких температур эта ассоциация развивается за счет разложения анортита, а со стороны низких температур – при разложении лавсонита. Линиями устойчивости природного глаукофана и равновесия парагонит-кварц-альбит-кианит фация может подразделяться на четыре субфации. Низкотемпературная граница отделяет ее от поля устойчивости гранат-лавсонит-глаукофановых сланцев, высокотемпературная – от фации эпидотовых амфиболитов в области наивысших давлений. В поле, ограниченном линиями устойчивости природного глаукофана, разложения анортита на цоизит + кианит + кварц, равновесия парагонит + кварц – альбит + кианит и цоизит-гранат + кианит + кварц, по Н.И.Московченко располагаются минеральные парагенезисы многих эклогит-сланцевых комплексов, включая макбальский, уфалейский, кокчетавский, актюзский и ряд других. К этому сообществу эклогит-сланцевых комплексов по минеральным парагенезисам относится и рассматриваемый нами белорецкий комплекс. Метаморфические комплексы высокого давления по петрогенетической классификации Н.И.Московченко (1982) подразделяются на три группы: эклогит-гнейсовые, эклогит-сланцевые и эклогит-глаукофансланцевые, формирующиеся соответственно в термобарических условиях: 600-900°C и  $P \geq 10$  кбар; 450-600°C и  $P \geq 8$  кбар; менее 450-550°C.

Таким образом, изложенный фактический материал и его анализ подтверждают формирование всех метаморфических пород белорецкого комплекса при региональном метаморфизме в условиях высоких давлений.



**Рис. 5.2. Схема эволюции термобарических параметров метаморфизма эклогитов белорецкого метаморфического комплекса**

1, 2 – РТ-параметры метаморфизма эклогитов (1 – неизмененных, 2 – симплектитовых); 3 – эволюционный тренд проградного и ретроградного метаморфизма эклогитов; 4 – изоплеты содержаний жадеита в клинопироксене по (Holland, 1980); 5 – изоплеты содержаний жадеита в диопсиде по (Перчук, Аранович, 1991); 6 – фазовая диаграмма полиморфных модификаций  $Al_2SiO_5$  по С.В. Ричардсону и др. (Мейсон, 1981); 7 – то же по схеме фаций контактового и регионального метаморфизма (Добрецов и др., 1970); 8 – линии равновесия: Лав = Цо + Сил + Кв +  $H_2O$  (Newton, Kennedy, 1963); Ан +  $H_2O$  = Цо + Сил + Кв (Newton, Kennedy, 1963); Мар + Кв = Цо + Ки +  $H_2O$  (Jenkins, 1984; цит. по Liu e.a., 1996); Хл + Кв = Тк + Ки +  $H_2O$  (Добрецов и др., 1989). Ан – анортит, Кв – кварц, Ки – кианит, Лав – лавсонит, Мар – маргарит, Сил – силлиманит, Тк – тальк, Цо – цоизит.

Обобщая вышеизложенное, можно сделать вывод о достижении в прогрессивную стадию метаморфизма горных пород БМК давлений около 12-13 кбар и температур около 600-650°C. Для регрессивной стадии преобразования эклогитов с превращением их в симплектитовые эклогиты (амфиболиты) по эмпирическому плагиоклаз-роговообманковому барометру Г.Б.Ферштатера (1990) определено давление равное 5-5.5 кбар при температурах около 500°C (Алексеев и др., 2006). Для более обоснованных выводов о P-T-параметрах формирования симплектитового агрегата плагиоклаза и амфибола в эклогитах необходимо целенаправленное изучение химических составов минералов, особенно содержания анортитовой составляющей в плагиоклазе.

С учетом вышеприведенных данных, тренд эволюции термобарических параметров регионального метаморфизма пород белорецкого метаморфического комплекса выглядит следующим образом (рис. 5.2).

Как установлено микропетрографическими наблюдениями и изучением химического состава породообразующих минералов эклогитов и апоэклогитовых метабазитов, в их развитии устанавливаются две стадии единого этапа метаморфизма – проградный и ретроградный (декомпрессионный). В проградную стадию формируется омфациит + гранат + рутиловый парагенезис. Максимальные P-T-параметры этой стадии метаморфизма достигали,  $T = 650^{\circ}\text{C}$  и  $P = 13$  кбар. Проградная направленность в развитии указанной минеральной ассоциации устанавливается по зональности состава граната с увеличением содержания MgO и, следовательно, пироповой молекулы к краевым зонам его кристаллов, что связано с увеличением давления при формировании внешних зон по сравнению с внутренними. О повышении температуры кристаллизации в этом же направлении может свидетельствовать, на наш взгляд, и характер внутреннего строения кристаллов граната в эклогитах и гранатсодержащих кристаллических сланцах. В эклогитах белорецкого комплекса (как и в эклогитах максютовского комплекса) зерна рутила всегда связаны с краевыми, то есть более магниальными, зонами кристаллов граната, в то же время в его центральных частях рутила нет, вместо него присутствует очень мелкозернистые выделения сфена.

В ретроградную стадию метаморфизма в эклогитах формируется плагиоклаз-амфиболовая минеральная ассоциация в симплектитовых сростаниях, замещающих омфациит и в это же время начинается замещение рутила сфеном. P-T-параметры ретроградной стадии эволюции

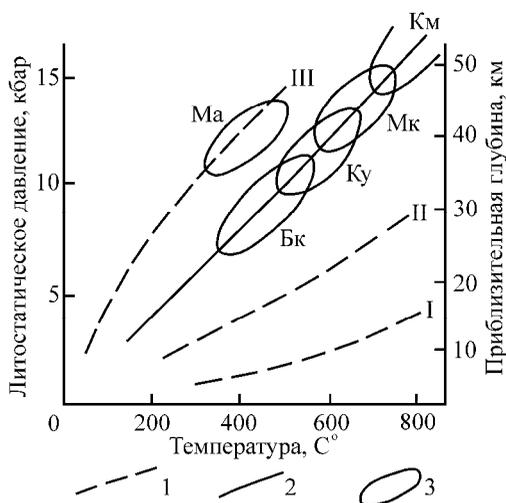
эколитов с формированием симплектитовых разновидностей соответствуют  $P = 5.5$  кбар и  $T = 500^{\circ}\text{C}$  (точка 2 на рис. 5.2). В дальнейшем в породах БМК развивается зеленосланцевая (зеленокаменная) минеральная ассоциация, включающая хлорит, клиноцоизит (эпидот), альбит, сфен, серицит, кальцит, формирование которой происходит при температуре около  $350\text{--}400^{\circ}\text{C}$  и давлении в несколько кбар.

### **5.3. Белорецкий метаморфический комплекс – генотип новой фациальной серии метаморфизма**

До развития представлений о фациальных сериях метаморфизма детальное изучение минералогии конкретных метаморфических комплексов при использовании данных экспериментальных исследований позволяло для каждого региона (или метаморфического комплекса) определять градиенты температуры и давления, которые могли существовать во время метаморфизма. Выделение фациальных серий предполагает объединение метаморфических комплексов со сходными или близкими градиентами температур и давления в группы или классы, имеющие общие термобарические кривые или тренды.

Впервые выделение трех категорий регионального метаморфизма – низкого, среднего и высокого давления, предложено А.Миясиро (Miyashiro, 1961; Миясиро, 1976), обозначившим их соответственно как андалузит-силлиманитовый, кианит-силлиманитовый и жадеит-глаукофановый типы (рис. 5.3). При этом в андалузит-силлиманитовом типе им выделялись подтипы низкого давления I и II, в типе высокого давления – подтипы I (без жадеит-кварцевой зоны) и II (с жадеит-кварцевой зоной). Представления А. Миясиро были поддержаны и получили дальнейшее развитие в работах зарубежных и советских исследователей. В крупной сводке по метаморфизму В.С.Соболева и его сотрудников (Добрецов и др., 1970) в новой схеме метаморфических фаций выделяются также три фациальные серии метаморфизма: А – низких давлений, В – умеренных давлений и С – высоких давлений. В.А. Глебовицкий (1973) обосновал выделение 6 фациальных серий, отличающихся величиной отношения  $T/P$  и охватывающих минеральные парагенезисы метаморфических пород низких и умеренных давлений – трех серий в андалузит-силлиманитовой группе, промежуточной серии

АБ, серии Б<sub>1</sub>, включающей наиболее распространенные метаморфические комплексы с кианит-силлиманитовым типом метаморфизма, и серии Б<sub>2</sub>, соответствующей несколько повышенным давлениям. Он же допускал возможность выделения в дальнейшем новых фациальных серий. Нами белорецкий метаморфический комплекс с самого начала его изучения относился к кианит-силлиманитовой фациальной серии (Алексеев, 1990; Алексеев, Алексеева, 1979, 1994). Но в то же время всегда подчеркивался более высокобарический по сравнению с кианит-силлиманитовой серией характер метаморфизма (Алексеев, 1989, 1999). Представление о его принадлежности к высокобарической части кианит-силлиманитовой фациальной серии было обосновано в 1998 году (Алексеев, Алексеева, 1998), а предположение о промежуточном положении белорецкого комплекса между кианит-силлиманитовой и жадеит-глаукофановой фациальными сериями было высказано еще в 1990 году (Алексеев, Алексеева, 1990).



**Рис. 6.3. Цоизит-омфацитовая фациальная серия на диаграмме метаморфических фациальных серий А.Миясиро (Алексеев и др., 2002)**

1 - тренды фациальных серий метаморфизма А. Миясиро (I – низкого, II – среднего и III – высокого давления); 2 – тренд вновь выделяемой цоизит-омфацитовой фациальной серии метаморфизма высокого давления; 3 – РТ-поля метаморфических комплексов по материалам авторов и литературным данным (Ma – максютовский, Bк – белорецкий, Ку – куртинский, Мк – марункеуский, Км – кокчетавский массив).

Основным отличием белорецкого комплекса от метаморфических комплексов типичных представителей кианит-силлиманитовой фациальной серии (например, барроуского), является относительно широкое развитие в его составе эклогитов, которые отсутствуют в фациальных сериях умеренных давлений. Существенным отличием рассматриваемого комплекса от метаморфических комплексов кианит-силлиманитовой фациальной серии можно считать широкое развитие в метапелитах белорецкого комплекса цоизита, нетипичного для регионального метаморфизма умеренных давлений и характеризующего условия повышенных и высоких давлений, а также присутствие кианит-тальковой и цоизит-силлиманитовой ассоциаций. О формировании кристаллических сланцев белорецкого комплекса в подобных условиях свидетельствует и фенгитовый характер мусковита, а также широкое развитие хлоритоида, более типичного для метапелитов низкотемпературных ступеней фации кианитовых сланцев, относящейся к фациям регионального метаморфизма высоких давлений (Добрецов и др., 1970, 1974). Эклогитоносный белорецкий метаморфический комплекс объединяет с кианитсодержащими комплексами высоких давлений присутствие среди последних эклогитоподобных пород, а также типичных эклогитов. По минеральным парагенезисам, слагающим метапелиты и метабазиты и термобарическим условиям их формирования горные породы белорецкого комплекса в высокотемпературной части ближе всего соответствуют фации кианитовых сланцев (С<sub>3а</sub>), а в низкотемпературной – зеленосланцевой фации (В<sub>4</sub>) схемы расчленения фаций контактового и регионального метаморфизма Н.Л.Добрецова с соавторами (1970, 1974), иными словами один и тот же метаморфический комплекс как бы принадлежит к двум фациальным сериям метаморфизма – умеренных и высоких давлений, что не может считаться нормальным и приемлемым для метаморфического комплекса, образование метаморфических зон которого в термобарических условиях единой фациальной серии не вызывает сомнений.

Как видно из оценки термобарических условий формирования минеральных парагенезисов белорецкого метаморфического комплекса, он занимает промежуточное положение по давлению между метаморфическими комплексами кианит-силлиманитовой и жадеит-глаукофановой фациальных серий. Учитывая его своеобразие, достаточно широкое развитие эклогит-сланцевых и эклогит-нейсовых метаморфических комплексов в земной коре и отсутст-

вие в классификации фациальных серий метаморфизма серии, объединяющей подобные комплексы, мы предлагаем рассматривать белорецкий эклогит-сланцевый метаморфический комплекс как генотип цоизит-омфацитовой фациальной серии высокого давления, промежуточной по термобарическим условиям формирования между известными кианит-силлиманитовой и жадеит-глаукофановой фациальными сериями (Алексеев и др., 2001, 2002). От фациальной серии метаморфизма Б<sub>2</sub> В.А.Глебовицкого (1973) предлагаемая серия отличается существенно более высокими параметрами давления (примерно на 4-6 кбара при температуре около 600°C). Метаморфические фации этой серии в рассматриваемом комплексе, в соответствии с минеральными ассоциациями (по мере увеличения степени метаморфизма), могут быть определены как зеленосланцевая, цоизит-амфиболитовая и эклогитовая (или амфиболит-эклогитовая). Хлоритоидная и биотитовая зоны соответствуют зеленосланцевой фации метаморфизма с возможным подразделением на мусковит-хлоритоидную и биотит-хлоритоидную субфации. Цоизит-амфиболитовая фация включает минеральные парагенезисы в пределах развития гранатовой метаморфической зоны, а эклогитовая фация – минеральные парагенезисы омфацитовой метаморфической зоны.

С учетом широкого развития цоизита в кристаллических парасланцах БМК и присутствия в наиболее высокотемпературных их разностях параллельно с ним силлиманита, выделяемую фациальную серию можно было бы обозначить как цоизит-силлиманитовую. Целесообразность такого определения серии оправдывается выделением андалузит-силлиманитовой и кианит-силлиманитовой фациальных серий на основе минеральных парагенезисов трех силикатов алюминия одинакового химического состава в пелитовых сланцах. Цоизит также является силикатом алюминия с менее низким содержанием  $Al_2O_3$ , но кальцийсодержащим, кристаллизация которого в парасланцах по сравнению с кианитом, по геологическим и экспериментальным данным, происходит в условиях более высоких давлений. Критическим признаком, оправдывающим выделение указанной новой фациальной серии регионального метаморфизма, является развитие по метабазитам эклогитовой минеральной ассоциации, в связи с чем предпочтение было отдано определению «цоизит-омфацитовая».

## 5.4. Время метаморфизма

Д.Г.Ожиганов (1964) считал, что региональный прогрессивный метаморфизм белорецкого комплекса имеет допалеозойский возраст и указывал на присутствие в базальном горизонте среднего и верхнего ордовика галек кварцитов и сланцев этого комплекса. Нами также неоднократно отмечалось, что по геологическим данным уверенно устанавливается доордовикское время проявления проградного регионального метаморфизма горных пород белорецкого метаморфического комплекса (Алексеев, 1990, 1994, 1996). Особенно надежно это подтверждается регионально проявленным предордовикским метаморфическим несогласием и наличием в основании ордовика обломочного материала подстилающих метаморфических пород белорецкого комплекса (Алексеев, 1994, 1996).

Таблица 5.1

Возраст минералов из метаморфических пород  
белорецкого метаморфического комплекса

№ пробы	Геологическая привязка пробы	K, %	Ag <sup>40</sup> рад, нг/г	Возраст, млн. лет
15888	Мусковит из мусковит-цоизит-кварцевой жилы, в 3 км восточнее ст. Улу-Елга	7.35	378	621±18
15890	Биотит из биотит-плагиоклаз-кварцевого сланца, р. Наяза	6.95	381	655±19
18240	Мусковит из двуслюдяно-кварцевого сланца, ж/д. выемка на правом берегу р. Буганак	7.05	419	702±20
18506	Мусковит из хлорит-мусковит-кварцевого сланца, юго-западный склон хр. Маярдак	5.90	285	590±17

Первые изотопные датировки (515-687 млн. лет) были получены K-Ag методом по мусковиту и мусковит-кварцевой фракции из пород белорецкого комплекса М.А.Гаррис и В.И.Ленных (Ленных,

1966) и связывались с ранне- и позднебайкальскими фазами метаморфизма. Известна также цифра 600 млн. лет по биотиту из гнейсированных гранитов Ахмеровского массива, полученная по пробе Н.Ф.Решетникова в лаборатории М.А.Гаррис.

В последнее время по нашим пробам в лаборатории А.А.Краснобаева были проанализированы четыре образца и получены значения 621, 655, 702 и 590 млн. лет (табл. 5.1), свидетельствующие о проявлении регионального метаморфизма в вендскую эпоху. Из этих значений, на наш взгляд, наиболее реальна цифра 621 млн. лет, полученная по крупнопластинчатому мусковиту из мусковит-цоизит-кварцевой жилы альпийского типа в двуслюдяно-плагиоклаз-кварцевых сланцах кызылташской свиты нижнего рифея. Как видно из имеющихся к данному времени К-Аг изотопных датировок минералов и пород, время проявления основной фазы проградного регионального метаморфизма пород белорецкого комплекса в пределах вендской эпохи остается пока неопределенным.

В результате совместных исследований с У.Гласмахером (Институт ядерной физики Макса Планка, Гейдельберг, Германия), П.Рейнольдсом и К.Тейлором из Университета Галифакса, Канада, по семи нашим пробам мусковитов из кристаллических сланцев белорецкого комплекса получены сходные цифры (541-550 млн. лет)  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  методом (Glasmacher e.a., 1999). С учетом тенденции к омоложению изотопного возраста границы между докембрием и палеозоем в геохронологических схемах до 540 млн. лет, отражающий предкембрийское время охлаждения пород комплекса и закрытия аргонной системы, полученные цифры подтверждают допалеозойский возраст регионального метаморфизма пород белорецкого комплекса и доказывают существование интенсивного вендского регионального метаморфизма, в том числе и высокобарического, в геологической истории Урала. Из общего ряда значений возраста выбивается датировка 718 млн. лет по амфиболу из крупнокристаллической роговообманковой породы в контакте амфиболизированных эклогитов и мраморов, которую наши соавторы принимают как свидетельство имевшего место рифтинга или более древнего этапа метаморфизма. Как будто с этой цифрой согласуется и К-Аг датировка мусковита из вмещающих эклогиты сланцев (проба 18240) – 702 млн. лет. Но роговая обманка, как свидетельствуют геологические и петрографические наблюдения, является наложенным на эклогиты более поздним минералом и от нее можно было бы ожи-

дать и более древние значения аргон-аргонового возраста. По Р. Далмейеру (Dallmeyer, 1975; Далмейер, 1984), при посткристаллизационных потерях или внедрении избытка Ar во время роста минерала, значения возраста по разным температурным фракциям будут различаться. При избытке аргона должны быть зарегистрированы аномально древние значения возраста в низкотемпературных фракциях, что и наблюдается, например, в пробе 18270 с возрастом 718 млн. лет. В случае посткристаллизационных потерь более древние цифры должны получиться в высокотемпературных фракциях.

Таким образом, изотопные датировки метаморфических процессов в белорецком комплексе подтверждают вендское время их проявления. Но остается неясным, чем обусловлен относительно широкий разброс K-Ar значений возраста (от 530 до 702 млн. лет) – растянутостью процессов регионального метаморфизма, существованием нескольких фаз метаморфизма (что маловероятно) или нарушением K-Ar системы в слюдах и породах в течение геологического времени.

Здесь необходимо отметить, что немецкие исследователи обосновывают проявление в горных породах БМК мезопротерозойского (грэнвильского) рифтинга, деформации и эклогитового метаморфизма. Они предлагают выделять БМК как «Белорецкий террейн» на юго-восточной границе Восточно-Европейской платформы (Glasmacher *et al.*, 2001), основываясь на структурных наблюдениях, Pb/Pb датировках цирконов из гранитов Ахмеровского массива (1350 и около 970 млн. лет) и эклогитов БМК (1360 млн. лет). Датировки циркона из эклогитов хорошо согласуются с нашим представлением о раннерифейском возрасте их субстрата и формировании силлов нижнерифейских базитов в конце бурзянской эпохи. Время внедрения гранитов Ахмеровского массива У.А.Гласмахером с соавторами определяется в 970 млн. лет, а датировка 1350 млн. лет интерпретируется как результат взаимодействия, смешения изотопов свинца более древнего первичного ядра и новообразованной (т.е. регенерационной) каемки с возрастом в примерно 970 млн. лет. Ранее нами слабо гнейсированные граниты Ахмеровского массива относились к синтетектоническим, сформировавшимся в венде (Алексеев, 1984), но это не исключает их более раннее становление как дотектонических (Краснобаев и др., 2008). Геологических и структурных данных для обоснованного выделения крупных внутририфейских фаз деформации в породах бело-

рецкого метаморфического комплекса, на наш взгляд, недостаточно. Локально наблюдающиеся в метаморфических сланцах мелкие складки северо-западного простирания являются приразломными, так как приурочены к выделенным при геологическом картировании крупным разрывным нарушениям такой же ориентировки, которые часто маркируются дайками долеритов и долерито-базальтов ямантауского комплекса среднепалеозойского возраста.

В связи с вышеупомянутым представлением о «Белорецком террейне» рифейского возраста следует отметить, что выделение такой структуры на западном склоне Южного Урала в отрыве от всей зоны метаморфических пород с общим позднедокембрийским субстратом и общей геологической историей на наш взгляд недостаточно обосновано.

## Глава 6. МИНЕРАГЕНИЯ БЕЛОРЕЦКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

В пределах белорецкого комплекса известны полезные ископаемые и точки минерализации различных генетических типов, среди которых главное значение имеет регионально-метаморфический тип метаморфогенного оруденения. Кроме того, существенную роль в минерации комплекса имеют и полезные ископаемые других генетических типов, особенно осадочно-эпигенетического и выветривания (табл. 6.1).

Таблица 6.1.

Генетические типы оруденения и рудные формации  
белорецкого метаморфического комплекса

Рудные формации	Рудоносные формации, породы	Месторождения и рудопроявления
Регионально-метморфический тип		
Кварцитовая	Кварциты и кристаллические сланцы	г. Малиновая, Кирель и др.
Кальцитовых мраморов	Карбонатные толщи	Западные склоны высоты 607.6 м
Доломитовых мраморов	Карбонатные толщи	Катайское и др.
Рутиловая	Эклогиты, амфиболиты, кристаллические сланцы	Минерализация
Ильменитовая	Кристаллические сланцы, амфиболиты	Минерализация
Мусковитовая	Кристаллические сланцы	Верховья р. Бугодас.
Гранатовая	Эклогиты, кристаллические сланцы	Верховья р. Бугодас
Графитовая	Графитсодержащие кристаллические сланцы	Р. Яндык, верховья р. Бугодас
Тальковая	Кристаллические сланцы	Караелгинское
Регионально-метаморфизованный тип		
Гранулированно-го кварца	Кристаллические сланцы и жильный кварц	Акташское

Продолжение табл. 6.1

Гидротермальный тип		
Жильного кварца	Преимущественно кристаллические сланцы	Караелгинское, Матинское и др.
Осадочно-эпигенетический тип		
Сидеритовая	Карбонатно-сланцевые толщи	Глубокие части м-ний бурых железняков
Магнетитовая	То же	Сюрюнзякское и др.
Выветривания остаточный тип		
Бурых железняков	Карбонатно-сланцевые толщи	Рудная гора и др.
Огнеупорных глин	Кристаллические сланцы	Ахмеровское (Белая глина)
Россыпной (аллювиальных россыпей)		
Титаноносная рутил-ильменитовая	Аллювиальные отложения низких и высоких террас	Верховья р. Б. Авзян
Монацитовая	То же	

Следует отметить, что минеральные ресурсы БМК изучены недостаточно, за исключением месторождений кварцитов, доломитов (доломитовых мраморов) и магнетитов. В настоящее время в пределах БМК осуществляется в небольших объемах добыча доломитов на Китайском месторождении и огнеупорных глин на Ахмеровском месторождении.

**Метаморфогенные полезные ископаемые.** Среди метаморфогенных полезных ископаемых БМК наиболее значительные запасы и перспективы имеют кварциты, представляющие продукты регионального метаморфизма осадочных пород – песчаников. Кварциты в стратиграфическом разрезе БМК образуют почти однородные толщи мощностью от десятков до сотен метров в составе зигальгинской ( $R_2$ ) и зильмердакской ( $R_3$ ) свит. Наиболее однородные по составу и слабоили безслудистые разности широко распространены в составе первой свиты. Скальные выходы таких пород типичны для гор Малиновая,

Кирель, Мурун и др. Разведочные работы на кварциты в БМК как на строительные камни проводились в различные годы на месторождениях Бол. Кирель, Малиновая, Мурун, но эксплуатационные работы на них не производились (Минерально-сырьевая..., 1958). В последнее время кварциты указанных месторождений рассматриваются как сырье для производства динасовых огнеупоров, а их суммарные запасы составляют 2206 млн. т. по категориям А+В+С<sub>1</sub> и 33.1 млн. т. по категории С<sub>2</sub> (Минерально-производственный..., 1999). Наиболее крупное из них – месторождение г. Малиновая, образовано крутопадающей (50-60°) толщей мощностью до 800 м. Кварциты белые, массивные, плотные, неравнозернистые (0.1-0.3 мм). Содержание SiO<sub>2</sub> колеблется от 96.0 до 98.9% (среднее значение – 97.9%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.07-0.64%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.19-0.43%, CaO – 0.12-0.89%, MgO – 0.03-0.23%, п.п.п. – 0.06-0.48%. Запасы кварцитов на этом месторождении подсчитаны по категории С<sub>1</sub> в количестве 2 млрд. т.

На Кирельском месторождении пачка мелкозернистых кварцитов мощностью до 20 м отнесена к категории декоративно-поделочных камней из-за авантюринового эффекта. Породы массивные или слабо-сланцеватые, розового, палевого, светло-серого или красновато-коричневого цвета с различными оттенками и золотистыми блестками мусковита (Минерально-производственный..., 1999).

Доломитовые мрамора в БМК приурочены к отложениям кызылташской (R<sub>1</sub>) и главным образом к карбонатным толщам авзянской свиты среднего рифея. Месторождения и проявления многочисленны, но единственный разведанный и эксплуатируемый объект – Катайское месторождение, расположенное в 10 км севернее города Белорецк. Оно эксплуатируется Белорецким металлургическим комбинатом с 1916 года как месторождение флюсового камня (Минерально-сырьевая..., 1958; Минерально-производственный..., 1999). «Рудная» толща представлена пластовой залежью доломитов катайской подсвиты авзянской свиты среднего рифея, падающей под углом 20-40°. Средняя мощность полезной толщи 26 м, мощность вскрышных пород 1.0-9.5 м. Доломиты среднезернистые светло-серые и темно-серые массивные. Средний химический состав доломитов (в мас. %): CaO – 30.22; MgO – 20.12; SiO<sub>2</sub> – 2.71; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.73; S – 0.038; P – 0.034; П.п.п. – 45.53. Запасы флюсового доломита на 1 января 1997 г. по категориям А+В+С<sub>1</sub> составляют 426 тыс. т. и могут быть существенно увеличены.

Мрамора кальцитовые. Известных месторождений и проявлений кальцитовых мраморов в БМК на сегодняшний день нет, но прогнозы на этот вид минерального сырья весьма благоприятны. Перспективная карбонатная толща мощностью до 400 метров представлена отложениями сюрюнзьяк-ахмеровской подсвиты кызылташской свиты ( $R_1$ ). Она распространена в районе высоты 607.6 м, на ее северном и западном склонах, в низовьях ручья Черный Ключ и в южной части междуречья этого ручья и р. Буганак.

Кальцитовые мрамора этой толщи – средне- и крупнозернистые породы светло-серой окраски, массивной или слабополосчатой текстуры с неясновыраженной слоистостью. В обнажениях они образуют довольно крупные (до 0.5-0.7 м<sup>3</sup>) блоки. Мощность пачки, сложенной кальцитовыми мраморами составляет не менее 200 м. Блочность, физико-механические свойства и, возможно, декоративность мраморов БМК могут оказаться достаточными для отнесения их к пригодным для использования в качестве строительных и облицовочных камней.

Остальные виды метаморфогенных полезных ископаемых белорецкого метаморфического комплекса выделяются нами в качестве потенциально перспективных рудных формаций и совершенно не изучены. Представлены они минерализацией рутила, ильменита, мусковита, граната, графита, талька.

Рутиловая минерализация широко представлена в метабазитах и кристаллических парасланцах, но содержание рутила невысокое и составляет 1-1.5 объемных %, иногда поднимаясь до 5-6% в высокотитанистых метабазитах.

Ильменитовая минерализация в парасланцах и ильменитсодержащих амфиболитах весьма характерна для БМК. Мощности ильменитоносных сланцев составляют десятки и первые сотни метров при средних содержаниях ильменита 1.0-1.5% и реже до 2-3%. Ильменит представлен таблитчато-пластинчатыми кристаллами, чаще всего лейкоксенизированными или рутилизованными. Рутилсодержащие и ильменитоносные метаморфические породы имеют существенное значение как первоисточники рутила и ильменита для аллювиальных отложений с повышенными содержаниями этих минералов.

Мусковит в чешуйках (2-3 мм) является главным породообразующим минералом в слюдисто-кварцевых, слюдяно-кварцевых и кварцево-сланцевых сланцах БМК. Содержание слюды в них со-

ставляет 20-40 объемных % и иногда достигает 75%. Слюдосодержащие сланцы с повышенным содержанием мусковита развиты в составе метаморфических толщ буганакской и кызылташской свит нижнего рифея, образуя пласты и горизонты мощностью до нескольких десятков метров. Мелкоразмерный (мелкочешуйчатый) мусковит из слюдоносных сланцев БМК может быть использован для получения слюдяной чешуйки и молотой слюды.

**Г р а н а т** – один из основных породообразующих минералов в гранатосодержащих двуслюдяно-кварцевых сланцах и эклогитах. Основным интерес с точки зрения использования граната в качестве абразивного материала могут представлять кристаллические парасланцы камерташской подсвиты кызылташской свиты ( $R_1$ ) с содержанием граната до 25-30 об. %, широко развитые в верховьях рек Бугодас и Сухой Бугодас. С поверхности гранатосодержащие сланцы выветрелы, по ним развита кора выветривания значительной мощности. Оценка перспектив на использование гранатосодержащего сырья в качестве абразивного материала не проводилась.

**Г р а ф и т** в метаморфических сланцах обычно представлен тонко- и мелкокристаллической разностью (менее 0.01 мм) с содержанием до нескольких %. Часто наблюдаются прослой и пачки графитистых сланцев с более крупными (до 1-2 мм) чешуйками графита при значительных (до 10%) содержаниях этого минерала. Пачка таких графит-мусковит-кварцевых сланцев обнажена по левому берегу р. Яндык в 500 метрах выше моста на автодороге Серменево–Инзер. Перспективы выявления в БМК метаморфических пород с повышенными содержаниями крупночешуйчатого графита весьма благоприятные. В настоящее время графит получают искусственным путем при нагревании нефтяного кокса или антрацита до высоких температур без доступа воздуха (Требования..., 1960). Тем не менее, нельзя исключать возможность использования природного графита при благоприятных экономических условиях.

**Т а л ь к о в о е** орудение для БМК является новым видом потенциально перспективного минерального сырья. В отличие от всех известных промышленных месторождений талькового камня, относящихся к гидротермальным метасоматическим образованиям, формирующимся либо по ультрабазитам, либо по магнезиальным карбонатным породам, тальковая рудная формация в кристаллических сланцах БМК относится к собственно регионально-метаморфичес-

кому типу метаморфогенного оруденения, формирование которого связано с региональным метаморфизмом повышенного и высокого давления глинистых пород повышенной магнезиальности. Поэтому и в систематике талькового оруденения может быть выделен новый тип (подтип) тальковых сланцев в регионально метаморфизованных комплексах, развивающихся по осадочным породам глинистого состава с формированием кианит-тальковой минеральной ассоциации. При невысоких содержаниях в протолите глинозема возможно формирование мономинеральных тальковых пород. Кианит-тальковые сланцы в стратиграфическом разрезе БМК приурочены к переходной границе между сюрюнзьяк-ахмеровской и басканской подсвитами кызылташской свиты и образуют горизонт видимой мощностью до 100 метров, внутреннее строение которого из-за очень слабой обнаженности территории, остается не ясным. При этом, наличие в составе горизонта мономинеральных сланцев не исключено. По химическому составу кианит-тальковые сланцы отличаются от тальковых пород известных месторождений повышенными содержаниями  $Al_2O_3$ , пониженными  $MgO$  и суммарного железа.

Новым видом потенциально перспективного метаморфогенного минерального сырья для БМК является гранулированный кварц регионально-метаморфизованного типа, ранее не отмечавшийся как на этой территории, так и в пределах Башкирского мегантиклинория (за исключением сланцевого обрамления уфалейского метаморфического комплекса).

Геологическое и технологическое изучение Г.Н.Вертушковым с соавторами проявлений жильного кварца и особенно его зернистой разновидности, привели к открытию на Урале и внедрению в промышленное использование нового вида минерального сырья – гранулированного кварца. Химически чистый гранулированный кварц с очень малым содержанием газовой-жидких включений используется для получения прозрачного плавленого кварцевого стекла в качестве заменителя дефицитного и дорогостоящего горного хрусталя. Как известно, особо чистое природное кварцевое сырье в виде гранулированного кварца может служить экономически выгодным исходным материалом в технологии синтеза кварцевого стекла для микроэлектроники и волоконной оптики.

По нашим наблюдениям, почти все проявления жильного кварца, по крайней мере в ареале развития омфацитовой метамор-

фической зоны БМК, представлены перекристаллизованной его разностью, весьма близкой или идентичной по структурно-текстурным признакам и чистоте к гранулированному кварцу высокобарических метаморфических комплексов (например, в максютовском метаморфическом комплексе или в сланцевом обрамлении уфалейского метаморфического комплекса). Структура гранулированного кварца от среднезернистой (2-3 мм) до грубозернистой (до 10-15 мм) или неравнозернистой, текстура массивная часто с элементами параллельно-плоскостной (планарной) ориентировки с чередованием полос различной прозрачности, обусловленной неоднородной реакцией кварцевого материала на динамическое напряжение или повторным воздействием деформации.

Мелкие проявления гранулированного кварца в БМК в виде жил небольшой мощности и протяженности довольно многочисленны. Крупные жилы редки и фактически не изучены и не учтены. Крупное проявление (Акташское) гранулированного кварца, представляющее собой жильное тело мощностью до 2-4 м и протяженностью не менее 100 м в виде разобренных и расположенных цепочкой глыбовых выходов известно в бассейне ручья Акташ юго-западнее с. Серменево.

***Гидротермальное оруденение.*** Гидротермальный генетический тип оруденения в ареале распространения метаморфических пород белорецкого комплекса в настоящее время представлен рудной формацией хрусталеносного жильного кварца, мелкие месторождения и проявления которой часто встречаются в метаморфических породах комплекса в возрастном диапазоне от нижнего до верхнего рифея и венда. Хрусталеносные и безрудные кварцевые жилы залегают в кристаллических сланцах, кварцитах и реже карбонатных отложениях. Поиски жильного кварца и хрусталеносных жил в пределах БМК проводились главным образом в сороковые-пятидесятые годы XX века. При поисках осуществлялась попутная добыча горного хрусталя. Такими месторождениями, в той или иной степени отработанными, являются Матинское, Аршинское, Теплое, Караелгинское, и др. Так как жилы хрусталеносного жильного кварца не затронуты динамометаморфической рекристаллизацией, формирование хрусталеносных кварцевых жил могло осуществляться в ретроградную стадию регионального метаморфизма и в

последующий послеметаморфический этап геологической истории развития региона в палеозойское время.

К гидротермальному генетическому типу оруденения могут быть отнесены проявления магнетит-гематитовой минерализации (Нижний Камень и Осеннее в верховьях р. Кадыш). По представлениям А.И.Лисицына с соавторами (1977), на рудопроявлении Нижний Камень гематитовые руды представлены согласными залежами в отложениях белетарской свиты, в основании разреза которой залегает горизонт интенсивно пиритизированных сланцев. Оруденение авторы относят к стратиформному типу, аналогичному рудным залежам атасуйского типа, с выделением новой для Южного Урала гематит(магнетит)-полиметаллической рудной формации. По нашим наблюдениям, гематитовая минерализация связана с брекчированными кварцитами и кварцевыми жилами и относится к гидротермальному типу. Примером аналогичного оруденения является Махмутовское рудопроявление массивного красного железняка в доломитах авзянской свиты за пределами БМК, и Кузьма-Демьяновское месторождение на восточном крыле Таганайско-Иремельского антиклинория, где тела различной мощности массивных и вкрапленных магнетит-гематитовых руд с более поздней наложенной пиритовой минерализацией приурочены к зоне тектонического брекчирования в контакте уреньгинской и уйташской свит.

В пределах белорецкого метаморфического комплекса возможно обнаружение мелких месторождений золота гидротермальной золото-кварцевой формации, что подтверждается находками золота в тяжелой фракции русловых отложений и делювия. Так, знак золота размером 0.6 мм был найден в шлихе глинистого делювия по левому истоку р. Кадыш. Есть сведения о проявлениях россыпного золота по рр. Сюрюняк и Ишля (Карта полезных..., 1931).

Кроме сингенетичной сульфидной минерализации, в метаморфических породах БМК известны проявления сульфидного прожилково-вкрапленного оруденения гидротермального (?) генезиса, чаще всего связанные с толщами нижнего и среднего рифея, содержащими графитизированное углистое вещество. Материалы геолого-геохимического изучения нескольких разрезов углеродистых пород с сульфидной минерализацией, имеющей специфической платинометалло-золотую специализацию в БМК и его обрамлении были изучены нами ранее (Ковалев и др., 1999, Ковалев, 2004).

*Осадочно-эпигенетическое оруденение.* Типоморфными для верхнедокембрийских отложений и позднедокембрийского этапа развития западного склона Южного Урала являются сидеритовое и магнетитовое оруденение, представленные рядом крупных эксплуатируемых месторождений и многочисленными мелкими месторождениями и рудопроявлениями в пределах Башкирского мегантиклинория.

Сидеритовое оруденение приурочено к рифейской части разреза Башкирского мегантиклинория и характерно для нижне- и среднерифейских отложений, в которых оно связано с терригенно-карбонатными и доломитовыми толщами. Рудопроявления и небольшие месторождения сидеритовых руд имеются в отложениях инзерской и миньярской свит верхнего рифея. К этим же стратиграфическим уровням приурочены многочисленные месторождения и проявления бурых железняков, образующихся при окислении сидеритовых руд, сидерит-, анкерит-, пиритсодержащих пород и относительно редко – полиметаллических руд (Старостина, 1962). Краткая характеристика таких месторождений бурых железняков в пределах развития БМК приводится ниже в разделе месторождений кор выветривания.

Магнетитовое оруденение в Башкирском мегантиклинории представлено крупнейшими в Российской Федерации объектами. Многочисленные месторождения и проявления группируются в рудные районы – Саткинский, Катав-Ивановский, Бакальский, Семibrатский, Исмакаевский. На территории БМК выделяется Кызылташский рудный район, включающий Кызылташское, Сюрюньзякское и Белятурское месторождения. Все они приурочены к карбонатной толще кызылташской свиты нижнего рифея. Из них наиболее крупное и изученное – Кызылташское. Рудная толща месторождения общей мощностью до 400 м сложена серыми, розовато-желтыми и коричневатými магнетитами со значительной примесью кварца, содержащими линзы или слои графит-кварцевых и слюдистокварцевых сланцев. Верхняя часть толщи содержит прослои доломитизированных известняков и доломитов. Мощность полезной толщи изменяется от 1.2 до 78.4 м, при среднем значении 68 м. Выделяются следующие разновидности магнетита: мелкозернистые, слагающие основную часть запасов; среднезернистые, тонкоплитчатые с линзами и прослоями доломитов; крупнозернистые в мало-мощных прослоях и гнездах. Средний состав магнетитов характеризуется следующими содержаниями основных компонентов (мас. %):

MgO – 41.6; SiO<sub>2</sub> – 9.3; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 4.8; CaO – 0.8; П.п.п. – 43.9 (Минерально-производственный..., 1999).

В авзянской свите среднерифейской части разреза БМК севернее города Белорецк в междуречье рек. Белая и Нура расположена группа небольших месторождений магнезита, известных как Абовское, Отнурское, Егорьевская поляна, Катайское. На Абовском месторождении установлены две пачки переслаивающихся доломитов и магнезитов мощностью 90 и 40 метров, на Отнурском мощность пачки магнезитов с прослоями доломитов составляет 25-50 метров. Для магнезитов месторождений этой группы характерна наложенная послойная и прожилковая тальковая минерализация.

Оруденение сидеритовой и магнезитовой рудных формаций Башкирского мегантиклинория отличается рядом важных особенностей, присущих телетермальным и стратиформным месторождениям (Смирнов и др., 1968): стратиграфическим и литолого-формационным контролем оруденения; пластовой или линзообразной формой рудных залежей; отсутствием или слабым проявлением гидротермального метасоматоза во вмещающих породах; широким развитием в рудах полосчатых и слоистых текстур; фациально-палеогеографическим и геохимическим (первично повышенным содержанием в породах рудного элемента) контролем оруденения. По комплексу таких признаков рассматриваемые рудные формации региона уверенно могут быть отнесены к сингенетическому осадочному или эксгальационно-осадочному генетическому типу.

В то же время оруденению присущи явные признаки эпигенетичности, выражающиеся в виде процесса замещения и метасоматоза, секущих взаимоотношений руд и вмещающих пород, ксенолитов вмещающих пород в рудах, и др. В связи с этим на вопрос о генезисе сидеритового и магнезитового оруденения региона существуют две точки зрения – осадочное происхождение и гидротермально-метасоматическое. Явные эпигенетические признаки и стратиграфо-литологический контроль оруденения вполне удовлетворительно объясняются сторонниками третьей точки зрения – осадочно-гидротермального (осадочно-эпигенетического, осадочно-метаморфогенного, седиментационно-катагенетического) генезиса, объединившей метасоматическую и осадочную гипотезы. Согласно этому представлению, рудное вещество имеет осадочную природу и при низкотемпературном метаморфизме (катагенезе) под влиянием рудосодержащих метаморфогенных (элизи-

онно-катагенных) растворов испытало мобилизацию и перераспределение с образованием залежей метасоматического облика. Это представление было обосновано Л.В.Анфимовым с соавторами (1980, 1997) и О.Г.Лазур с соавторами (1981).

Достаточно спорным представляется мнение о времени формирования магнетитового и сидеритового оруденения региона. Его приуроченность в разрезе рифея к горизонтам определенного литологического состава может свидетельствовать о разновозрастности и близкой синхронности процесса формирования повышенных содержаний рудных элементов и сингенетической рудной минерализации времени седиментации и диагенезу (катагенезу) пород соответствующих литолого-стратиграфических подразделений. Это представление, на наш взгляд, подтверждается развитием однотипного магнетитового (и, видимо, сидеритового) оруденения как в составе неметаморфизованных (катагенетически измененных) рифейских отложений, так и их стратиграфических аналогов, интенсивно преобразованных региональным метаморфизмом в составе БМК. При этом убедительным свидетельством воздействия регионального метаморфизма на уже существующие магнетитовые руды является достаточно широкое развитие в них наложенной тальковой минерализации в виде послонных и прожилковидных образований, часто представленных крупночешуйчатым тальком.

***Месторождения выветривания.*** К этой группе объектов в пределах белорецкого метаморфического комплекса относятся месторождения бурых железняков и огнеупорных глин.

В области развития пород белорецкого метаморфического комплекса имеются старые разработки бурых железняков, вмещающими породами которых являются терригенно-карбонатные толщи нижнего рифея (кызылташская свита) и среднего рифея (зигазино-комаровская и авзянская свиты). Месторождения бурых железняков в основном отработаны. Примерами таких разработок являются старые карьеры на месторождениях Яндыкское и Рудная гора в истоках левого притока р. Кадыш, приуроченные к отложениям кызылташской свиты, и месторождение Теплое, расположенное в кристаллических сланцах зигазино-комаровской свиты. В старых отвалах руды представлены плотными и кусковатыми бурыми железняками, содержание  $Fe_2O_3$  в которых изменяется от 37 до 45%.

В составе полезных ископаемых кор выветривания в БМК известны огнеупорные глины, представленные месторождением Белая глина (Ахмеровское), расположенном на левобережье р. Буганак по дороге из города Белорецк в с. Кузгун-Ахмерово. Месторождение связано с мезозойской корой выветривания. Оно сложено продуктами каолинизации кристаллических парасланцев кызылташской свиты. Каолиновые глины образуют две сложно построенные залежи размерами около 300×400 м, разобщенные некондиционными глинами. Средняя мощность полезной толщи 6-7 м, при колебаниях от 3 до 20-23 м. Средний состав глин (масс. %): SiO<sub>2</sub> – 67.5; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 22.9; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.83; TiO<sub>2</sub> – 0.97; CaO – 0.17; MgO – 0.76; П.п.п. – 7.14. Глины отличаются высоким (около 60 %) содержанием неглинистых частиц размером более 0.1 мм, состоящих из неразложившихся остатков породообразующих и аксессуарных минералов метаморфических сланцев – кварца, рутила, ильменита и турмалина. Месторождение с 1932 г. отрабатывается Белорецким металлургическим комбинатом. Сырье используется как отощающая добавка к привозным пластичным глинам при изготовлении полукислых шамотных огнеупорных изделий.

**Осадочный (россыпной) тип оруденения.** В составе тяжелой фракции шлихов аллювиальных отложений русел, низких и высоких террас р. Белой и ее притоков в районе города Белорецка и ниже, часто фиксируются повышенные содержания титансодержащих рудных минералов, представленных главным образом ильменитом и в меньшей степени рутилом. Коренным источником этих минералов являются метаморфические породы белорецкого комплекса – эклогиты, амфиболиты и кристаллические сланцы. Эклогиты БМК являются поставщиками рутила, а амфиболиты и кристаллические парасланцы – ильменита, так как ильменитоносные кристаллические парасланцы очень широко распространены в составе этого комплекса. Поэтому повышенные содержания ильменита и рутила в аллювиальных отложениях речных долин привязаны к ареалам развития метаморфических пород или к участкам ближнего сноса материала. При шлихо-минералогическом анализе с применением магнитной сепарации ильменит вытягивается в электромагнитную фракцию, а рутил остается в немагнитной фракции. Предварительные оценки весовых содержаний титановых минералов в ограниченном числе проб колеблются от 1 до 3-5 кг/м<sup>3</sup>, что позволяет относить их к группе бедных россыпей.

***Редкоземельно-фосфатная минерализация.*** Сведения в геологической литературе о редкоземельных фосфатах в горных породах западного склона Южного Урала крайне скудны. Присутствие монацита в тяжелой фракции протолочек песчаников айской, зигальгинской и зильмердакской свит рифея отмечалось М.Т.Орловой (1960). Ю.Р.Беккером (1960) они были описаны в песчаниках такатинской свиты девона. Новые данные были получены нами в результате исследования регионального метаморфизма горных пород и шлихо-минералогическом анализе аллювиальных отложений западного склона Южного Урала (фото 12) в связи с изучением проблемы коренной алмазности Республики Башкортостан (Алексеев, Тимофеева, 2007).

Изучение и составление карты метаморфизма горных пород западного склона Южного Урала сопровождалось описанием почти 20000 петрографических шлифов из архивных коллекций геологосъемочных работ в пределах Башкирского мегантиклинория. При этом в нескольких десятках шлифов было установлено присутствие монацита в единичных (реже до 2-3 зерен на шлиф) субидiomорфных и идиоморфных толстотаблитчатых выделениях размером от 0.1 до 0.5 мм (фото 13). Почти всегда в монаците присутствует значительное количество мелких (не более 0.03 мм) непрозрачных выделений магнетита или ильменита, однотипных с рудными минералами основной массы монацитсодержащих пород. Часто размеры рудных выделений в монаците несколько меньше таковых за его пределами, что позволяет говорить о метаморфогенной природе этого фосфата. Монацитовая минерализация установлена в породах суранской, юшинской, машакской и зигазино-комаровской свит нижнего и среднего рифея. Общими чертами для них является принадлежность к слабометаморфизованным терригенно-осадочным породам, представленным филлитами, филлитизированными глинистыми сланцами и алевролитами. Установленное в шлифах присутствие монацита подтвердилось обнаружением коренного проявления монацитсодержащих сланцев в юшинской свите (северная часть хребта Б. Шатак). Здесь в филлитизированных глинистых алевролитах монацит представлен редкой вкрапленностью серых и темно-серых (из-за включений рудных минералов) призматических кристаллов размером до 0.3×1.0 мм (фото 14). В подчиненном количестве присутствуют таблитчатые кристаллы желтой окраски, без включений рудных минералов (Алексеев, Тимофеева, 2003).

Более широко распространены редкоземельные фосфаты в аллювиальных отложениях водотоков бассейна реки Белой на западном склоне Южного Урала. При этом единичные окатанные кристаллы монацита выявляются в шлихах из аллювия рек и ручьев, размывающих песчаники такатинской свиты на западном крыле Башкирского мегантиклинория (рр. Басу, Рязяк, Сикася и др.). В русловых и аллювиальных отложениях низких и высоких террас восточной подзоны Башкирского мегантиклинория, сложенных метаморфизованными породами рифея и венда, часто присутствуют неокатанные или очень слабо окатанные зерна метаморфогенного монацита, ксенотима и флоренсита. Причем, часто они присутствуют совместно.

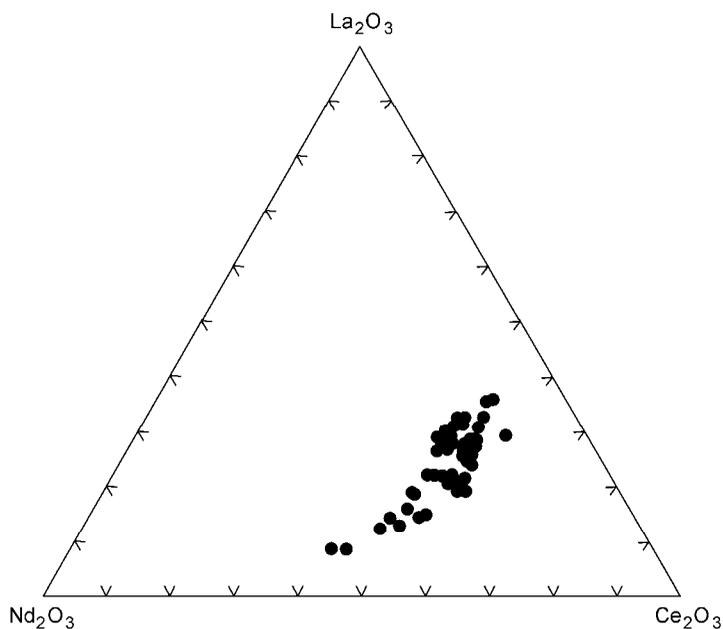
Монацит представлен таблитчатыми кристаллами или их обломками с типовой медово-желтой окраской (фото 15) и реже встречается в призматических выделениях серого цвета (фото 16). Размеры таблитчатых выделений достигают 1.5-2 мм, при этом более крупные кристаллы встречаются на участках размыва метаморфизованных пород белорецкого комплекса. Содержание монацита в шлихах изменяется от единичных знаков до десятков и реже сотен знаков на пробу.

Ксенотим (от единичных знаков до первых десятков) присутствует не во всех пробах. Он представлен кристаллами изометричной формы беловатого, сероватого или зеленоватого цвета и редко дипирамидального или удлиненно-призматического облика (фото 17). Его размеры в шлихах достигают 1-1.5 мм.

Флоренсит присутствует в количестве от нескольких единиц до одного-двух десятков кристаллов светло-буровато-зеленоватой окраски остро-ромбоэдрического облика длиной до 0.5-0.7 мм, реже до 1 мм (фото 18). Распространение флоренсита связано с зонами развития слабометаморфизованных пород филлитовой и зеленосланцевой фаций.

Монацит и ксенотим, даже в мелких выделениях, хорошо диагностируются по наличию в видимой области спектра ясно заметных полос поглощения некоторых редкоземельных элементов. А.А.Кухаренко (1961) указывал на присутствие в спектре абсорбции монацита широкой и размытой полосы поглощения на границе желтой и красной частей спектра и тонкой более слабой – в зеленой части спектра. При наблюдении с помощью спектральной насадки, у всех монацитов наблюдается хорошо заметная широкая полоса поглощения примерно в пределах 575-593 нм, состоящая обычно из трех сближенных линий абсорбции, соответствующих спектральным линиям лантана 576, 577 и

593 нм (Калинин и др., 1956). Две хорошо заметные линии поглощения в зеленой области спектра в интервале около 510-535 нм могут быть связаны со спектральными линиями лантана (518 и 527 нм), и, видимо, церия (535 нм) или неодима (529 нм), являющихся основными редкоземельными элементами, входящими в состав изученных монацитов (Приложение 6.2). Иттриевый фосфат – ксенотим характеризуется присутствием хорошо заметных линий поглощения в зеленой и красной областях видимой части спектра. В зеленой части спектра размытые линии абсорбции располагаются в интервале 510-560 нм и могут соответствовать линиям 509, 520, 547, 553 и 558 нм иттрия и 555 нм иттербия. В красной части спектра присутствуют близко расположенные линии в интервале 640-670 нм, которые могут быть обусловлены наличием иттрия и эрбия (Калинин и др., 1956). В видимой части спектра для крупных и прозрачных зерен флоренсита слабые линии намечаются на границе красной и желтой областей спектра и в интервале 510-530 нм.



**Рис. 6.1.** Монациты восточной подзоны Башкирского мегантиклинория на диаграмме  $\text{La}_2\text{O}_3\text{-Nd}_2\text{O}_3\text{-Ce}_2\text{O}_3$

Составы изученных редкоземельных фосфатов (см. Приложение 6.2) существенно не отличаются от фосфатов из других местонахождений монацита различного происхождения (Геохимия..., 1964). Для них характерна высокая обогащенность легкими лантаноидами при  $\text{Ce} > \text{La} > \text{Nd}$  и реже  $\text{Ce} > \text{Nd} > \text{La}$  характере распределения (рис. 6.1). В отдельных анализах монацита содержание  $\text{ThO}_2$  достигает 8% и иногда повышаясь до 17%, что может быть связано с зональным характером распределения этого элемента в минерале (Приложение 6.3). Содержания  $\text{ThO}_2$  и  $\text{CaO}$  связаны положительной корреляционной зависимостью, что свидетельствует о присутствии в некоторых монацитах существенной доли чералитового минала (рис. 6.2). Распределение редкоземельных элементов и  $\text{ThO}_2$  было изучено в призматическом кристалле монацита из монацитсодержащих сланцев коренного проявления в северной части хр. Шатак. На растровых изображениях монацита в рентгеновском излучении хорошо видно неравномерное распределение ряда элементов, в том числе  $\text{La}$  и  $\text{Th}$ , с пониженным содержанием  $\text{La}$  и повышенным  $\text{Th}$  в центре кристалла (рис. 6.3). Микронзондовые анализы по случайным точкам в пределах этого кристалла подтверждают существенные колебания в содержаниях редкоземельных элементов и  $\text{Th}$  (см. Приложение 6.3). Повышенные содержания тория (и урана) в ядре могут быть связаны с более высокой подвижностью этих элементов на начальных этапах регионального метаморфизма при низких термобарических параметрах, так как перераспределение урана и тория возможно в условиях диагенеза.

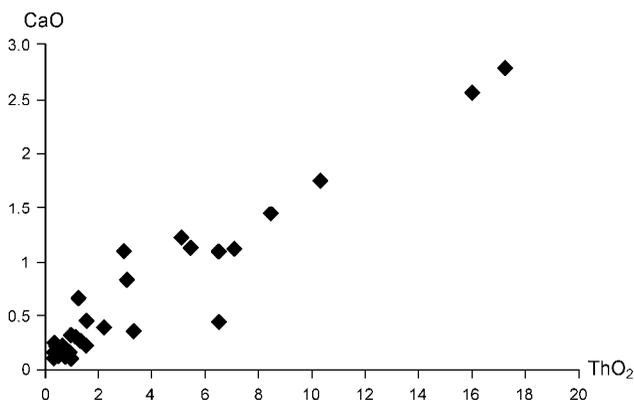
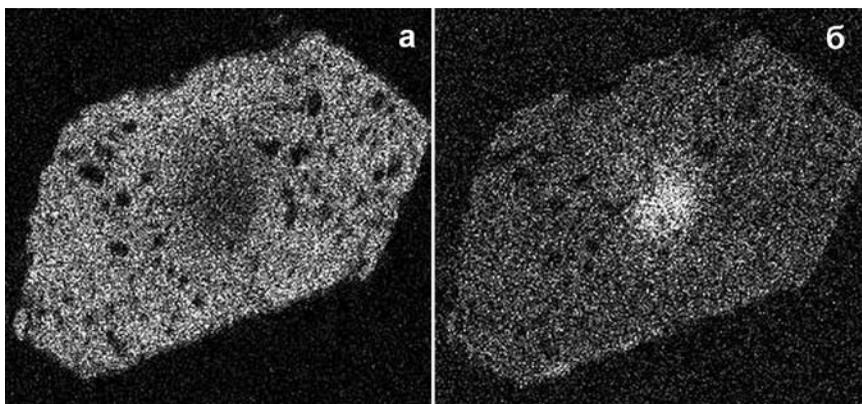


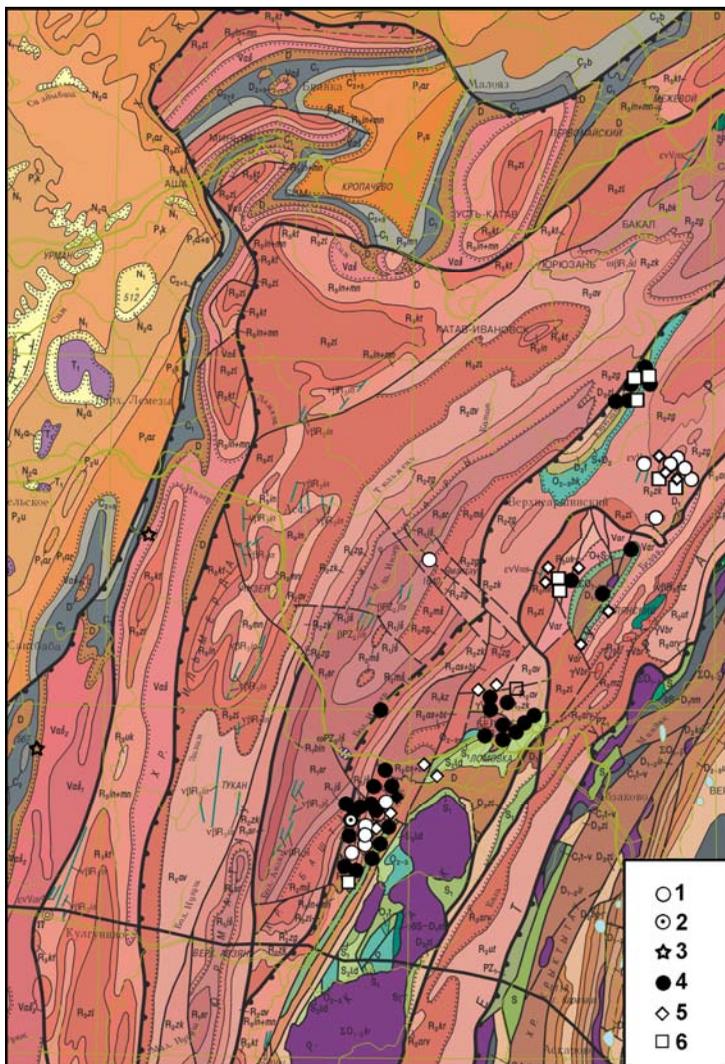
Рис. 6.2. Зависимость между содержаниями  $\text{ThO}_2$  и  $\text{CaO}$  в монацитах

Флоренситы из русловых отложений также имеют  $Ce > La > Nd$  характер распределения редких земель при низких (обычно менее 1-2%) содержаниях  $CaO$ ,  $FeO$ ,  $BaO$  и  $PbO$  и постоянном присутствии небольших количеств  $ThO_2$  (Приложение 6.4). В ксенотиме повышенные содержания характерны для диспрозия, иттербия и эрбия при преобладании первого (Приложение 6.5).



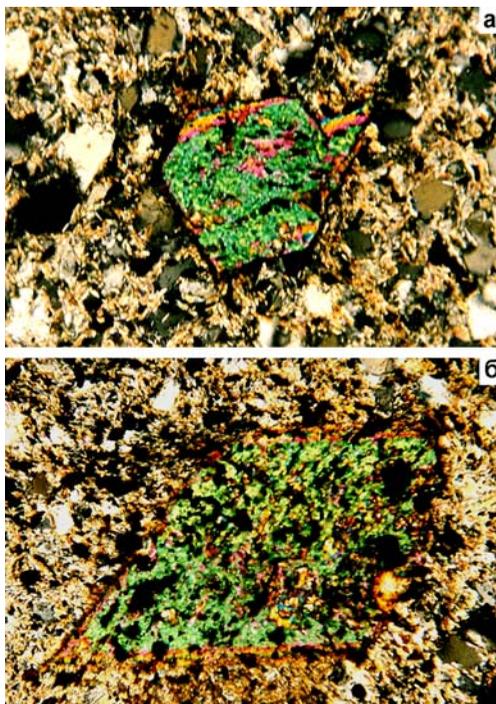
**Рис. 6.3.** Растровые изображения монацита в рентгеновском характеристическом излучении лантана (а) и тория (б). Размер кристалла 0.7 мм. Черные участки в кристалле – включения кварца и рудных минералов

По суммарному содержанию РЗЭ (120-176 г/т) и характеру их распределения филлитизированные глинистые сланцы и алевролиты рифея с аксессуарным монацитом (Приложение 6.6) близки к глинам и глинистым сланцам различных регионов Земли и в том числе к глинам Русской платформы (рис. 6.4), что может рассматриваться как подтверждение метаморфогенного происхождения редкоземельных фосфатов как в коренных породах, так и в аллювиальных отложениях региона. Метаморфогенное (метаморфогенно-гидротермальное) происхождение редкоземельных фосфатов восточной подзоны Башкирского мегантиклинория подтверждается тесной пространственной совмещенностью ареала обломочных неокатанных зерен РЗЭ-фосфатов с зоной развития метаморфических пород рифея и венда, расположенной восточнее Юрюзано-Зюраткульского глубинного разлома (см. фото 12).

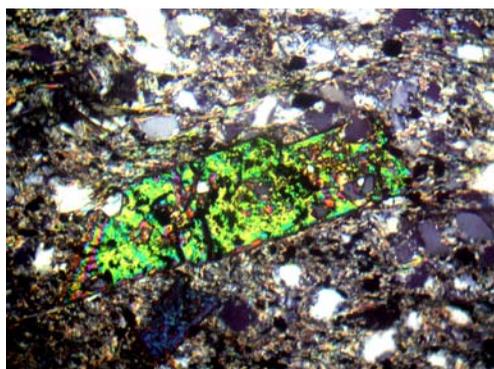


**Фото 12. Схема распространения редкоземельных фосфатов на западном склоне Южного Урала. Геологическая основа (по «Геологическая карта...», 2002)**

1, 2 – находки монацита (1 – в петрографических шлифах коренных пород, 2 – в коренных породах); 3 – находки окатанного монацита; 4–6 – находки неокатанных редкоземельных фосфатов в шлифах аллювиальных отложений (4 – монацита, 5 – монацита и ксенотима, 6 – флоренсита, часто с монацитом и ксенотимом).



**Фото 13. Монацит в петрографических шлифах (а – шлиф 19125, размер кристалла – 0.33, с анализатором; б – шлиф 19124, размер кристалла по диагонали 0.7 мм, с анализатором)**



**Фото 14. Монацит призматический в филлитизированных глинистых сланцах (шлиф 19120, длина кристалла 0.8 мм, с анализатором.)**



**Фото 15. Монацит из шлиха русловых отложений р. Б. Авзян. Шлих 19027. Размер кристаллов 0.5-1.0 мм.**



**Фото 16. Серый призматический монацит из элювия коренных монацитсодержащих пород. Шлих 19128. Увел. ×20**

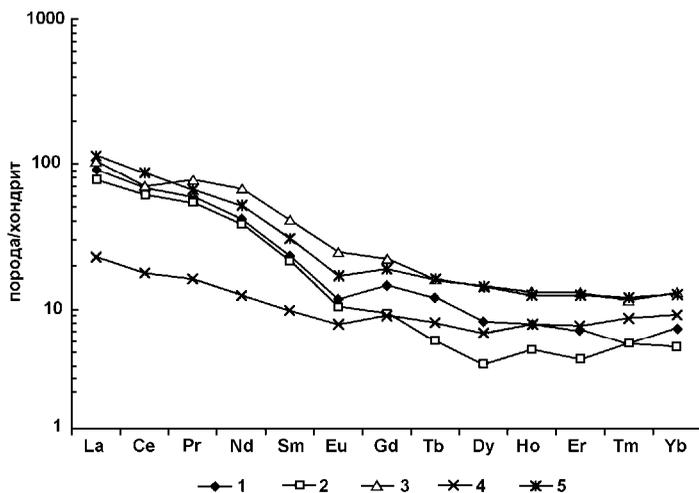


**Фото 17. Ксенотим из шлихов русловых отложений. Размер кристаллов 0.3-1.25 мм. Шлих 19254, р. Тыгын**



**Фото 18. Флоренсит из шлихов русловых отложений. Размер кристаллов 0.3-0.8 мм. Шлих 19250**

Кроме того, об этом же свидетельствуют повсеместная ассоциация монацита, ксенотима и флоренсита в тяжелой фракции шлихов с минералами метаморфических пород – алмандином, биотитом, турмалином, рутилом, ильменитом, цоизитом, хлоритоидом; наличие монацита и ксенотима в элювии кристаллических сланцев; частое присутствие в фосфатах в виде включений углистого и рудного материала; намечающаяся зональность в распространении фосфатной минерализации, заключающаяся в присутствии флоренсита и серого призматического монацита в области развития пород низкой (филлитовой и зеленосланцевой) ступеней метаморфизма и таблитчатого, более крупного монацита и ксенотима – на участках распространения пород средней и высокой ступеней метаморфизма. Подобная зональность дополняется находками в не метаморфизованных глинистых гидрослюдистых сланцах и алевролитах рифея центральной части Башкирского мегантиклинория мелких (до 0.5-0.7 мм) непрозрачных эллипсоидальных стяжений рабдофанита, который при усилении метаморфизма до зеленосланцевой фации переходит в монацит (Сердюченко, 1985).



**Рис. 6.4. Нормализованное распределение РЗЭ в филлитизированных сланцах и алевролитах с монацитом и глинистых сланцах Русской платформы**  
 1–3 – филлитизированные глинистые сланцы; 4 – филлитизированные глинистые алевролиты; 5 – глины Русской платформы по А.А.Мигдисову и др., 1994.

Проявления редкоземельных фосфатов в коренных породах и аллювиальных отложениях речных долин западного склона Южного Урала, описанные в монографии, представляют новый, ранее неизвестный в регионе тип редкоземельной минерализации. По предварительным данным, в верхнем течении р. Б. Авзян содержание монацита в руслонном аллювии может составлять до 50-100 г/м<sup>3</sup>.

Таким образом, анализ материалов по изучению распределения редкоземельных фосфатов – монацита, ксенотима и флоренсита в шлихах из аллювиальных отложений бассейна реки Белой свидетельствует о их тесной пространственной связи с областью развития метаморфических пород по субстрату рифейских отложений, ограниченной с запада зоной Юрюзано-Зюраткульского глубинного разлома (Алексеев, Тимофеева, 2007).

***Метаморфогенная алмазоносность высокобарических метаморфических комплексов.*** После открытия алмазов в метаморфических породах Кокчетавского массива (Ведерников и др., 1981), резко возрос интерес к метаморфическим комплексам высокого давления как возможным источникам технических алмазов нового генетического типа – метаморфогенного. На месторождении Кумды-Коль алмазы представлены кубическими кристаллами размером от 20 до 100 мкм, ассоциирующимися с графитом. Алмазодержащими породами являются гнейсы, эклогитоподобные породы, кристаллические сланцы и метасоматиты. Сейчас это не единственный случай находок алмазов в метаморфических породах высокого давления. Относительно недавно описаны коэзитсодержащие алмазоносные эклогиты, гранатовые пироксениты и жадеититы в метаморфическом комплексе Дабе-Шань в провинции Аньхой (Восточный Китай), где большинство алмазов размером 10-60 мкм встречается в виде включений в гранатах. Причем иногда размеры идиоморфных кристаллов достигают в поперечнике 700 мкм (Shutong e.a., 1992).

Условия и механизм образования алмазов в метаморфических породах остаются дискуссионными, но наблюдающаяся приуроченность к метаморфическим комплексам не только высокого, но сверхвысокого давления подтверждает факт их образования в условиях регионально проявленного высокобарического метаморфизма. Величина давления при формировании коэзита или алмаза оценивается в 35-40 кбар. Литостатическое давление такого уровня достигается в

земной коре на глубинах около 100-120 км. Достижение высоких давлений возможно в результате субдукции утоненной континентальной коры под более мощную континентальную. Такой механизм, предполагающий субдукцию континентальной коры с ее погружением до 80-100 км, привлекается для объяснения метаморфизма сверхвысокого давления (в том числе с образованием коэситсодержащих эклогитов и пиропсодержащих кварцитов с реликтами коэсита) комплекса Дора-Майра в Западных и Центральных Альпах (Chopin, 1987). Необходимые для формирования коэсита и граната давления возникают и на меньших глубинах за счет сложения литостатической нагрузки и стрессового давления в нижних частях утолщенной при коллизии коры.

На территории Южного Урала неоднократно (в поздневендскую, среднепалеозойскую и герцинскую эпохи), наряду с региональным метаморфизмом умеренных давлений (кианит-силлиманитовой фациальной серии) проявлялся региональный метаморфизм высоких давлений, приведший к формированию эклогитсодержащих комплексов соответствующего возраста – белорецкого, максютовского и куртинского (Алексеев, 2000). В связи с широким развитием высокобарических метаморфических пород на Южном Урале, геологические предпосылки для прогнозирования перспектив региона на метаморфогенную алмазонасность весьма благоприятны. Особенно обнадеживающие в этом отношении максютовский эклогит-глаукофансланцевый и куртинский эклогит-амфиболит-сланцевый комплексы с широким развитием эклогитов и слюдяных сланцев с фенгитом и фенгитовым мусковитом. В эклогитах максютовского комплекса был установлен коэсит (Чесноков, Попов, 1965; Добрецов, Добрецова, 1988), а также гексагональная модификация алмаза – лонсдейлит в ассоциации с муссанитом (Головня и др., 1977) и микрокристаллический алмаз (Bostick e.a., 2003), то есть минералы-индикаторы сверхвысоких давлений. По данным Б.В.Чеснокова, В.А.Попова, Н.Л.Добрецова и Н.В.Соболева давление при формировании пород максютовского комплекса оценивается в 20-25 кбар. Возможно оно могло быть и выше, особенно на локальных участках. Предположения о возможности образования в максютовском комплексе метаморфогенной алмазной минерализации (В.Н.Пучков, К.С.Иванов, А.А.Алексеев) подтвердились находками в метаморфических породах указанного комплекса С.С.Гороховым с соавторами мелких алмазов: 2 кристаллов комбинированной округлой формы

размером 0.03 и 0.06 мм в пробе гнейсовидных пород весом 3.2 кг (навеска 120 г) по руч. Карамала; 3 кристаллов неправильной формы размером 0.075 мм в пробе эклогитов весом 4 кг (навеска 130 г) по р. Сакмара южнее ур. Караяново, а также мелких алмазов в аллювии р. Губерли и р. Зиреклы, размывающих этот комплекс. Но пока находки алмазов в метаморфических сланцах максютовского комплекса имеют научное, а не практическое значение.

Поиски метаморфогенных алмазов ОАО «Башкиргеология» проводились в пределах белорецкого эклогитсодержащего метаморфического комплекса, где они были начаты по инициативе В.Р.Остроумова и завершены З.М.Ротару в 1994 году с отрицательными результатами, что и следовало ожидать, так как максимальные давления при формировании эклогитов и вмещающих их кристаллических парасланцев, по нашим данным, не превышали 12-13 кбар и были, как свидетельствуют экспериментальные данные, далеко недостаточными для образования алмаза.

Особо стоит остановиться на описании гранат-кварц-плагиоклазовых графитсодержащих пород, принятых в 1992 году В.Р.Остроумовым за лампроиты. Петрографическое изучение этих пород выполнялось сотрудниками ВСЕГЕИ. «Лампроит» среди метаморфических пород белорецкого комплекса был обнаружен В.Р.Остроумовым в отдельных обломках в элювиально-делювиальных образованиях и русловом аллювии истоков ручья Сухой Бугодас на юго-восточном склоне хр. Маярдак в полосе развития графитсодержащих пород верхней части разреза кызылташской свиты. Он представляет собой почти черную породу грубосланцеватой текстуры без ясно видимых признаков слоистости. Под микроскопом текстура сланцеватая, структура лепидогранопорфиروبластовая с элементами пойкилобластовой. В сложении породы принимают участие альбит (до 30-40 об. %), хлорит (до 50%), кварц (до 10%), карбонат (1-3%), эпидот-клиноцоизит (до 2%), мусковит (до 1-2%), ильменит, рутил, сфен (около 2%), графит (2-3%), гранат (до 5%), апатит (десятые доли %). По минеральному составу – это кварцсодержащий альбит-хлоритовый сланец. Кислый плагиоклаз образует типичные округлые порфиробласты размером до 1-1.5 мм. Основная масса породы сложена железисто-магнезиальным хлоритом, почти бесцветным в шлифе, с низким двупреломлением (не более 0.005), с отрицательным удлинением, близким по составу к магниевому прохлориту. Кварц присутствует в мелких (менее 0.2-0.3 мм) зернах в

основной массе или в виде пойкилитовых вростков в плагиоклазе. Графит рассеян в породе в виде очень мелкозернистой «сыпи», как в основной массе, так и в порфириобластах альбита. Часто в породе присутствует альмандиновый гранат в виде порфириобластовых выделений размером до 1-1.5 мм, который практически всегда замещен хлоритом с примесью клиноцоизита и мусковита. Титаносодержащие минералы представлены ильменитом, рутилом и сфеном. В «лампроите» Белорецкого района, как видно из описания, нет ни одного минерала, за исключением ильменита и рутила, характерного для лампроитов. Нет также, учитывая метаморфогенную природу породы, и метаморфических эквивалентов первичных магматических минералов лампроитов – оливина, флогопита, лейцита, клинопироксена. Пластинчатый ильменит, характерный для описанных пород, обычный минерал в параметаморфических сланцах. В структурно-геологическом отношении «лампроит» представляет собой обычную метаморфическую породу, залегающую в виде протяженного пласта (или пластов), подчиненного общей стратиграфии и структуре района.

Нет ничего общего с лампроитами и в химизме описываемых пород (Приложение 3.26). В отличие от лампроитов, они содержат очень много глинозема, натрия, меньше магния и очень мало калия. Лампроиты – ультракалиевые породы. По Р.Х. Митчеллу (1988), порода может быть отнесена к лампроиту, если  $K_2O/Na_2O > 3$ ,  $K_2O/Al_2O_3 > 0.8$ ,  $(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3 > 0.7$  (все в молекулярных количествах),  $FeO$  (общее железо)  $< 10$  мас. %. По отношению глинозема и щелочей рассматриваемая графитсодержащая порода не может быть отнесена к магматическим породам. Подобные повышенные содержания  $Al_2O_3$  обычны для глинистых осадков, из которых наименее калиевыми и близкими к описываемым разновидностям являются монтмориллонитовые глины. Нет ничего общего с лампроитами у описываемых пород и в содержаниях индикаторных для них малых элементов – Rb, Sr, Zr. Например, в средних составах лампроитов поля Нунканбах и Эллендейх, Австралия, по А. Джейксу и др. (1989) содержания этих элементов соответственно составляют 275-479, 1184-1312 и 1133-1144 г/т, а в «лампроитах» верховьев р. Сухой Бугодас – намного меньше; менее 11, 24-41 и 112-128 г/т.

Таким образом, порода из Белорецкого района, определяемая как лампроит, никакого отношения к настоящим лампроитам не имеет и представляет собой метаморфизованную осадочную глинистую породу.

## **Глава 7. ПРИРОДА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ВЫСОКОБАРИЧЕСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА**

Белорецкий метаморфический комплекс – уникальная составная часть рифейско-вендского структурно-вещественного комплекса Урала. Без использования результатов изучения этого весьма информативного геолого-петрологического объекта, имеющего к тому же достаточно надежно обоснованные данные о возрасте и времени метаморфизма протолитов, развитие представлений о геологическом строении и истории геологического развития, о природе и геодинамических условиях проявления регионального метаморфизма в регионе если и возможно, то мало эффективно или может привести к недостаточно обоснованным выводам. При этом решение указанных вопросов для БМК и всего западного склона Южного Урала (или рифеид Урала) тесно взаимосвязано и по отдельности невозможно.

Метаморфические преобразования горных пород в крупных геологических структурах обычно объясняются проявлением регионального метаморфизма, под которым в настоящее время понимается термодинамометаморфизм складчатых областей (Добрецов, 1981). Вопросы обоснования поздневендского времени проявления регионального соскладчатого метаморфизма на западном склоне Урала и реконструкции палеотектонических режимов развития региона в позднем докембрии неоднократно рассматривались в наших работах (Алексеев, 1994, 1996, 1997; Алексеев и др., 2006; Ковалев, 2008).

Природа регионального метаморфизма западного склона Урала (ЗСУ) и Южного Урала (ЗСЮУ) остается до сих пор дискуссионной. Интенсивный метаморфизм горных пород восточной части ЗСУ, как правило, объясняется геосинклинальным тектоногенезом (Глебовицкий, 1973; Кейльман, 1974; Минкин, 1969; Соболев, 1969; Штейнберг, 1974). Однако высказывались мнения о связи регионального метаморфизма с нескрытыми гранитными интрузиями (Гарань, 1959), с влиянием зоны Главного Уральского разлома (Перфильев, Молдаванцев, 1960), а в последние годы – с эпиконтинентальной орогенной тектоно-магмато-метаморфической активизацией (Алексеев, 1984<sub>1,2</sub>), неоднократной конвергенцией литосфер-

ных плит (Ленных, 1984), орогенезом в обстановках активной континентальной окраины и коллизии литосферных плит в венде (Алексеев, 1988, 1990, 1994, 1996), преобразованием пород в зонах тектонического сжатия (Кейльман, Пучков, 1987). Активно разрабатывается также представление об обусловленности регионального метаморфизма верхнедокембрийских толщ ЗСУ, и в том числе субстрата БМК, процессами растяжения и пластичного течения в условиях платформенного рифтогенеза и разрыва континентальных плит (Иванов, 1979; Иванов и др., 1986; Иванов, Русин, 2000).

В метаморфической геологии западного склона Южного Урала особенно показательными и информативными для оценки природы и геодинамических условий метаморфизма верхнедокембрийских толщ являются высокобарические эклогитсодержащие метаморфические комплексы, которые в современной геологии и геодинамике в соответствии с плитнотектонической теорией рассматриваются как характерный и наиболее выразительный признак конвергентных, в первую очередь, субдукционных зон (Добрецов, 1974; Унксов, 1981; Шульц и др., 1991; Colemann, 1967; Ernst, Seki, 1967; Miyashiro, 1967). В пределах региона они представлены белорецким зональным, максютовским зонально-поясовым и куртинским поясовым метаморфическими комплексами, фиксирующими три эпохи метаморфизма, в том числе и высокобарического (Алексеев, 2000<sub>1</sub>, 2000<sub>2</sub>). В свете современных геотектонических представлений и особенностей пространственного размещения высокобарических метаморфических комплексов, их приуроченность к зонам сочленения литосферных плит или их фрагментов сомнений в настоящее время ни у кого не вызывает, но неясными остаются вопросы о конкретных геодинамических условиях их образования, времени метаморфизма, возрасте и формационной природе их субстрата.

Специфический зонально-поясовой или поясовой метаморфизм эклогит-глаукофансланцевых и глаукофансланцевых типов в условиях высоких и повышенных давлений и пониженных температур для высокобарических комплексов с офиолитовым субстратом достаточно убедительно объясняется субдукционным механизмом в конвергентных зонах, заключающимся в поддвигании относительно холодной океанической коры под континентальную или переходного типа в наклонных сейсмофокальных зонах Заварицкого-Беньофа. Необходимые условия высоких давлений обеспечиваются глубоким

погружением субдущирующей плиты в сочетании с тектоническими напряжениями (Эрнст, 1970; Миясиро, 1976; Miyashiro, 1961) и флюидным сверхдавлением (Добрецов, 1974). При этом, следует иметь в виду, что в настоящее время появляются представления, объясняющие генезис высокобарических, в том числе сверхвысокобарических метаморфических пород без привлечения гипотез тектонического или флюидного сверхлитостатического давления (Ревердатто, Шеплев, 1998). Субстрат высокобарических формаций и комплексов не может быть отнесен безоговорочно к типичным офиолитовым ассоциациям. С учетом обычно небольшой доли и формационной неопределенности магматических пород в их составе, геохимической близости значительной части эклогитов и кислых вулканитов (калиевых лептитов) к магматитам континентального типа, брахиформному стилю тектонических структур и большой доли зрелых кварцито-сланцевых толщ, исходные породы максютовского комплекса могут рассматриваться, скорее всего, как образования, сформировавшиеся на континентальной, возможно, значительно утоненной коре или на континентальном склоне пассивной окраины, либо же, как предполагают многие исследователи, состоят из двух частей, представляющих тектонически смешанные ассоциации континентального и океанического происхождения.

Более обоснованным представляется вывод о формировании белорецкого и куртинского эклогитоносных комплексов Южного Урала на субплатформенной или континентальной коре из осадочных толщ и содержащихся в них в подчиненном количестве базитов.

Обоснованием такого вывода могут служить результаты реконструкции природы протолитов БМК и их формационного анализа. При изучении эндогенных петрогенетических процессов и геологических формаций в позднедокембрийской истории Урала метаморфические породы БМК нами были отнесены к белорецкой эклогитсодержащей амфиболит-мрамор-кварцит-сланцевой формации (Алексеев, 1994). В сложении этой формации, петрографическое описание которой было дано выше, принимают участие три группы пород – метабазитовая, кварцито-сланцевая и метакarbonатная в соотношении примерно 1:6:3. Протолиты этих групп пород реконструируются как магматические, преимущественно основного состава интрузивной и эффузивной природы, песчано-глинистые и карбо-

натные породы. Все осадочные протолиты БМК представляют собой отложения мелководных обстановок. Наиболее информативными в фациальном отношении среди них являются мощные песчаные толщи и карбонатные отложения. В исходных мономиктовых песчаных толщах зигальгинской и зильмердакской свит часто присутствуют реликтовые признаки косой слоистости, знаков ряби, древних россыпесодержащих осадков, грубообломочных отложений (прослоев гравелитов и конгломератов), повышенных содержаний полевых шпатов, наглядно свидетельствующие об условиях осадконакопления, изменяющихся от мелководных до литоральных. Показателями мелководного происхождения карбонатных толщ рифея на западном склоне Южного Урала являются широко представленные строматолитовые постройки. В мраморизованных толщах БМК реликты таких построек не сохранились, но известняки и доломиты со строматолитами встречаются в северном замыкании БМК и его продолжении в Тирляно-Аршинском районе в отложениях верхнего рифея. Протолиты графитсодержащих пород белорецкого метаморфического комплекса реставрируются не как кремнистые сланцы, а как песчаники, алевролиты и глинистые алевролиты, содержащие углистое вещество органического происхождения, то есть также принадлежат к малоглубинным фациальным сериям.

Вывод о формировании осадочных и вулканогенно-осадочных отложений всего разреза рифея в мелководных и умеренно глубоководных (ниже базиса воздействия штормового волнения) условиях морских бассейнов был обоснован А.В.Масловым (1997), на основе анализа условий формирования и литофациальной зональности рифейских отложений.

Метаморфические породы по магматическим образованиям в БМК представлены эклогитами и амфиболитами, и в меньшей степени метагранитами и габбродиоритогнейсами. Протолиты их реконструируются как интрузивные силловые и дайковые тела долеритов, диабазов и лавовых потоков базальтов. По петрохимическим параметрам они соответствуют толеитам, реже оливиновым толеитам и редко субщелочным базальтам. Они отличаются повышенными содержаниями легких редкоземельных элементов и по характеру распределения нормализованных содержаний РЗЭ, более близки к континентальным платобазальтам, чем к базальтам других геодинамических обстановок.

Таким образом, формирование осадочного карбонатно-терригенного субстрата с резко подчиненной ролью в его составе магматических пород могло иметь место в условиях платформенного (континентально-рифтогенного) тектонического режима. О палеогеодинамической обстановке регионального метаморфизма протолитов БМК можно судить в первую очередь по термодинамическим (термобарическим) параметрам формирования ведущих типов горных пород комплекса, зависящим в основном от геотермического градиента, существенно изменяющегося от низкоградиентного (обычно ниже  $10^{\circ}\text{C}/\text{км}$ ) для жадеит-глаукофановой фациальной серии, до высокоградиентной (более  $30^{\circ}\text{C}/\text{км}$ ) для андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Приближенная оценка геотермического градиента для времени формирования высокобарических пород БМК близка к  $13^{\circ}\text{C}/\text{км}$ , что может свидетельствовать о его среднеградиентном типе. Средние величины градиента  $10\text{-}20^{\circ}\text{C}/\text{км}$  по эмпирическим данным отвечают нормальному геотермическому градиенту континентальной коры (Шульдинер, 1992). То есть, и по величине геотермического градиента региональный метаморфизм БМК мог протекать в условиях континентальной коры.

Участие в составе высокобарических метаморфических комплексов сиалического материала за счет наложения метаморфизма высокого давления на блоки континентальной коры отмечалось, в том числе для Урала, Г.А.Кейльманом и В.Н.Пучковым (1987). Значительное развитие в составе многих высокобарических комплексов сиалических пород континентальной коры подчеркивалось рядом исследователей (Бакиров, 1989; Сомин, 1984); для Южного Урала на это неоднократно указывалось нами (Алексеев, 1976, 1984, 1994; Алексеев и др., 2001, 2002). К выводу о несомненном участии в формировании высокобарических комплексов пород континентальной коры пришли и участники Пенроузской конференции «Голубые сланцы и связанные с ними эклогиты» в 1983 году (Brown et al., 1984).

С учетом значительной доли сиалического материала в составе высокобарических комплексов региона и отсутствии или слабом проявлении на большей части западного склона Урала известково-щелочного магматизма островодужного типа, субдукционный механизм, предполагающий формирование формаций высокого давления только по субдуцирующейся офиолитовой ассоциации, для объяснения

происхождения многих эклогитсодержащих и эклогит-глаукофансланцевых комплексов не подходит. Видимо, формирование пояса высокобарического метаморфизма Урала и особенно белорецкого и куртинского комплексов обусловлено орогенезом, который приводит к существенному утолщению коры и повышению литостатического давления, и является следствием коллизии литосферных, на конечной стадии континентальных плит. К выводу о тектонической конвергентности эклогит-глаукофансланцевых поясов и формировании их в различных обстановках, в том числе и в зонах глубинного надвигания при тектоническом утолщении коры континентального типа, пришел М.Л.Сомин (1984) и ряд других исследователей. Ведущее значение коллизии литосферных плит в формировании глаукофановых сланцев предполагалось Г.А.Кейльманом (1984). Субдукционно-коллизийный механизм образования высокобарического пояса Урала обосновывается В.Н.Пучковым (1987, 2000). Как прямое подтверждение проявления эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма в древних зонах коллизии континентальных плит можно рассматривать развитие эклогитов и глаукофановых сланцев в шовной зоне взаимодействия Индийской платформы и Евразийской континентальной плиты (Kumar, 1982; Oka, 1989).

В качестве возможного механизма формирования высокобарических метаморфических комплексов Южного Урала можно рассматривать субдукцию утоненной континентальной коры под более мощную кору такого же типа. Этот механизм, предполагающий субдукцию континентальной коры с ее погружением до 80-100 км, привлекается, например, для объяснения метаморфизма сверхвысокого давления (в том числе с образованием коэситсодержащих эклогитов) в Западных и Центральных Альпах (Chopin, 1987). Возможно, такой механизм может быть применен в модели формирования максютовского комплекса, особенно при подтверждении участия более древних, чем среднепалеозойская, эпох метаморфизма высокого давления в истории развития этого комплекса.

В поздневендскую эпоху формирование метаморфических комплексов на Южном Урале, в том числе и высокого давления, осуществлялось, вероятно всего, в геодинамической обстановке коллизии континентальных плит, наступившей после ранневендского рифтообразования и незначительного раздвига континентальной коры. При этом термобарические условия метаморфизма по латера-

ли вдоль такой конвергентной зоны могли существенно меняться, вследствие чего в пределах одной структурно-формационной зоны формировались метаморфические комплексы как умеренных, так и повышенных и высоких давлений. Коллизионным характером метаморфизма рифеид западного склона Южного Урала, на наш взгляд, хорошо объясняется и уменьшение степени метаморфических преобразований рифейско-вендских толщ от зонального метаморфизма в условиях умеренных – высоких давлений до начального метаморфизма (катагенеза) в западном направлении по мере удаления от поздневендской конвергентной зоны. При этом нельзя исключать вариант формирования зоны метаморфических пород в восточной части Башкирского мегантиклинория, включая и белорецкий метаморфический комплекс, по сиалическому субстрату утоненного края континентальной плиты Восточно-Европейской платформы, субдуцирующей под находящийся восточнее блок континентальной плиты (или при надвигании одной континентальной плиты на другую). Предположительно, конвергентная зона может быть прослежена по зоне развития палеозойских ультрабазитовых массивов в северной части Уралтауского антиклинория, в осевой части Тирлянской синклинали и Зилаирского синклинория. Но разработка вопросов о положении дивергентно-конвергентной зоны в венде и установление реликтов (террейнов) или фрагментов восточного литосферного блока, являющегося, видимо, частью Восточно-Европейской платформы, составляет самостоятельную проблему и может быть выполнена при углубленном комплексном изучении метаморфических комплексов в докембрийских блоках восточного склона Урала.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное изучение белорецкого метаморфического комплекса показало, что он является уникальным и информативным геолого-петрологическим объектом, имеющим ключевое значение как для изучения геологической истории и реконструкции палеогеодинамических режимов развития западного склона Урала в позднедокембрийское время, так и анализа проблемных вопросов условий образования эклогит-сланцевых высокобарических метаморфических комплексов на сиалическом субстрате. Его уникальность и информативность основываются на следующих положениях:

1. В сравнении со многими метаморфическими комплексами Урала возраст субстрата всех метаморфических горных пород белорецкого комплекса достаточно надежно определяется как рифейский.

2. Геологическими и изотопно-геохронологическими данными надежно обосновывается поздневендское время проявления регионального метаморфизма горных пород БМК.

3. Комплекс является наиболее выразительным геолого-петрологическим объектом для выделения в составе доуралид Урала рифеид в объеме рифейско-вендского структурно-вещественного комплекса как самостоятельного крупного структурно-тектонического подразделения в ранге тектоно-магматического цикла или мегацикла.

4. Среди относительно редких допалеозойских эклогитсодержащих комплексов мира белорецкий эклогит-сланцевый метаморфический комплекс является надежно доказанным свидетельством проявления высокобарического метаморфизма в дофанерозойских складчатых поясах.

5. Высокобарический метаморфизм БМК обусловлен соскладчатым (коллизийным) характером регионального метаморфизма рифеид в общеуральском плане.

6. Геолого-петрологическим изучением подтверждается представление о БМК как о генотипе самостоятельной среднеградиентной цоизит-омфацитовой (или цоизит-силлиманитовой) фациальной серии высокобарического метаморфизма, промежуточной по термодинамическим условиям формирования между известными умеренноградиентной кианит-силлиманитовой и низкоградиентной жадеит-глаукофановой фациальными сериями.

7. Протолитами метаморфических пород БМК являются песчано-глинистые и карбонатные породы (около 90% объема комплекса), а также пластовые интрузивные тела пород основного состава и эффузивы базальтоидов толеитового типа (около 10%).

8. Наиболее характерными типами высокобарических метаморфических пород БМК являются эклогиты, кианит-тальковые и цоизитсодержащие кристаллические сланцы или цоизитсодержащие мрамора. В ареале развития омфацитовой метаморфической зоны типичные минеральные ассоциации представлены парагенезисами: гранат + омфацил + рутил – в метабазах, цоизит + плагиоклаз + фенгитовый мусковит + биотит + кварц + рутил, силлиманит + цоизит + фенгитовый мусковит + биотит + кварц + рутил, силлиманит + фенгитовый мусковит + биотит + кварц + рутил, гранат + фенгитовый мусковит + биотит + плагиоклаз + кварц + рутил (ильменит), кианит + тальк + рутил, фенгитовый мусковит + биотит + кварц + рутил, фенгитовый мусковит + кварц + рутил, фенгитовый мусковит + биотит + кальцит + плагиоклаз + кварц + рутил (ильменит), цоизит + кварц + рутил (сфен), графит + фенгитовый мусковит + кварц + рутил, графит + хлоритоид + фенгитовый мусковит + кварц + рутил (ильменит) и др. – в кристаллических сланцах, флогопит + кальцит + кварц + рутил (сфен), флогопит + цоизит + плагиоклаз + кальцит + рутил (сфен), флогопит + доломит + кварц + рутил (сфен) – в мраморах.

9. Выделенные и описанные в составе БМК кианит-тальковые кристаллические парасланцы являются экзотическим типом горных пород для высокобарических метаморфических комплексов мира. Их протолиты реставрируются как глинистые породы с повышенными содержаниями монтмориллонита и окиси магния.

10. Реконструирована эволюция термодинамических режимов единого цикла регионального метаморфизма от проградной стадии с формированием минеральных ассоциаций эклогитовой фации при максимальных термобарических параметрах 650°C и 13 кбар в центральной метаморфической зоне до ретроградной (декомпрессионной) стадии с развитием по эклогитам симплектитовых апоэклогитовых амфиболитов и безгранатовых апоэклогитовых амфиболитов при 500°C и 5-5.5 кбар.

11. На примере белорецкого эклогит-сланцевого метаморфического комплекса обоснована реальная возможность проявления высокобарического регионального метаморфизма по осадочному

субстрату, сформировавшемуся в платформенных условиях на континентальном основании при коллизии континентальных плит, без участия офиолитовой ассоциации.

Изложенные представления о петрологии комплекса, минеральных ассоциациях метаморфических пород, термодинамических параметрах и геодинамических условиях проявления метаморфизма БМК могут быть существенно расширены и дополнены при проведении геологического доизучения этого комплекса с применением бурения и широким использованием современных методов анализа вещественного состава горных пород. Основными задачами дальнейших исследований метаморфизма Южного Урала может стать сравнительное геолого-петрологическое и геохимическое изучение типовых пород высокобарических метаморфических комплексов региона – эклогитов и их протолитов с целью выяснения их природы и реконструкции геодинамических обстановок их формирования.

## ЛИТЕРАТУРА

Авченко О.В. Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород. М.: Наука, 1982. 104 с.

Алексеев А.А. Магматические комплексы зоны хребта Урал-Тау. М.: Наука, 1976. 170 с.

Алексеев А.А. Реликты нетрансформированных структур распада титаномагнетита в эклогитах и генезис эклогитов метаморфических комплексов // Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 4. С. 953-955.

Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.

Алексеев А.А. Эндогенные геологические формации и палеотектонические режимы западного склона Урала // Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 8-18.

Алексеев А.А. Основные черты и проблемные вопросы регионального метаморфизма докембрия западного склона Урала // Метаморфогенная металлогения Урала / Информационные материалы. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 57-59.

Алексеев А.А. О некоторых проблемных вопросах геологии позднего докембрия западного склона Урала в связи с изучением магматизма и метаморфизма // Геология докембрия Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 5-19.

Алексеев А.А. Предордовикское метаморфическое несогласие на Урале и его палеотектоническая интерпретация // Ежегодник-1993. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. С. 9-11.

Алексеев А.А. Эндогенные петрогенетические процессы и геологические формации в позднедокембрийской истории Урала (на примере западного склона Урала). Автореф. дис... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, ИГТ УрО РАН, 1994. 41 с.

Алексеев А.А. Предордовикское метаморфическое несогласие и некоторые проблемные вопросы метаморфической геологии позднего докембрия западного склона Урала // Геология метаморфических комплексов. Екатеринбург: УГГГА, 1996. С. 73-86.

Алексеев А.А. Палеогеодинамическая интерпретация рифеид Урала по магматическим и метаморфическим событиям // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Ека-

теринбург: УрО РАН, 1997. С. 142-148.

Алексеев А.А. Высокобарические метаморфические комплексы Урала и коллизионные ситуации в его геологической истории // Коллизионная стадия развития подвижных поясов. / Тез. докл. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 4-5.

Алексеев А.А. Высокобарический метаморфизм в геологической истории Урала // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Сыктывкар: ИГ КНЦ УрО РАН, 2000. С. 7-9.

Алексеев А.А., Алексеева Г.В. Новый район развития эколлитов на западном склоне Южного Урала. // Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 3. С. 702-706.

Алексеев А.А., Алексеева Г.В. Акцессорные минералы и их ассоциации как показатели первичной природы и условий образования метаморфических пород // Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986. С. 106-112.

Алексеев А.А., Алексеева Г.В. О барическом типе регионального метаморфизма белорецкого метаморфического комплекса // Проблемы геологии, минералогии, геохимии, полезных ископаемых Южного Урала и сопредельных территорий / Тез. докл. научной конфер. Ч. 2. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. С. 68-69.

Алексеев А.А., Алексеева Г.В. Минералогия белорецкого метаморфического комплекса: геологические следствия // Региональная минералогия Урала / Тез. докл. II регионального совещания «Минералогия Урала». т. 1. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 90-91.

Алексеев А.А., Алексеева Г.В. Анализ материалов изучения алмазности Республики Башкортостан // Познание, освоение и сбережение недр Республики Башкортостан. Уфа: Гилем, 1995. С. 21-23.

Алексеев А.А., Алексеева Г.В. Новые сведения о распространении эколлитов в белорецком метаморфическом комплексе // Ежегодник-1994. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1995. С. 53-54.

Алексеев А.А., Алексеева Г.В. Белорецкий метаморфический комплекс – ключевой геолого-петрологический объект докембрия Урала // Проблемы петрогенезиса и рудообразования. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 3-5.

Алексеев А.А., Алексеева Г.В. Метаморфизм и минерогения белорецкого метаморфического комплекса Южного Урала // Геология и полезные ископаемые Республики Башкортостан, проблемы и

перспективы освоения минерально-сырьевой базы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. С. 122-125.

Алексеев А.А., Алексеева Г.В. Фенгитовые мусковиты и фенгиты в кристаллических сланцах белорецкого метаморфического комплекса // Ежегодник –1997. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. С. 178-185.

Алексеев А.А., Алексеева Г.В. Не являются ли некоторые проявления щелочных габброидов в Белорецком районе инъекционными туфами щелочно-ультраосновных пород? // Геология и полезные ископаемые Республики Башкортостан, проблемы и перспективы освоения минерально-сырьевой базы / Мат-лы III Республиканской геологической конференции. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. С. 75-77.

Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Галиева А.Р., Тимофеева Е.А. Белорецкий эклогитоносный метаморфический комплекс как возможный генотип новой фациальной серии метаморфизма высокого давления // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий. Т. I. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2001. С. 266-269.

Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Галиева А.Р., Тимофеева Е.А. Белорецкий эклогитоносный метаморфический комплекс (Южный Урал) – представитель особой фациальной серии метаморфизма // ДАН, 2002, т. 383, №3. С. 366-370.

Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Галиева А.Р., Тимофеева Е.А. Метаморфическая геология западного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2006. 212 с.

Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Тимофеева Е.А. Монацитовая минерализация и перспективы редкоземельного оруденения в рифейских отложениях Башкирского мегантиклинория // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана. Т. 2. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 112-115.

Алексеев А.А., Галиева А.Р. Метаморфизм и термобарические условия формирования горных пород белорецкого высокобарического комплекса (Южный Урал) // Геологическая служба и горное дело Башкортостана на рубеже веков. Уфа: Тау, 2000. С. 170-174.

Алексеев А.А., Тимофеева Е.А. Редкоземельно-фосфатная минерализация в метатерригенных толщах рифея Башкирского мегантиклинория // Геологический сборник №3. ИГ УНЦ РАН. Уфа: С. 194-195.

Алексеев А.А., Тимофеева Е.А. Редкоземельные фосфаты в горных породах и аллювиальных отложениях Башкирского меган-

тиклинория // Минералогия Урала – 2007. V Всероссийское совещание. Сборник научных статей / Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, ИМин УрО РАН, 2007. С. 103-105.

Алексеева Г.В., Алексеев А.А. Кианит в шлихах из русловых отложений водотоков Маярдакского антиклинория и его геологическое значение // Ежегодник–1993. ИГ УНЦ РАН, 1994. С. 88-90.

Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е. Об условиях образования магнезитовых залежей в месторождениях Саткинской группы на Южном Урале // Литология и полезные ископаемые, 1980, №1. С. 115-128.

Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 289 с.

Бакиров А.Б. Особенности строения и условий формирования эклогитоносных метаморфических формаций Тянь-Шаня // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Метаморфические и гидротермальные процессы. М.: Наука, 1989. С. 193-203.

Беккер Ю.Р. Литологические особенности олигомиктовых пород девона алмазоносных районов Южного Урала // Геология и полезные ископаемые Урала и Тургая. Л.: ВСЕГЕИ, 1960. С. 73-102.

Беккер Ю.Р. Историко-геологические комплексы докембрия Уральской складчатой области // Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала. Уфа: БФАН СССР, 1976. С. 14-22.

Беккер Ю.Р. Урало-Тиманская складчатая область // Докембрий континентов. Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 7-36.

Богатырева Г.И., Швецов П.Н. Региональный метаморфизм рифейских комплексов восточной части зоны западного склона Южного Урала // Вопросы изотопной геологии Урала и востока Русской плиты. Уфа: БФАН СССР, 1976. С. 52-61.

Борсук А.М., Цветков А.А., Иванов Д.А. Геохимические различия ранних вулканитов в структурах с различным фундаментом // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1987, №2. С. 3-17.

Ведерников Н.Н., Ефимов И., Розенков В.С. Геологические условия образования алмаза в эклогитовых и гипербазитовых комплексах Казахстана // Самородное минералообразование в магматическом процессе. Якутск: ЯФ АН СССР, 1981. С. 141-143.

Галиева А.Р. Состав и зональность гранатов из метабазитов

белорецкого метаморфического комплекса // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий. Т. I. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2001. С. 269-276.

Галиева А.Р. Геология, петрология и условия образования эклогитов и вмещающих их пород белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал). Автореф. дисс... канд. г.-м. наук. Сыктывкар. ИГ УрО РАН, 2004. 19 с.

Гарань М.И. Протерозой и нижний палеозой Урала // Труды / ГГИ УФАН СССР, 1959, вып. 32. С. 15-32.

Геодинамические реконструкции. Методическое пособие для региональных геологических исследований / Под ред. В.А. Унксова. Л.: Недра, 1989. 278 с.

Геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (Новая серия). Лист N-40(41)-Уфа. СПб: ВСЕГЕИ, 2002. 356 с.

Геология СССР. Т. XIII. Башкирская АССР и Оренбургская область. Часть I. Геологическое описание / Под ред. Д.Г. Ожиганова. М.: Недра, 1964. 655 с.

Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Том 2. Минералогия редких элементов. М.: Наука, 1964. 830 с.

Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 128 с.

Головня С.В., Хвостова В.П., Макаров Е.С. Гексагональная модификация алмаза (лонсдейлит) в эклогитах метаморфических комплексов // Геохимия, 1977, №5. С. 790-793.

Горожанин В.М., Носова А.А., Горожанина Е.Н. Новые Rb-Sr и геохимические данные по Ахмеровскому гранитному массиву (Башкирский мегантиклинорий) // Геологический сборник № 6. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2007. С. 17-20.

Далмейер Р.  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  метод определения возраста: принципы, методика и применение в орогенных областях // Изотопная геология. Пер. с англ. М.: Недра, 1984. С. 90-117.

Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М.: Мир, 1989. 430 с.

Дир У.А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. Пер. с англ. М.: Мир, 1965. 406 с.

Дир У.А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. Пер. с англ. М.: Мир, 1966. 318 с.

Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.

Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с.

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

Добрецов Н.Л., Кейльман Г.А., Минкин Л.М., Молдаванцев Ю.Е. Метаморфические комплексы и пояса Урала // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971. С. 222-226.

Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С. и др. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.

Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Метаморфические и гидротермальные процессы. М.: Наука, 1989. С. 204-213.

Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М.: Недра, 1974. 328 с.

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

Другова Г.М., Московченко Н.И., Никитина Л.П. Биотиты докембрийского комплекса Юго-Западного Памира // Известия АН СССР. Серия геол., 1976, №8. С. 37-45.

Иванов А.И. Обоснование сводного стратиграфического разреза древних свит западного склона Южного Урала // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. Геологический, 1949, т. 24, вып. 5. С. 31-42.

Иванов С.Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналией. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. 78 с.

Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.

Иванов С.Н., Русин А.И. Поздневендский этап тектонического развития Урала // Геотектоника, 2000, №4. С. 21-32.

Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.

Калинин С.К., Наймарк Л.Э., Марзуванов В.Л., Исмагулова

К.И. Атлас спектральных линий для стеклянного спектрографа. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 47 с.

Карта полезных ископаемых Урала. Масштаб 1:1000000. Л. 1931. 66 с.

Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.

Кейльман Г.А. Геодинамическая модель метаморфизма. Свердловск: СГИ, 1984. 19 с.

Кейльман Г.А., Золоев К.К. Изучение метаморфических комплексов. М.: Недра, 1989. 207 с.

Кейльман Г.А., Пучков В.Н. Метаморфизм и геодинамика // Геотектоника, 1987, №6. С. 20-28.

Ковалев С.Г. Дифференцированные диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала. Уфа: УНЦ РАН, 1996. 99 с.

Ковалев С.Г. Сложнодислоцированные углеродсодержащие породы западного склона Южного Урала // ДАН, 2004, №4, т. 396. С. 511-514.

Ковалев С.Г. Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала // Геотектоника, 2008, №2, С. 68-79.

Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Новые данные по геологии шатковского комплекса (западный склон Южного Урала) // Литология и полезные ископаемые, № 3, 2008. С. 280-289.

Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Фаткуллин И.Р. Сложнодислоцированные углеродсодержащие толщи западного склона Южного Урала. Уфа: БГУ, 1999. 118 с.

Кориковский С.П., Талицкий В.Г., Боронихин В.А., Иванов Б.П. Парагенезис тальк-хлоритоид в метапелитах и его петрологическое значение (на примере Макбальского антиклинория Тянь-Шаня) // Докл. АН СССР, 1983, т. 268, №6. С. 1454-1457.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Фазы регионального эпигенеза и метагенеза // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, №7. С. 3-18.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Проблемы эпигенеза / Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 9-34.

Краснобаев А. А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Родионов Н.В., Нехорошева А.Г., Кисеева К.Н. Ахмеровский гранитный массив – представитель мезопротерозойского интрузивного магматизма на Южном Урале // ДАН, 2008, т. 418, № 2. С.241-246.

Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 318 с.

Кушев В.Г., Виноградов Д.П. Метаморфогенные эклогиты. Новосибирск. Наука, 1978. 112 с.

Лазур О.Г., Ходак Ю.А., Егорцева Н.А. О генезисе саткинских магнезитов и бакальских сидеритов западного склона Южного Урала // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 6. М.: Наука, 1981. С. 190-195.

Ленных В.И. Зональность и этапы метаморфизма, проявившегося в миогеосинклиальной области Южного Урала // Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М.: Наука, 1966. С. 169-183.

Ленных В.И. О зональности метаморфизма миогеосинклинали Южного Урала // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 228-236.

Ленных В.И. Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 21-42.

Лисицын А.И., Попов В.М., Мамаев И.Н., Швецов П.Н. Полиметаллическое оруденение на Южном Урале // Разведка и охрана недр, 1977, №10. С.15-20.

Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 91 с.

Магматические горные породы. Т. 3. Основные породы / Под ред. О.А. Богатикова. М.: Наука, 1985. 486 с.

Маслов А.В. Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1997. 220 с.

Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Демчук И.Г. Тонкая алюмосиликокластика в верхнедокембрийском разрезе Башкирского мегантиклинория. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. 324 с.

Мейсон Р. Петрология метаморфических пород. Пер. с англ. М.: Мир, 1981. 263 с.

Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В. и др. Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы // Геохимия, 1994, № 6. С. 789-803.

Минералы. Справочник. Том IV, вып. 1. М.: Наука, 1992. 600 с.

Минерально-производственный комплекс неметаллических полезных ископаемых Республики Башкортостан. Пояснительная записка к карте «Минерально-сырьевая база неметаллических полезных ископаемых Республики Башкортостан». Казань: Изд-во КГУ, 1999. 288 с.

Минерально-сырьевая база местных строительных материалов Башкирской АССР. Уфа: ЮУГУ, 1958. 948 с.

Минкин Л.М. Метаморфизм // Геология СССР. т. 12. ч.1. / Геологическое описание. М.: Недра, 1969. С. 685-721.

Митчелл Р.Х. Лампроиты – семейство щелочных пород // Записки ВМО, 1988, ч. 1, вып. 5. С. 575-586.

Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. Пер. с англ. М.: Мир, 1976. 535 с.

Московченко Н.И. Высокобарические комплексы докембрия в складчатых поясах фанерозоя. Л.: Наука, 1982. 160 с.

Огаринов И.С., Хатянов Ф.И. К вопросу о восточной границе складчатого основания Русской платформы и ее тектонической связи с Уральской герцинской складчатой областью // Докл. АН СССР, 1962, т. 143, №3. С. 678-681.

Ожиганов Д.Г. К стратиграфии и палеогеографии Уральского хребта и района перидотитовых массивов Крака // Очерки по стратиграфии Южного Урала. Уфа: Башгиз, 1940. С. 3-30.

Ожиганов Д.Г. К вопросу об условиях образования древних свит западного склона Башкирского Урала // Ученые записки / Башкирский гос. пед. ин-т, 1951, вып. 3. С. 126-151.

Ожиганов Д.Г. Тектоническое районирование Башкирской АССР и Оренбургской области // Мат-лы шестого Всеуральского совещания по вопросам географии и охраны природы. Уфа: Баш. гос. ун-т, 1961. С. 109-130.

Ожиганов Д.Г. Белорецкий комплекс западного склона Южного Урала // Геология СССР. т 13. ч. 1. М.: Недра, 1964. С. 71-78.

Олли А.И., Романов В.А. Тектоническая карта Башкирии. Уфа: БФАН СССР, 1959. 37 с.

Орлова М.Т. Акцессорные минералы древних немых толщ западного склона Южного Урала // Геология и полезные ископаемые Урала. Л.: ВСЕГЕИ, 1960. С. 31-43.

Перфильев А.С., Молдавцев Ю.Е. Пример несоответствия метаморфизма и стратиграфии (Полярный Урал) // Докл. АН СССР, 1960, т. 132, №6. С. 1395-1398.

Перчук А.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.

Перчук А.Л., Аранович Л.Я. Термодинамика жадеит-диопсид-геденбергитового твердого раствора // Геохимия, 1991, №4. С. 539-547.

Пучков В.Н. Коллизионная модель формирования эклогит-глаукофансланцевого метаморфического пояса Урала // Новые данные по геологии Урала / Информационные материалы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 154-162.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 200. 146 с.

Пучков В.Н. Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2003, №2. С. 28-39.

Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И. и др. Предварительные данные о возрастных рубежах нео- и мезопротерозоя Южного Урала в свете новых U-Pb датировок // Геологический сборник № 6. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2007. С. 3.

Ревердатто В.В., Шеплев В.С. Геодинамические факторы метаморфизма и их моделирование: обзор и анализ проблемы // Геология и геофизика, 1998, т. 39, №12. С. 1679-1692.

Родионов Г.Г. Мусковит. Методические указания по производству геологоразведочных работ на неметаллические полезные ископаемые. М.: Недра, 1974. 64 с.

Романов В.А. Типовые разрезы докембрия Южного Урала. М.: Наука, 1973. 132 с.

Ронкин Ю.Л., Лепехина О.П. Новые U-Pb SHRIMP II данные о возрасте вулканитов айской свиты бурзянской серии Башкирского мегантиклинория и проблема возраста нижней границы рифея // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли / Мат-лы. 5-го Всерос. литолог. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО, 2008. С. 203-207.

Ротару З.М. Метаморфизм белорецкого комплекса. Магматизм и метаморфизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы: Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 58-66.

Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Лукьянова Л.И. и др. О новом типе коренных источников алмазов на Урале // Докл. АН, 1997, т. 353, № 1. С. 90-93.

Сердюченко Д.П. Метаосадочные монациты на последовательных этапах метаморфических преобразований // Проблемы экзогенного и метаморфогенного породо- и рудообразования. М.: Наука, 1985. С. 187-197.

Смирнов В.И., Годлевский М.Н., Никитин В.Д. и др. Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. 719 с.

Соболев И.Д. Центральное-Уральское поднятие // Геология СССР. т. 12. ч 1. кн. 2. М.: Недра, 1969. С. 43-69.

Соболев Н.В., Шатский В.С., Бакиров А.Б. и др. Минералогические особенности эколгитов сланцево-гнейсовых комплексов // Геология и геофизика, 1986, №3. С. 62-71.

Сомин М.Л. Некоторые аспекты тектонической обстановки глаукофанового метаморфизма // Геотектоника, 1984, №6. С. 8-20.

Старостина З.М. Сидеритоносная формация рифея западного склона Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 106 с.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Межведомственный стратиграфический Комитет России. Екатеринбург: 1993. 152 с.

Требования промышленности к качеству минерального сырья. Справочник для геологов. Вып. 3. Графит. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 46 с.

Удовкина Н.Г., Муравицкая Г.Н., Лапутина И.Л. Фазовые равновесия тальк-гранат-кианитовых пород Кокчетавской глыбы (Северный Казахстан) // Изв. АН СССР. Серия геол., 1978, №7. С. 55-64.

Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Свердловск. 1980. 48 с.

Унксов В.А. Тектоника плит. Л.: Недра, 1981. 288 с.

Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклаз – роговообманковый барометр // Геохимия, 1990, №3. С. 328-335.

Херасков Н.П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала // Изв. АН СССР. Серия геол., 1948, №5. С. 121-134.

Чесноков Б.В., Попов В.А. Увеличение объема зерен кварца в эколгитах Южного Урала // Докл. АН СССР, 1965, т. 162, №4. С. 909-910.

Швецов П.Н. Стратиграфия белорецкого комплекса Южного Урала // Сов. геология, 1980, №3. С. 43-55.

Шиллинг Дж.Г. Эволюция морского дна на основе данных по

геохимии редкоземельных элементов // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 198-241.

Штейнберг Д.С. Геологическая история Урала и петрология // Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 39-58.

Шульдинер В.И. Геотермальные серии и фациальные типы метаморфических комплексов // Докл. АН, 1992, т. 327, №4-6. С. 551-556.

Шульц С.С., Эргашев Ш.Э., Гвоздев В.А. Геодинамические реконструкции. Методическое руководство. Л.: Недра, 1991. 144 с.

Эрнст У.Г. Распределение элементов в тектонических включениях голубых сланцев из серпентинитов в Калифорнийских Береговых хребтах и дискуссия о тектонике голубых сланцев // Проблемы петрологии и генетической минералогии. т. 2. М.: Наука, 1970. С. 5-23.

Bostick B.C., Jones R.E., Ernst W.G. et. al. Low-temperature microdiamond aggregates in the Maksyutov Metamorphic Complex, South Ural Mountains, Russia // Amer. Mineralogist, 2003, v. 88. P. 1709-1717.

Brown E.H., Evans B.W., Forbes R.B., Misch P. Blueschists and related eclogites // Geology, 1984, v. 12, N5. P. 318-319.

Chopin C. Veri-high-pressure metamorphism in the western Alps: implications for subduction of continental crust // Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1987, A 321, N1557. P. 183-197.

Cipriani C., Sassi F.P., Scolari F. Metamorphic white micas: definition of paragenetic fields // Schweiz. miner. and petrogr. Mitt., 1971, v. 51, N1. P. 259-302.

Coleman R.G. Glaucophane schists from California and New Caledonia // Tectonophysics, 1967, v. 4, N4-6. P. 479-497.

Coleman R.G., Dobretsov N., Shatsky V., Lennykh V. Tectonic setting of the UHPM Maksutov complex, Ural Mountains, Russia // Fall Meeting Amer. Geoph. Union: Abstr. Denver, 1993. 547 p.

Dallmeyer R.D.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  incremental release ages of biotite from the Cherokee orebody, Ducktown, Tennessee their bearing on the age of sulfide mineralization // Econ. Geol., 1975, v. 70, N2. P. 341-345.

Ellis D.J., Green D.H. An Experimental Study of the Effect of Ca Upon Garnet-Clinopyroxene Fe-Mg Exchange Equilibria // Contrib. Mineral. Petrol. 1979, v. 71, N1. P. 13-22.

Ernst W.G., Seci Y. Petrologic comparison of the Franciscan and Sanbagawa metamorphic terranes // Tectonophysics, 1967, v. 4, N4-6. P. 463-478.

Franz G., Althaus E. The Stability relation of the paragenesis paragonite-zoisite-quartz // Neues Jahrb. Mineral. Abh., 1977, v. 130, N1-2. P. 159-167.

Glasmacher U.A., Bauer W., Giese U. e.a. The metamorphic complex of Beloretzk, SW Urals, Russia – a terrane with a polyphase Mesozoic to Neoproterozoic thermo-dynamic evolution // Precambrian Research, 2001, v. 110. P. 185-213

Glasmacher U.A., Reynolds P., Alekseyev A.A., Puchkov V.N. e.a.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Thermochronology west of the Main Uralian fault, Southern Urals, Russia // Geol. Rundschau, 1999, v. 87. P. 515-525.

Halferdahl L.B. Chloritoid: its composition, X-ray and optical properties, Stability and occurrence // J. Petrol., 1961, v. 2, N1. P. 49-135.

Holland T.J. The reaction albite = Jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-1200 grad.C // Amer. Mineral., 1980, v. 65, N1. P. 129-134.

Hoschek G. Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith // Contrib. Mineral. Petrol., 1967, v. 14, N2. P. 123-162.

Kumar S. Tectonics and the mineral alteration in the orogenic belt-Ladakh // Ofioliti, 1982, v. 7, N2-3. P. 337-338.

Liu J., You Z., Zhong Z. Eclogites from the middle and north of Dabie Mountains in southern Henan and northern Hubei, China // Science in China (Series D), 1996, v. 39, N3. P. 293-299.

Miyashiro A. Evolution of the Metamorphic Belts // J. Petrol., 1961, v. 2, N3. P. 277-311.

Miyashiro A. Orogeny, regional metamorphism and magmatism in the Japanese Islands // Dansk. Geol. For. Medd., 1967, v. 17. P. 390-446.

Newton R.C., Kennedy G.C. Some equilibrium reaction in the join  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$  // J. Geophys. Research, 1963, v. 68, N10. P. 2967-2983.

Okay A.I. Alpine-Himalayan blueschists // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. Vol. 17. 1989. P. 55-87.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // Journal of Petrology, 1984, v. 25, N4. P. 956-983.

Schreyer W. Whiteschist, a New Type of Metamorphic Rock Formed at High Pressures // Geologische Rundschau, 1974, b. 63, h. 2. P. 597-608.

Shutong X., Okay A.I., Shouyuan J. e.a. Diamond from the Dabie Shan metamorphic rocks and its implication for tectonic setting // Science, 1992, v. 256, N5053. P. 80-82.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic sistematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins. Geological Society of London. Special Publication, 1989, N42. P. 313-345.

Velde B.  $\text{Si}^{+4}$  content of natural phengites // Contr. Mineral. Petrol., 1967, v. 14, N3. P. 250-258.

## ПРИЛОЖЕНИЯ

### Приложение 3.2

Химический состав эцлогитов и апоэцлогитовых амфиболитов (в мас. %)

Оксиды	9476	9777	9792	9794	12704	12711
SiO <sub>2</sub>	48.20	53.86	48.32	49.28	45.79	46.32
TiO <sub>2</sub>	1.44	1.03	1.37	1.02	1.60	1.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.63	13.00	12.73	15.00	14.48	13.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.95	1.70	3.01	1.39	5.39	3.38
FeO	10.71	8.54	8.56	10.56	9.72	9.83
MnO	0.17	0.24	0.19	0.17	0.25	0.19
MgO	7.03	6.95	7.61	7.69	7.06	7.22
CaO	11.93	7.89	11.75	11.28	10.38	10.59
Na <sub>2</sub> O	2.41	2.19	2.37	1.88	2.49	2.11
K <sub>2</sub> O	0.52	1.40	0.93	0.36	0.36	0.93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.15	0.11	0.11	0.17	0.18
П.п.п.	2.26	2.80	2.79	1.11	2.22	4.36
Сумма	100.52	99.75	99.74	99.85	99.91	100.24

### Продолжение приложения 3.2

Оксиды	18505	18615	18615a	18617	18617	18704
SiO <sub>2</sub>	47.50	50.00	48.75	47.00	52.57	47.10
TiO <sub>2</sub>	1.28	1.20	1.33	1.30	1.24	1.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.20	15.55	15.35	14.10	12.80	14.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.00*	9.70*	11.25*	13.80*	13.80*	13.40*
FeO	-	-	-	-	-	-
MnO	0.21	0.20	0.21	0.19	0.13	0.20
MgO	8.00	8.10	8.05	8.00	5.70	8.00
CaO	11.20	11.48	11.74	11.88	10.22	11.32
Na <sub>2</sub> O	2.60	2.14	2.20	2.27	2.25	2.23
K <sub>2</sub> O	0.27	0.85	0.83	0.12	0.31	0.74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.07	0.07	0.10	0.12	0.07
П.п.п.	2.04	0.04	0.16	1.90	0.20	1.34
Сумма	100.41	99.33	99.94	100.66	99.34	100.08

**Продолжение приложения 3.2**

Окислы	15921	18213	18215	18223	18241	18269
SiO <sub>2</sub>	48.00	54.00	54.26	51.99	58.30	47.07
TiO <sub>2</sub>	1.45	0.90	1.10	1.02	0.82	1.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.09	15.00	14.94	14.44	13.70	14.24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.00*	2.34	2.18	0.90	1.38	2.35
FeO	-	7.00	7.18	7.69	5.70	11.56
MnO	0.13	0.17	0.14	0.14	0.10	0.21
MgO	8.80	8.20	6.34	7.56	6.40	7.00
CaO	11.04	7.00	8.06	8.74	6.40	10.64
Na <sub>2</sub> O	2.36	2.30	2.56	2.56	2.00	1.74
K <sub>2</sub> O	0.60	1.60	1.46	1.87	1.50	0.82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	-	-	-	-	-
П.п.п.	0.20	1.00	1.65	1.96	3.10	1.66
Сумма	100.81	99.51	99.87	98.87	99.40	98.81

**Продолжение приложения 3.2**

Окислы	19155	19307	19308	19320	19324	19349
SiO <sub>2</sub>	49.00	50.00	49.00	50.00	44.00	50.10
TiO <sub>2</sub>	1.21	1.72	2.39	1.23	2.07	1.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.80	12.46	12.80	13.94	14.54	14.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.00*	13.10*	14.30*	12.20*	15.60*	10.00*
FeO	-	-	-	-	-	-
MnO	0.14	0.13	0.19	0.15	0.24	0.15
MgO	8.00	11.60	6.60	10.00	6.40	7.20
CaO	11.02	5.68	9.94	9.00	14.48	8.06
Na <sub>2</sub> O	2.50	3.80	2.55	2.70	1.35	2.30
K <sub>2</sub> O	0.57	1.08	0.71	0.81	0.54	0.70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.27	0.29	0.18	0.65	0.22
П.п.п.	0.96	0.82	0.94	0.08	0.05	6.04
Сумма	99.40	100.66	99.71	100.29	99.92	100.19

*Примечание:* 1, 2, 5, 7, 9, 10–21 – эцлогиты и амфиболлизированные эцлогиты; 3, 4, 6, 8, 22–24 – апоэцлогитовые амфиболиты. Здесь и далее четырех- и пятизначные числа – номера проб и образцов авторской коллекции; «\*» – общее железо в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; н.о. – не определено.

### Приложение 3.3

Химический состав эцлогитов и амфиболитов (в мас. %)

Окислы	9790	15920	19155	9782	9786	15839
SiO <sub>2</sub>	45.12	48.00	48.75	48.70	50.86	46.88
TiO <sub>2</sub>	0.71	1.45	1.33	1.10	1.54	1.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.82	12.01	15.35	14.02	11.67	13.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.17	2.94	11.25*	3.54	4.55	16.10*
FeO	11.92	12.46	-	9.33	7.38	-
MnO	0.17	0.21	0.21	0.12	0.23	0.21
MgO	6.63	9.40	8.05	7.07	7.88	5.00
CaO	13.02	10.26	11.74	10.90	11.84	13.04
Na <sub>2</sub> O	2.02	2.03	2.20	2.36	2.34	3.45
K <sub>2</sub> O	0.47	0.50	0.83	Сл.	0.31	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23	0.08	0.07	0.42	0.04	Н.о.
П.п.п.	2.51	0.28	0.16	2.12	1.01	0.10
Сумма	99.79	99.62	99.94	99.68	99.65	99.98

### Продолжение приложения 3.3

Окислы	18214	18268	18617	15846	15972
SiO <sub>2</sub>	53.00	49.17	49.77	50.10	45.00
TiO <sub>2</sub>	1.10	1.47	1.27	2.22	2.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.00	14.24	13.45	14.85	12.33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.09	1.69	13.80*	14.40*	18.07*
FeO	7.20	9.19	-	-	-
MnO	0.16	0.17	0.16	0.34	0.27
MgO	7.20	7.44	6.85	5.26	6.25
CaO	8.40	12.54	11.05	7.28	9.55
Na <sub>2</sub> O	2.30	2.30	2.25	4.05	1.70
K <sub>2</sub> O	1.50	0.68	0.22	0.68	0.71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Н.о.	Н.о.	0.11	0.17	0.18
П.п.п.	1.50	0.95	1.05	0.58	3.60
Сумма	99.45	99.84	99.98	99.93	99.77

*Примечание.*: 1 – эцлогит амфиболитизированный, западный склон высоты 607.6 м; 2 – эцлогит, скв. 95, гл. 7 м; 3, 4–6 – эцлогиты относительно слабо измененные (юго-западный склон высоты 607.6 м); 7 – эцлогит окварцованный, выемка на железной дороге Белорецк–Карламан на правом берегу р. Буганак; 8,9 – эцлогит слабо измененный, там же, восточная выемка; 10 – амфиболит плагиоклазовый, юго-западная окраина пос. Нура; 11 – гранатовый амфиболит, р. Яндык в районе д. Сатра.

### Приложение 3.4

Содержание редких и редкоземельных элементов  
в эфолитах и амфиболитах (в г/т)

Элемент	9790	15920	15920	15920	19155	9782
Li	33.79	19.80	33.54	21.08	57.04	18.94
Be	0.77	0.38	0.59	0.43	0.60	0.53
Sc	47.83	45.03	73.56	49.83	47.10	47.73
Ti	4261.54	5903.31	9411.67	5707.54	6263.23	6226.99
Rb	26.88	12.02	19.38	13.30	26.63	3.59
Sr	39.79	44.06	71.43	48.68	34.13	49.27
Y	17.10	15.60	23.81	16.75	20.53	20.42
Zr	45.03	40.80	30.68	41.49	22.09	45.26
Nb	4.93	6.77	11.92	4.56	6.77	6.16
Mo	0.59	0.16	0.33	0.37	0.15	0.24
Ag	0.12	0.18	0.29	0.20	0.16	0.14
Cd	0.23	0.06	0.11	0.07	0.13	0.11
Sn	0.97	0.74	1.37	-	0.95	1.31
Sb	1.36	0.76	0.65	-	0.99	1.14
Cs	0.54	0.54	0.83	0.62	0.89	0.59
Ba	86.46	61.20	106.63	71.30	96.40	20.51
La	2.30	2.41	3.58	2.81	3.81	6.88
Ce	6.93	5.57	8.38	6.58	9.37	17.22
Pr	1.19	1.01	1.46	1.11	1.35	2.43
Nd	6.34	5.28	7.88	6.01	6.54	11.52
Sm	2.19	1.79	2.63	1.99	2.06	3.12
Eu	0.91	0.62	0.91	0.69	0.77	1.10
Gd	2.89	2.55	3.59	2.79	3.49	3.79
Tb	0.52	0.44	0.62	0.49	0.65	0.64
Dy	3.47	3.17	4.21	3.30	4.59	4.33
Ho	0.72	0.68	0.91	0.72	0.96	0.92
Er	1.99	2.05	2.78	2.18	2.67	2.60
Tm	0.28	0.32	0.43	0.34	0.39	0.38
Yb	1.93	2.36	3.04	2.38	2.57	2.54
Lu	0.30	0.36	0.46	0.36	0.38	0.38
Hf	1.27	1.26	1.14	1.45	0.78	1.43
Ta	0.31	1.84	1.39	1.30	0.46	0.46
W	610.21	0.49	0.71	0.39	1.13	113.85
Tl	0.14	0.07	0.10	0.08	0.36	0.05
Pb	18.34	2.30	3.61	2.87	3.10	1.39
Bi	0.15	0.09	0.14	0.12	0.04	0.04
Th	0.24	0.35	0.52	0.47	0.42	0.62
U	0.35	0.09	0.14	0.09	0.15	0.19

**Продолжение приложения 3.4**

Элемент	9782	9786	9786	9786	15839	15839
Li	-	35.36	54.91	-	43.95	-
Be	-	0.29	0.41	-	1.70	-
Sc	-	45.45	65.82	-	46.67	-
Ti	-	5870.48	8785.01	-	8708.58	-
Rb	4	16.66	25.55	17	6.66	<2
Sr	45	34.33	55.22	33	67.47	62
Y	23	20.60	28.87	24	30.94	36
Zr	71	29.54	27.52	64	85.42	142
Nb	6	5.40	6.7	5	14.75	15
Mo	<2	0.22	0.66	<2	0.12	<2
Ag	<0.5	0.11	0.16	<0.5	0.31	<0.5
Cd	-	0.09	1.0	-	0.60	-
Sn	<1	0.76	1.33	<1	1.56	1
Sb	0.7	0.89	0.85	<0.5	0.55	<0.5
Cs	0.5	0.45	0.60	<0.5	0.02	<0.5
Ba	21	45.27	78.90	48	294.81	286
La	7.4	6.16	9.02	7.2	8.42	8.7
Ce	17.3	15.04	22.49	16.5	19.62	19.2
Pr	2.32	2.11	2.97	2.19	3.15	2.97
Nd	11.2	9.68	13.79	10.4	15.57	14.9
Sm	3	2.51	3.50	2.7	4.68	4.6
Eu	1.1	0.79	1.10	0.85	1.57	1.58
Gd	3.6	3.22	4.29	3.4	6.22	6
Tb	0.6	0.60	0.76	0.7	1.05	1.1
Dy	4	4.40	5.32	4.5	6.84	6.7
Ho	0.8	0.90	1.11	0.9	1.37	1.3
Er	2.5	2.49	3.08	2.8	3.77	3.9
Tm	0.37	0.35	0.42	0.39	0.54	0.55
Yb	2.4	2.27	2.74	2.5	3.62	3.5
Lu	0.34	0.33	0.39	0.35	0.54	0.51
Hf	1.9	0.94	0.84	1.7	2.67	4
Ta	0.4	0.40	3.62	0.3	0.84	0.7
W	83	3.20	5.32	2	0.54	<1
Tl	<0.1	0.07	0.10	<0.1	0.02	<0.1
Pb	<5	2.77	15.21	<5	2.75	<5
Bi	<0.4	0.05	0.19	<0.4	0.21	<0.4
Th	1	0.68	1.37	0.9	1.12	1.2
U	0.2	0.17	0.37	0.2	0.71	0.7

**Продолжение приложения 3.4**

Элемент	18214	18268	18617	15846	15972
Li	24.67	17.11	19.70	-	-
Be	1.26	0.53	0.52	-	-
Sc	31.63	44.19	48.78	-	-
Ti	1.25	1.51	1.40	3	1
Rb	51.96	14.60	11.51	6	26
Sr	151.78	102.69	120.21	108	45
Y	24.60	18.91	20.21	36	45
Zr	128.01	35.94	23.35	122	197
Nb	14.55	5.52	5.73	10	9
Mo	0.50	0.31	0.30	<2	<2
Ag	0.32	0.12	0.13	<0.5	<0.5
Cd	0.10	0.07	0.10	-	-
Sn	1.51	0.80	0.82	1	<1
Sb	0.53	0.71	0.64	<0.5	<0.5
Cs	1.62	0.72	0.56	0.7	2.2
Ba	386.56	109.38	92.10	290	86
La	31.18	6.94	8.35	13.3	19.6
Ce	68.20	16.96	20.52	29.9	43.8
Pr	8.05	2.37	2.86	3.99	5.71
Nd	32.18	11.50	13.99	18.5	26.4
Sm	6.24	3.22	3.79	4.8	6.6
Eu	1.48	1.25	1.48	1.63	2.01
Gd	5.63	3.99	4.69	5.7	7.5
Tb	0.84	0.63	0.73	1	1.3
Dy	5.10	4.21	4.64	6.4	8
Ho	1.04	0.87	0.93	1.4	1.7
Er	2.99	2.49	2.62	4	4.9
Tm	0.45	0.36	0.38	0.59	0.71
Yb	2.98	2.37	2.47	3.8	4.5
Lu	0.44	0.35	0.37	0.56	0.66
Hf	3.06	1.15	0.81	3.5	5
Ta	0.99	0.39	0.41	0.7	0.9
W	0.38	0.23	1.76	<1	<1
Tl	0.29	0.08	0.13	<0.1	<0.1
Pb	5.60	0.90	2.27	5	<5
Bi	0.11	0.0027	0.02	<0.4	<0.4
Th	3.85	0.64	0.68	1.5	2
U	0.95	0.19	0.20	0.5	0.5

*Примечание:* №№ 9782–18617 – эклогиты и симплектитовые эклогиты; № 15846 – плагиоклазовый амфиболит; № 15972 – гранатовый амфиболит.

### Приложение 3.5

Химический состав гранатовых амфиболитов (в мас. %)

Оксиды	9710	9714	12211	15972	15972a	18301	18346
SiO <sub>2</sub>	49.34	45.00	46.98	46.04	45.92	46.30	54.08
TiO <sub>2</sub>	1.54	2.25	2.58	1.48	1.75	1.73	2.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.42	15.20	12.00	11.55	13.11	16.00	10.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.97	2.50	5.60	19.00*	1.68	3.30	3.06
FeO	11.23	14.66	10.00	-	14.11	9.34	14.74
MnO	0.11	0.23	0.22	0.27	0.27	0.25	0.29
MgO	7.34	5.91	5.00	6.00	6.50	3.10	4.04
CaO	9.21	8.85	6.00	9.10	10.00	8.90	8.98
Na <sub>2</sub> O	3.30	2.57	2.68	1.64	1.75	3.30	1.81
K <sub>2</sub> O	сл.	сл.	2.00	0.74	0.68	0.20	0.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.27	0.21	0.18	0.20	-	0.15
П.п.п.	2.19	2.17	7.05	3.56	3.63	1.60	0.20
Сумма	99.74	99.61	100.32	99.56	99.60	94.02	100.17

### Приложение 3.6

Химический состав плагиоклазовых и аподиабазовых амфиболитов (в мас. %)

Оксиды	9479	9489	9491	9689	9699	9718
SiO <sub>2</sub>	52.64	47.94	48.20	50.32	48.28	46.58
TiO <sub>2</sub>	1.08	3.10	1.55	1.52	1.49	1.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.01	13.86	13.89	12.69	14.21	14.94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.10	2.53	4.62	6.30	3.58	5.56
FeO	7.77	11.00	12.57	9.65	9.87	9.55
MnO	0.14	0.20	0.22	0.14	0.20	0.05
MgO	5.86	5.43	5.98	6.85	7.44	6.94
CaO	9.51	8.91	7.35	4.65	7.69	8.92
Na <sub>2</sub> O	2.70	2.85	3.02	4.94	3.82	2.67
K <sub>2</sub> O	1.40	0.71	сл.	Сл.	Сл.	0.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.38	0.50	0.06	0.37	0.11	0.19
П.п.п.	2.25	2.20	2.48	1.89	2.59	2.65
Сумма	99.84	99.23	99.94	99.32	99.28	99.50

**Продолжение приложения 3.6**

Окислы	9727	9728	9749	9801	12213	12295	15845
SiO <sub>2</sub>	50.34	49.24	42.96	48.36	49.60	50.72	48.00
TiO <sub>2</sub>	2.90	1.54	2.65	1.72	1.57	1.60	1.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.89	14.21	13.22	13.87	15.01	14.68	15.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.39	5.43	5.16	4.80	3.65	3.19	14.70*
FeO	13.31	10.71	13.15	10.13	9.40	9.11	-
MnO	0.06	0.16	0.24	0.22	0.24	0.19	0.25
MgO	4.95	5.21	7.32	6.43	6.85	6.08	7.60
CaO	7.21	6.25	9.41	7.96	7.95	9.93	8.08
Na <sub>2</sub> O	1.51	4.52	1.10	3.00	2.27	2.34	3.63
K <sub>2</sub> O	сл.	Сл.	0.09	0.71	0.84	0.36	0.63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.56	0.45	0.23	0.36	0.19	0.20	0.14
П.п.п.	4.39	1.84	4.39	2.73	2.53	1.38	0.80
Сумма	99.51	99.56	99.92	100.29	100.10	99.78	100.69

*Примечание:* №№ 9710, 9714, 9689–9718 – плагиоклазовые амфиболиты, №№ 12211–9491 – аподиабазовые амфиболиты.

**Приложение 3.7**

Химический состав амфиболитов и минералов из них (в мас. %)

Окислы	1(27)	2(66)	18686				
			Порода	gr	hb	pl	il
SiO <sub>2</sub>	50.27	47.81	49.05	36.36	39.07	63.38	0.02
TiO <sub>2</sub>	1.11	1.84	1.94	0.12	0.33	-	49.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.13	13.51	15.02	20.91	17.76	23.01	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.55	3.40	14.55*	-	-	-	-
FeO	9.12	11.28	-	33.68*	21.30*	0.11*	49.21*
MnO	0.18	0.18	0.26	0.88	0.74	0.01	0.75
MgO	7.14	6.78	6.43	1.53	5.05	0.00	0.02
CaO	8.92	8.36	7.68	6.40	10.46	4.09	0.03
Na <sub>2</sub> O	2.39	3.05	3.84	0.01	1.98	8.88	0.01
K <sub>2</sub> O	1.13	0.24	0.65	-	0.36	0.03	0.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.22	0.16	-	-	-	-
П.п.п.	2.42	2.86	0.70	-	-	-	-
Сумма	99.54	99.53	100.28	99.89	97.05	99.51	99.74

**Продолжение приложения 3.7**

Окислы	19324				
	Порода	gr	hb	bi	il
SiO <sub>2</sub>	46.00	37.15	41.85	36.41	0.02
TiO <sub>2</sub>	2.11	0.12	0.40	1.76	52.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.33	21.13	15.71	16.00	0.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.57*	-	-	-	-
FeO	-	28.59*	17.30*	18.75*	45.62*
MnO	0.27	0.65	0.15	0.04	1.41
MgO	6.25	0.85	8.11	12.23	0.02
CaO	9.65	11.80	11.48	0.01	0.03
Na <sub>2</sub> O	1.70	0.01	1.69	0.15	0.01
K <sub>2</sub> O	0.71	0.00	0.34	8.91	0.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	-	-	-	-
П.п.п.	3.10	-	-	-	-
Сумма	99.87	100.30	97.03	94.26	100.02

**Продолжение приложения 3.7**

Окислы	15845			9714		12845	
	Порода	gr	hb	gr	hb	gr	hb
SiO <sub>2</sub>	40.50	37.44	45.11	37.43	45.38	37.04	47.59
TiO <sub>2</sub>	2.46	0.17	0.28	0.21	0.45	0.23	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.00	20.31	12.68	20.40	12.14	20.92	8.94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.00*	-	-	-	-	-	-
FeO	-	25.33*	18.10*	28.80	17.16*	28.18*	17.62*
MnO	0.17	3.81	0.19	1.55	0.15	0.79	0.08
MgO	6.80	0.69	8.63	1.38	9.25	0.51	11.24
CaO	9.02	12.04	11.43	10.06	10.65	12.21	10.45
Na <sub>2</sub> O	4.73	0.15	1.51	0.12	1.64	0.09	1.46
K <sub>2</sub> O	0.21	-	0.10	-	0.46	-	0.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	3.58	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.55	99.94	98.03	99.95	97.28	99.97	97.78

*Примечание:* 1 – амфиболиты по раннерифейским базитам, среднее из 27 анализов (Алексеев, 1984); 2 – амфиболиты по среднерифейским базитам, среднее из 60 анализов (Алексеев, 1984).

### Приложение 3.8

Химический состав амфибол-биотит-плаггиоклазовых ортосланцев (в мас. %)

Оксиды	12205	12218	15849	15848	12207
SiO <sub>2</sub>	44.92	47.91	47.60	46.50	22.61
TiO <sub>2</sub>	2.61	1.88	2.54	3.10	1.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.92	13.98	14.93	14.33	9.06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.50	3.80	17.80*	21.30*	1.12
FeO	11.20	10.00	-	-	11.50
MnO	0.19	0.30	0.28	0.09	0.60
MgO	6.20	8.02	5.60	4.29	8.30
CaO	7.00	7.00	6.16	1.36	23.15
Na <sub>2</sub> O	3.21	2.68	3.21	2.47	0.78
K <sub>2</sub> O	3.00	1.81	1.71	4.61	0.80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	-	0.17	0.13	-
П.п.п.	3.50	3.00	0.32	1.68	20.30
Сумма	99.37	100.38	100.32	99.86	99.72

Примечание: 1-4 – амфибол-биотит-плаггиоклазовые ортосланцы; 5 – плаггиоклаз-амфибол-биотитовый карбонатизированный ортосланец (?).

### Приложение 3.9

Химический состав «азнагуловских» диоритогнейсов  
и минералов из них (в мас. %)

Оксиды	9488	18781	18783		
			Порода	gr	bi
SiO <sub>2</sub>	54.18	61.60	65.70	38.25	36.27
TiO <sub>2</sub>	1.72	0.68	0.68	0.08	2.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.56	14.50	14.10	20.80	14.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.37	6.80*	3.58*	-	-
FeO	10.00	-	-	20.46*	27.97*
MnO	0.18	0.16	0.20	6.80	0.00
MgO	1.46	4.00	4.00	0.12	5.74
CaO	5.18	4.26	5.06	13.75	0.09
Na <sub>2</sub> O	3.94	4.05	3.02	0.04	0.00
K <sub>2</sub> O	2.11	3.25	2.68	-	9.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.76	0.44	0.36	-	-
П.п.п.	2.96	0.68	1.06	-	-
Сумма	99.42	100.42	100.44	100.30	96.29

Примечание: № 9488 – габбродиоритогнейс; №№ 18781, 18783 – диоритогнейс.

### Приложение 3.10

Химический состав гранитов Ахмеровского массива и минералов из них (в мас. %)

Оксиды	1	2	3		
			Порода	gr	bi
SiO <sub>2</sub>	72.53	73.72	73.58	36.96	34.10
TiO <sub>2</sub>	0.38	0.42	0.38	0.06	1.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.20	11.78	12.34	20.73	15.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.34	2.13	1.14	-	31.50*
FeO	2.36	1.43	1.44	22.38*	-
MnO	0.10	0.05	0.05	5.94	0.28
MgO	0.62	0.30	0.34	0.05	3.40
CaO	1.33	1.18	1.82	13.37	1.40
Na <sub>2</sub> O	3.42	3.17	3.36	0.06	0.66
K <sub>2</sub> O	4.61	5.04	5.12	-	7.50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.03	н.о.	-	0.05
П.п.п.	0.81	0.77	0.49	-	3.78
Сумма	99.75	100.02	100.06	99.55	99.45

*Примечание:* 1-3 – граниты, Ахмеровский массив (1 – граниты биотитовые, среднее из 8 анализов (Алексеев, 1984); 2 – гранит биотитовый, проба 9741; 3 – гранатсодержащий биотитовый гранит, обр. 15918, 18687).

### Приложение 3.11

Содержание РЗЭ в гранитах Ахмеровского массива (в г/т)

Элементы	9741		Элементы	9741		Элементы	15918	
	9741	15918		9741	15918		9741	15918
Li	21.95	14.28	Zr	192.78	192.48	Gd	14.50	13.99
Be	4.29	2.68	Nb	63.32	53.09	Tb	2.05	1.91
Sc	7.15	5.43	Mo	0.55	0.11	Dy	13.24	11.68
Ti	1818.9	1488.2	Ag	1.09	1.31	Ho	2.66	2.31
V	7.89	6.09	Cd	0.04	0.07	Er	7.51	6.44
Cr	10.70	9.03	Sn	5.08	4.47	Tm	1.13	0.94
Mn	281.04	269.02	Sb	0.06	0.03	Yb	7.56	6.08
Co	2.17	1.71	Te	0.01	0.01	Lu	1.08	0.89
Ni	2.95	2.43	Cs	3.21	4.17	Hf	7.14	7.02
Cu	13.08	9.73	Ba	1076.5	1191.9	Ta	10.48	9.63
Zn	101.70	69.75	La	81.53	70.64	W	6.05	0.61
Ga	21.11	18.71	Ce	165.48	139.13	Tl	0.65	0.68
Ge	1.61	1.44	Pr	25.09	16.95	Pb	24.20	21.41
Rb	117.56	120.28	Nd	90.92	62.75	Bi	0.03	0.03
Sr	68.96	59.79	Sm	15.83	14.80	Th	21.72	14.80
Y	52.14	44.28	Eu	2.24	2.10	U	3.32	2.01

*Примечание:* № 9741 – биотитовый гранит; № 15918 – гранатсодержащий гранит.

### Приложение 3.12

Химический состав субщелочных габброидов  
Башкирского мегантиклинория (в мас. %)

Оксиды	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	47.19	42.34	-	38.20
TiO <sub>2</sub>	5.10	6.00	0.26	6.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.40	17.08	16.50	18.29
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	57.03	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.09	24.00*	-	16.80*
FeO	13.83	-	13.69*	-
MnO	0.02	0.03	0.29	0.18
MgO	3.00	1.40	12.13	9.60
CaO	1.40	1.80	-	2.24
Na <sub>2</sub> O	0.56	0.59	-	0.52
K <sub>2</sub> O	2.29	0.95	-	0.71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	не опр.	0.82	-	0.19
П.п.п.	4.23	5.22	-	7.00
Сумма	99.11	100.23	99.90	100.53

*Примечание:* 1, 2 – субщелочные габброиды из дорожной выемки на левом берегу р. Яндык, обр. № 18207 и № 18619; 3 – хромшпинелид из протоочки субщелочного габброида, обр. № 18757; 4 – щелочной габброид из района ст. Улу-Елга, обр. № 18712.

### Приложение 3.13

Содержание редких и РЗЭ в субщелочном базите р. Яндык (в г/т)

Элементы	18619	Элементы	18619	Элементы	18619
Li	192.11	Zr	30.26	Gd	21.88
Be	1.30	Nb	64.94	Dy	14.89
Sc	34.93	Mo	0.45	Ho	3.51
Ti	24151.09	Ag	0.32	Er	9.10
V	432.23	Cd	0.25	Tm	1.33
Cr	7.31	In	0.12	Yb	8.15
Ni	451.80	Cs	11.60	Hf	0.64
Co	163.50	Ba	118.40	Ta	3.98
Cu	56.80	La	54.28	W	20.01
Zn	355.55	Ce	144.88	Re	20.01
Ga	56.20	Pr	20.64	Tl	0.25
Ge	2.81	Nd	88.77	Pb	36.11
Rb	32.83	Sm	21.21	Bi	0.10
Sr	143.53	Eu	6.41	Th	2.71
Y	85.02	Tb	3.00	U	0.44

*Примечание:* № 18619 – субщелочной высокотитанистый габброид, р. Яндык.

### Приложение 3.14

Химический состав минералов кианит-тальковых сланцев (в мас. %)

Окислы	1				2			
	ky	tl	chl	tu	ky	tl	chl	tu
SiO <sub>2</sub>	37.53	61.44	29.41	36.88	37.39	60.35	29.21	37.30
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	0.46	-	-	-	0.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	62.65	0.94	23.12	29.87	62.13	1.10	22.78	30.42
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.47	-	-	-	0.61	-	-
FeO*	-	3.42	6.45	1.72	-	3.29	6.73	1.91
MgO	-	30.00	27.70	10.94	-	28.27	27.50	10.49
CaO	0.07	-	-	0.85	0.06	-	-	1.00
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	2.28	-	-	-	2.24
K <sub>2</sub> O	0.04	-	-	-	0.03	-	-	-
Сумма	100.3	96.27	86.68	83.00	99.61	93.63	86.22	83.80

### Приложение 3.15

Химический состав кианит-тальковых сланцев  
и вмещающих их пород (в мас. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	4.70	13.30	52.50	58.75	57.00	53.90	52.77
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.10	0.61	0.53	0.57	0.61	0.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.53	0.90	14.90	12.00	12.00	13.30	13.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0.50	0.47	3.40	3.80	4.20	3.50	3.80
MnO	-	-	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
MgO	3.20	2.80	22.40	18.80	18.80	21.40	21.00
CaO	50.37	45.72	0.28	0.57	0.28	0.28	0.21
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.13	0.13	0.40	0.27	0.03	0.45
K <sub>2</sub> O	0.37	1.00	0.50	0.25	0.25	0.37	0.37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0.17	0.01	0.17	0.17	0.17
П.п.п.	39.82	35.10	4.64	4.84	6.80	5.96	7.16
Сумма	99.58	99.52	99.54	99.97	100.35	99.53	99.85

**Продолжение приложения 3.15**

Окислы	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	52.90	49.50	43.00	39.50	36.00	56.80	54.79	63.95
TiO <sub>2</sub>	0.35	0.86	3.07	0.52	0.19	0.55	0.61	0.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.16	28.00	14.54	9.57	4.36	11.87	13.30	17.94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	3.48	5.70	15.60	3.30	1.30	3.50	4.30	3.70
MnO	0.01	0.02	0.24	0.07	0.03	0.01	0.01	0.01
MgO	21.40	2.00	6.40	3.20	1.20	20.60	19.40	1.60
CaO	2.85	0.62	14.48	24.14	30.65	0.56	0.28	0.56
Na <sub>2</sub> O	0.16	2.25	1.35	1.35	1.00	0.13	0.03	1.10
K <sub>2</sub> O	0.40	7.10	0.54	1.00	2.50	0.03	0.10	6.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.12	0.65	0.03	0.02	0.19	0.19	0.04
П.п.п.	5.18	3.02	0.05	17.26	22.48	5.66	6.80	3.88
Сумма	99.04	99.19	99.90	99.94	99.73	99.90	99.81	99.69

*Примечание:* 1,2 – подстилающая толща (1 – кальцитовый мрамор, 2 – силикатный мрамор); 3-11 – толща кианит-талковых сланцев (3,4 – кианит-талковые сланцы, 5-8 – хлоритизированные кианит-талковые сланцы, 9 – слюдяной сланец гранатсодержащий; 10 – гранатовый амфиболит; 11 – цоизит-плаггиоклаз-биотит-кальцитовый сланец); 12-15 – перекрывающая толща (12 – флогопитовый мрамор, 13-14 – хлоритизированные кианит-талковые сланцы из прослоев в мраморах, 15 – двуслюдяно-кварцевый сланец).

**Приложение 3.16**

Содержание редких элементов в кианит-талковых сланцах (в г/т)

Элемент	Проба	Элемент	Проба	Элемент	Проба	Элемент	Проба
Li	30.9	Rb	15.2	Ce	33.0	Yb	0.5
Be	0.7	Sr	6.1	Pr	4.4	Lu	0.1
Sc	18.6	Y	7.9	Nd	17.0	Hf	3.0
V	58.9	Zr	108.9	Sm	3.0	Ta	0.8
Cr	82.2	Nb	3.5	Eu	0.3	W	1.7
Co	5.0	Mo	0.1	Gd	2.4	Tl	0.1
Ni	41.2	Ag	0.1	Tb	0.3	Pb	2.6
Cu	4.4	Cd	0.02	Dy	1.7	Bi	0.1
Zn	223.7	Cs	0.9	Ho	0.3	Th	10.7
Ga	11.3	Ba	49.1	Er	0.7	U	0.9
Ge	2.0	La	16.9	Tm	0.1		

### Приложение 3.17

Химический состав цоизитсодержащих сланцев  
и минералов из них (в мас. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7 (18685)	
	18288	18288a	18281	15986	15980	18282	Порода	msk
SiO <sub>2</sub>	52.00	52.30	52.98	56.64	60.05	62.00	65.60	49.28
TiO <sub>2</sub>	0.45	0.52	0.64	0.63	0.43	0.70	0.70	0.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.20	9.54	15.49	12.61	14.80	13.00	16.00	28.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.00*	1.38	1.56	0.95	3.60*	4.20*	2.50*	-
FeO	-	3.38	2.80	2.51	-	-	-	1.05*
MnO	0.05	0.06	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.00
MgO	8.80	6.60	6.60	5.40	5.60	4.80	2.60	3.32
CaO	11.34	11.48	8.84	8.54	3.66	4.48	3.40	0.05
Na <sub>2</sub> O	1.44	1.46	1.83	0.68	3.75	4.40	2.07	1.00
K <sub>2</sub> O	3.00	2.25	1.45	3.17	5.40	3.75	5.03	10.1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.05	0.06	0.07	0.09	0.08	0.20	-
П.п.п.	9.94	10.86	7.65	8.63	2.54	1.94	1.42	-
Сумма	100.3	99.88	99.93	99.86	99.93	99.36	99.54	93.97

### Продолжение приложения 3.17

Окислы	8 (18244)				
	Порода	coz	msk	ca	bi
SiO <sub>2</sub>	59.37	38.36	49.53	0.00	37.05
TiO <sub>2</sub>	0.80	0.05	0.90	0.01	1.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.75	32.16	29.62	0.01	17.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.87	-	-	-	18.10*
FeO	1.79	1.32*	1.86*	0.22*	-
MnO	0.05	0.01	0.01	0.33	0.08
MgO	3.30	0.06	3.12	0.10	12.00
CaO	5.18	25.20	0.01	57.93	0.20
Na <sub>2</sub> O	0.41	0.02	0.31	0.01	1.02
K <sub>2</sub> O	6.00				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Н.о.	-	-	-	-
П.п.п.	5.33	-	-	-	3.72
Сумма	99.86	97.19	95.21	58.62	99.53

**Продолжение приложения 3.17**

Окислы	9 (18262)				
	Порода	coz	bi	sf	ca
SiO <sub>2</sub>	71.00	38.56	36.74	29.68	0.00
TiO <sub>2</sub>	0.37	0.02	1.53	36.98	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.90	31.53	17.64	2.40	0.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.90*	-	-	-	-
FeO	-	2.07*	15.42*	0.31*	0.87*
MnO	0.02	0.03	0.04	0.01	0.29
MgO	3.00	0.03	14.72	0.01	0.41
CaO	5.00	25.22	0.13	29.56	56.58
Na <sub>2</sub> O	2.35	0.00	0.14	0.01	0.01
K <sub>2</sub> O	4.05	0.00	9.59	0.02	0.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	-	-	-	-
П.п.п	-	-	-	-	-
Сумма	99.61	97.46	95.95	98.90	58.17

**Продолжение приложения 3.17**

Окислы	10 (18227a)						
	coz	epd	chl	sf	fsp	ca	tu
SiO <sub>2</sub>	38.25	37.92	29.07	29.40	62.84	0.00	36.33
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.15	1.74	36.49	0.09	0.02	0.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.75	29.31	17.45	3.30	18.83	0.01	31.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-
FeO	2.10*	4.76*	19.75*	0.59*	0.43*	0.10*	3.51*
MnO	0.05	0.11	0.16	0.02	0.02	0.04	0.00
MgO	0.03	0.07	18.10	0.16	0.03	0.02	9.90
CaO	25.35	24.66	0.45	28.93	0.00	55.58	0.44
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.02	0.02	0.29	0.00	2.61
K <sub>2</sub> O	0.00	0.02	0.00	0.05	16.48	0.02	0.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	97.54	97.01	87.74	98.96	99.01	55.59	84.45

**Продолжение приложения 3.17**

Оксиды	11 (18683)				
	Порода	coz	pl	bi	tu
SiO <sub>2</sub>	60.00	38.62	62.63	38.85	36.47
TiO <sub>2</sub>	0.60	0.06	0.00	1.07	0.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.80	31.96	22.85	17.66	31.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.00*	-	-	-	-
FeO	-	1.87*	0.08*	10.19*	3.86*
MnO	0.03	0.05	0.01	0.08	0.00
MgO	2.80	0.04	0.00	18.15	10.03
CaO	8.80	25.14	4.47	0.08	0.86
Na <sub>2</sub> O	2.83	0.01	8.83	0.13	2.48
K <sub>2</sub> O	2.92	0.01	0.10	10.30	0.43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	-	-	-	-
П.п.п.	4.82	-	-	-	-
Сумма	99.82	97.76	98.97	96.51	86.22

**Продолжение приложения 3.17**

Оксиды	12 (18226)					
	coz	pl	bi	chl	ca	epd
SiO <sub>2</sub>	38.54	62.74	37.15	28.00	0.00	37.93
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.02	1.60	0.09	0.00	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.82	22.47	17.81	18.84	0.01	28.95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-
FeO	1.76*	0.05*	14.28*	20.83*	0.09*	4.97*
MnO	0.06	0.03	0.12	0.18	0.01	0.07
MgO	0.01	0.00	14.00	19.31	0.03	0.06
CaO	25.44	3.82	0.06	0.06	55.23	24.79
Na <sub>2</sub> O	0.03	9.04	0.10	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.01	0.09	9.67	0.42	0.01	0.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	-	-	-	-	-	-
Сумма	97.73	98.26	94.79	87.73	55.38	96.95

*Примечание:* 1, 2, 4, 5, 7-10 – цоизитсодержащие плагиоклаз-двуслюдисто-кварцевые сланцы; 3, 6 – двуслюдисто-цоизит-плагиоклаз-кварцевые сланцы. 1-4, 5, 6 – р. Яндык у пос. Сатра; 6, 7 – карьер на западном склоне выс. 607.6 м; 8-10 – выемки на железной дороге Белорецк–Карламан, правый берег р. Буганак.

### Приложение 3.18

Химический состав силлиманитсодержащих сланцев  
и минералов из них (в мас. %)

Оксиды	1(18263)	2(18264)	3(18256)				
	Порода	Порода	Порода	pl	bi	coz	kcoz
SiO <sub>2</sub>	67.00	59.11	74.02	62.7	36.23	38.61	37.42
TiO <sub>2</sub>	0.46	0.97	0.47	-	1.77	0.07	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.00	19.13	11.14	22.9	17.30	31.57	28.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.20*	2.04	0.04	-	-	-	-
FeO	-	2.51	2.23	0.05*	15.48*	2.20*	5.82*
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.08	0.03	0.08
MgO	4.60	3.26	2.00	0.01	13.00	0.04	0.02
CaO	3.00	2.30	2.80	4.55	0.09	25.13	24.75
Na <sub>2</sub> O	3.80	1.86	2.01	9.03	0.14	0.01	0.01
K <sub>2</sub> O	3.35	6.00	2.71	0.10	9.29	0.00	0.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	0.20	2.89	2.27	-	-	-	-
Сумма	99.66	100.09	99.71	99.4	93.38	97.66	96.50

### Продолжение приложения 3.18

Оксиды	4(18219)			
	coz	msk	fsp	chl
SiO <sub>2</sub>	38.74	45.10	63.70	24.87
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.60	0.05	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.03	33.80	19.36	22.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-
FeO	1.44*	1.64*	0.06*	23.03*
MnO	0.00	0.01	0.02	0.28
MgO	0.04	1.50	0.00	16.37
CaO	25.34	0.00	0.01	0.03
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.39	0.21	0.01
K <sub>2</sub> O	0.01	10.37	16.29	0.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-
П.п.п.	-	-	-	-
Сумма	97.66	93.41	99.70	86.73

Примечание: Сланцы: 1 – силлиманит-плаггиоклаз-двуслюдисто-кварцевый, 2, 3 – силлиманит-цоизит-двуслюдисто-кварцевые, 4 – силлиманит-биотит-цоизит-кварцевый (Образцы из железнодорожной выемки на правом берегу р. Буганак на железной дороге Белорецк–Карламан).

### Приложение 3.19

Химический состав гранатсодержащих парасланцев  
и минералов из них (в мас. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6
	4133	4782	4094	15896	18521	18785
SiO <sub>2</sub>	50.00	62.00	63.00	66.59	60.00	70.00
TiO <sub>2</sub>	1.67	0.79	0.96	0.72	0.84	0.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.66	17.33	18.99	14.73	15.20	10.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.00*	7.80*	5.80*	0.67	4.91*	6.20*
FeO	-	-	-	4.67	-	-
MnO	0.04	0.10	0.03	0.04	0.07	0.05
MgO	5.00	3.40	3.20	3.04	6.20	3.80
CaO	1.42	0.85	1.12	1.40	1.00	1.80
Na <sub>2</sub> O	0.14	1.08	0.14	2.09	3.05	0.27
K <sub>2</sub> O	3.70	3.33	5.10	3.77	5.25	3.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.17	0.02	0.09	0.10	0.12
П.п.п.	6.00	3.22	2.22	2.49	3.60	2.94
Сумма	99.80	100.07	100.58	100.30	100.22	99.55

### Продолжение приложения 3.19

Окислы	7(18760)			8(4147)		
	Порода	bi	msk	gr	bi	msk
SiO <sub>2</sub>	56.50	36.80	48.54	37.96	36.50	51.00
TiO <sub>2</sub>	1.70	1.27	0.42	0.10	0.97	0.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.00	17.44	28.76	21.04	16.00	28.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.10*	-	-	-	9.30	2.50
FeO	-	15.39*	1.48*	30.03*	10.00	1.40
MnO	0.04	0.00	0.00	0.87	0.05	0.03
MgO	5.00	12.72	2.52	2.48	12.00	3.20
CaO	1.42	0.00	0.00	7.34	1.50	1.10
Na <sub>2</sub> O	1.78	0.44	0.71	-	0.10	0.06
K <sub>2</sub> O	3.58	9.32	10.59	-	7.00	7.85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.76	-	-	-	-	-
П.п.п.	3.92	-	-	-	-	-
Сумма	99.80	93.38	93.02	99.82	93.42	95.77

Примечание: 1-3, 6, 8 – гранат-двуслюдяно-кварцевые сланцы; 4, 5, 7 – гранат-двуслюдяно-кварцевые сланцы плагиоклазсодержащие (1-3, 7, 8 – руч. Сухой Бугодас, 4 – р. Наяза, 5 – р. Шекметесу, 6 – р. Буганак).

### Приложение 3.20

Химический состав минералов из слюдисто-кварцевых сланцев (в мас. %)

Окислы	1(18257)				2(18238)		3(18756)	4(18759)
	bi	msk	chl	ca	chl	tu	msk	msr
SiO <sub>2</sub>	37.43	49.27	29.00	0.00	29.02	35.60	49.09	49.20
TiO <sub>2</sub>	2.01	1.19	0.37	0.00	0.05	0.69	0.95	0.76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.55	29.45	19.21	0.00	19.80	31.70	27.81	26.79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	17.11*	1.92*	22.16*	0.10*	22.36*	6.52*	3.61*	4.08*
MnO	0.12	0.03	0.13	0.04	0.21	0.03	0.00	0.00
MgO	12.23	2.69	16.96	0.00	17.68	7.49	2.03	2.38
CaO	0.21	0.07	0.11	55.21	0.21	0.55	0.09	0.08
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.30	0.02	0.00	0.04	2.37	0.51	0.50
K <sub>2</sub> O	8.50	9.26	1.20	0.01	0.49	0.00	10.20	10.05
П.п.п	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	96.26	94.18	89.16	55.36	89.86	84.95	94.29	93.84
Fe/Fe+Mg биотита	44.00	-	-	-	-	32.10	-	-

### Продолжение приложения 3.20

Окислы	5(12247)		6(12244)	7(12270)	8(18690)	9(12232)	10(18506)	11(18618)
	bi	msk	bi	bi	bi	msk	msk	msk
SiO <sub>2</sub>	36.40	50.15	37.05	36.73	37.66	49.15	48.53	49.72
TiO <sub>2</sub>	1.68	0.91	1.11	1.70	1.54	1.13	1.18	0.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.74	27.50	17.45	18.83	16.33	29.88	30.15	26.35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.75*	2.80*	18.10*	13.70*	16.80*	1.80*	2.80*	3.09
FeO	-	-	-	-	-	-	-	0.71
MnO	0.05	0.01	0.08	0.04	0.05	0.01	0.01	0.01
MgO	14.80	3.00	12.00	15.00	13.40	2.00	0.60	3.45
CaO	0.53	0.50	0.60	0.64	1.12	1.00	0.80	0.50
Na <sub>2</sub> O	0.71	1.08	1.02	0.82	0.72	1.70	2.80	0.93
K <sub>2</sub> O	9.00	10.00	8.80	8.84	8.02	10.05	9.62	10.20
П.п.п	3.80	3.98	3.72	3.90	4.18	4.00	3.60	4.48
Сумма	99.46	99.93	99.93	100.20	99.82	100.72	100.09	99.94
Fe(Fe+Mg биотита)	33.50	-	43.20	31.60	-	-	-	-

*Примечание:* Кристаллические сланцы: 1, 2, 5-8 – двуслюдисто-кварцевые, 3, 10, 11 – мусковито-кварцевые, 4, 9 – кварцево-слюдяные. 1, 2, 11 – выемки на железной дороге Белорецк-Карламан, правый берег р. Буганак; 3 – р. Яндык; 4 – ст. Улу-Елга; 5-7, 9 – севернее д. Азнагулово 2 км (5,6 – скв. 7705, гл. 79 и 73.5 м, 7 – скв. 7707, гл. 121 м, 9 – скв. 7709, гл. 225.7 м); 8 – р. Нура севернее г. Белорецк; 10 – хр. Маярдак.

**Приложение 3.21**

Химический состав слюдисто-кварцевых сланцев (в мас. %)

Окислы	19325	18303	18786	18756	18702	15835	18506
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	49.50	55.50	56.85	57.30	58.00	58.10	58.42
TiO <sub>2</sub>	0.86	1.82	1.27	2.33	1.02	0.79	1.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.00	23.00	17.50	13.00	15.18	21.50	20.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.70*	2.20*	2.50*	17.00*	10.23*	7.30*	1.41
FeO	-	-	-	-	-	-	3.62
MnO	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
MgO	2.00	4.20	4.90	1.40	3.20	2.00	2.81
CaO	0.62	1.42	1.30	0.85	1.36	0.56	1.64
Na <sub>2</sub> O	2.25	1.15	0.54	0.30	0.60	0.90	0.80
K <sub>2</sub> O	7.10	7.00	7.50	4.61	5.31	5.00	4.50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.12	0.08	1.10	0.14	0.03	-
П.п.п.	3.02	3.30	3.88	2.32	4.88	3.80	4.60
Сумма	99.19	99.72	96.34	100.2	99.94	100.0	99.95

**Продолжение приложения 3.21**

Окислы	18296	12232	18250	18692	18239	18690
	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	60.00	60.45	60.90	61.00	61.12	62.30
TiO <sub>2</sub>	0.98	0.81	0.82	0.90	0.95	0.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.00	15.38	17.80	15.20	17.50	14.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.40*	5.12	2.80	6.00*	1.65	6.00*
FeO	-	1.00	2.50	-	2.58	-
MnO	0.02	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02
MgO	6.00	1.98	3.50	6.00	3.44	7.20
CaO	5.18	3.90	1.40	1.20	1.62	1.06
Na <sub>2</sub> O	1.05	0.27	1.05	1.24	1.52	1.62
K <sub>2</sub> O	3.50	5.51	5.30	4.80	6.00	4.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	-	-	0.08	-	0.18
П.п.п.	4.36	6.00	3.70	2.44	3.53	1.88
Сумма	100.57	100.46	99.80	98.90	99.99	99.92

**Продолжение приложения 3.21**

Оксиды	18251	18283	12287	12244	12288	18238	18240
	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	62.83	63.41	63.98	64.02	64.13	67.20	67.30
TiO <sub>2</sub>	0.83	0.72	0.90	0.90	0.90	0.43	0.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.50	15.60	17.74	12.10	17.74	12.00	12.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.09	2.87	2.22	2.15	3.71	5.60*	5.70*
FeO	2.37	2.22	1.40	3.20	0.30	-	-
MnO	0.03	0.01	0.01	0.09	0.01	0.02	0.03
MgO	3.06	5.20	2.19	4.41	2.00	3.40	3.40
CaO	2.01	1.82	1.58	3.41	1.88	2.00	2.00
Na <sub>2</sub> O	0.81	1.13	0.27	0.10	0.27	1.23	1.73
K <sub>2</sub> O	5.62	4.19	5.00	5.82	5.50	6.80	5.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	0.03	0.06
П.п.п.	3.51	3.80	3.81	4.00	2.96	1.00	2.00
Сумма	100.66	100.97	99.07	100.20	99.43	99.71	99.65

**Продолжение приложения 3.21**

Оксиды	15995	15847	18237	18290	15843	15979
	21	22	23	24	25	26
SiO <sub>2</sub>	67.21	67.47	68.00	57.00	58.30	59.47
TiO <sub>2</sub>	0.67	0.50	0.73	0.88	0.67	0.67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.04	14.03	13.20	14.58	17.53	14.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.84	5.70*	3.80*	4.50*	6.00*	1.67
FeO	3.80	-	-	-	-	3.45
MnO	0.05	0.01	0.03	0.02	0.03	0.06
MgO	3.96	4.60	5.20	10.60	4.80	3.60
CaO	2.16	0.70	2.00	3.04	2.10	4.90
Na <sub>2</sub> O	1.20	0.84	0.70	3.24	2.36	1.49
K <sub>2</sub> O	3.74	4.77	5.16	3.50	5.00	3.51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0.10	0.03	0.07	0.04	-
П.п.п.	3.12	1.44	1.06	2.62	2.54	6.24
Сумма	100.79	100.16	99.91	100.05	99.37	99.46

**Продолжение приложения 3.21**

Окислы	15984	18284	12270	18287	18289	18291
	27	28	29	30	31	32
SiO <sub>2</sub>	60.00	60.10	62.08	63.00	63.30	64.00
TiO <sub>2</sub>	0.43	0.70	2.08	0.84	0.80	1.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.50	13.40	10.06	12.72	15.65	15.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.60*	4.60*	3.25	3.19*	1.51	2.70*
FeO	-	-	1.80	-	2.29	-
MnO	0.02	0.01	0.07	0.02	0.01	0.02
MgO	7.80	7.80	8.00	6.40	4.50	7.60
CaO	3.40	3.08	0.20	4.54	2.80	1.13
Na <sub>2</sub> O	3.00	3.53	1.81	3.24	4.02	2.24
K <sub>2</sub> O	5.40	3.75	4.32	3.38	3.59	3.50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.08	-	0.06	-	0.08
П.п.п.	3.76	2.40	6.02	2.70	2.51	1.82
Сумма	99.98	99.47	99.69	100.09	100.98	99.34

**Продолжение приложения 3.21**

Окислы	15891	18229	18272	18225
	33	34	35	36
SiO <sub>2</sub>	65.00	84.00	52.10	66.20
TiO <sub>2</sub>	0.48	0.30	0.30	0.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.02	6.00	5.00	10.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.22	2.10*	2.20*	4.20*
FeO	5.00	-	-	-
MnO	0.04	0.01	0.04	0.02
MgO	4.42	0.80	6.60	4.40
CaO	3.01	2.80	14.56	5.00
Na <sub>2</sub> O	1.30	2.55	1.25	2.70
K <sub>2</sub> O	4.00	1.00	2.70	3.75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0.02	0.03	0.02
П.п.п.	2.41	0.20	14.62	1.98
Сумма	99.90	99.78	99.40	99.57

*Примечание:* 1-23 – сланцы слюдисто-кварцевые (1, 4-6, 9, 12, 16 – кварцево-слюдяные; 2, 7, 11, 18 – слюдисто-кварцевые; 3, 8, 10, 13, 14, 17, 19, 20-23 – двуслюдисто-кварцевые сланцы); 24-34 – двуслюдисто-кварцевые плагиоклазосодержащие сланцы; 35-36 – они же, кальцитсодержащие. 1 – руч. Кара-Елга; 2 – в 2 км севернее д. Азналкино; 3 – р. Буганак; 4 – р. Яндык; 5, 6, 11, 13 – р. Нура севернее г. Белорецк; 7 – хр. Майрадак; 8 – ж/д выемка в 3 км восточнее ст. Улу-Елга; 9, 16-18, 29 – севернее д. Азналкино в 2 км (9 – скв. 7709, гл. 225.7 м; 16, 18 – скв. Ж-2, гл. 45 и 46 м; 17 – скв. 7705, гл. 73.5 м; 29 – скв. 7707, гл. 121 м); 10, 12, 14, 19, 20, 21, 23, 34, 36 – выемки на ж/д Белорецк-Карламан, правый берег р. Буганак; 15, 24, 26-28, 30-32, 35 – р. Яндык в районе д. Сатра; 22 – Ю-3 окраина пос. Нура; 25 – скв. 153 южнее д. Азикево; 33 – р. Наяза.

### Приложение 3.22

Химический состав слюдисто-кварц-плагиоклазовых парасланцев (в мас. %)

Окислы	15882	18303	15976	15890	15874	9757	15894
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	53.43	54.85	56.46	56.88	60.65	61.32	62.98
TiO <sub>2</sub>	0.60	1.82	0.80	0.48	0.13	2.92	0.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.22	23.00	16.96	13.82	10.43	18.69	13.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.33	2.20*	1.60	0.88	3.50*	1.11	1.21
FeO	4.09	-	4.24	4.30	-	2.04	5.81
MnO	0.05	0.01	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04
MgO	7.00	4.20	6.00	6.41	3.40	1.62	5.12
CaO	5.88	1.42	4.48	6.35	8.52	2.35	3.88
Na <sub>2</sub> O	1.46	7.00	2.33	3.71	1.35	4.76	3.00
K <sub>2</sub> O	2.92	1.15	3.70	3.52	2.30	2.26	2.71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0.12	-	-	0.68	0.30	-
П.п.п	8.00	3.30	4.07	3.60	8.76	2.51	2.00
Сумма	99.98	99.07	100.67	99.99	99.75	99.92	100.26

### Продолжение приложения 3.22

Окислы	15877(1)	18921	18924	15893	18519	15890	15892
	8	9	10	11	12	bi	bi
SiO <sub>2</sub>	65.00	65.00	65.00	67.96	49.50	37.00	36.90
TiO <sub>2</sub>	0.43	0.80	0.95	0.55	0.60	1.06	1.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.57	12.40	16.00	12.87	12.80	18.10	18.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.70*	6.80*	2.00*	6.10*	8.60*	12.80*	15.40*
FeO	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.02	0.01	0.02	0.02	0.07	0.07	0.15
MgO	4.80	4.40	3.40	4.20	6.00	16.60	13.50
CaO	5.96	2.27	3.69	0.28	8.50	0.50	0.60
Na <sub>2</sub> O	1.68	3.35	5.85	1.00	3.31	0.90	0.95
K <sub>2</sub> O	1.20	4.42	2.50	2.08	1.83	8.90	8.80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.37	0.07	0.19	0.17	0.09	-	-
П.п.п	6.16	0.42	1.00	3.96	8.42	3.80	4.00
Сумма	99.89	99.94	100.60	99.16	99.72	99.73	99.65
F биотита, ат. %	-	-	-	-	-	28.00	36.00

*Примечание:* Сланцы: 1 – кальцит-биотит-плагиоклазовый; 2, 3 – двуслюдяно-кварц-плагиоклазовые; 4 – биотит-кварц-плагиоклазовый; 5 – кальцит-двуслюдяно-плагиоклазовый; 6 – мусковит-кварц-плагиоклазовый; 7, 8 – биотит-кварц-плагиоклазовые; 9, 10 – двуслюдяно-кварц-плагиоклазовые; 11 – двуслюдяно-плагиоклаз-кварцевый; 12 – двуслюдяно-хлорит-плагиоклазовый; №№ 15890, 15892 – биотит-кварц-плагиоклазовые.

### Приложение 3.23

Химический состав двуслюдино-кальцит-плагиоклазовых  
(известковистых) парасланцев (в мас. %)

Окислы	15885	18255	18295	18297	15973	18275	18277	18278
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	41.72	53.00	56.98	53.93	60.00	56.00	55.00	54.00
TiO <sub>2</sub>	0.44	0.60	0.58	0.55	0.43	0.73	0.70	0.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.78	13.70	13.31	11.52	10.40	12.00	10.00	10.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.59	1.25	0.87	0.84	4.30*	3.90*	3.90*	4.30*
FeO	3.95	3.23	4.02	3.59	-	-	-	-
MnO	0.08	0.06	0.04	0.05	0.03	0.02	0.03	0.03
MgO	8.60	8.00	5.24	5.34	5.20	8.00	8.00	7.00
CaO	12.60	11.20	6.38	9.04	8.68	8.40	8.20	9.80
Na <sub>2</sub> O	1.46	1.00	1.30	2.06	1.66	1.36	2.70	2.30
K <sub>2</sub> O	2.31	3.00	3.25	2.08	2.75	3.40	3.12	4.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	0.02	0.08	0.06	-
П.п.п.	18.11	4.90	7.33	10.77	6.00	5.70	7.76	7.24
Сумма	99.64	99.94	99.30	99.76	99.47	99.59	99.47	99.49

### Продолжение приложения 3.23

Окислы	18279	18280	18285	18298	18299	18274	18520
	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	55.00	56.00	47.40	39.20	44.00	48.00	43.00
TiO <sub>2</sub>	0.70	0.70	0.85	0.37	0.44	0.30	0.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.00	12.10	6.48	9.90	8.60	7.00	16.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.20*	3.60*	4.30*	4.91*	4.93*	2.30*	2.20*
FeO	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.02	0.01	0.04	0.07	0.40	0.03	0.04
MgO	8.00	6.00	7.10	7.00	8.40	3.40	11.10
CaO	8.00	8.00	17.00	17.00	14.78	19.04	18.46
Na <sub>2</sub> O	2.97	4.90	1.85	0.64	0.84	1.05	5.00
K <sub>2</sub> O	4.25	3.25	3.38	3.42	3.42	3.23	1.35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.08	0.08	0.08	0.10	0.04	0.08
П.п.п.	5.56	5.10	12.04	17.82	13.50	15.30	2.20
Сумма	99.77	99.74	100.52	100.41	99.41	99.69	100.13

*Примечание:* Кристаллические сланцы: 1, 5, 8 – двуслюдино-кальцит-плагиоклазовые; 2, 11, 12, 13 – плагиоклаз-кварц-кальцит-двуслюдистые; 3, 4, 6, 7, 9, 10 – двуслюдино-плагиоклаз-кальцит-кварцевые; 14 – двуслюдино-плагиоклаз-кварц-кальцитовый; 15 – биотит-хлорит-плагиоклаз-кальцитовый. Места отбора проб: 1, 3, 4, 12, 13 – выемка на железной дороге Белорецк-Карламан в 3 км восточнее ст. Улу-Елга; 2 – железнодорожная выемка на правом берегу р. Буганак; 5-11, 14 – р. Яндык в районе д. Сатра; 15 – руч. Шекметесу.

### Приложение 3.24

Химический состав филлитов (в мас. %)

Окислы	14113	15858	15943	19293
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	60.80	64.60	65.00	64.50
TiO <sub>2</sub>	0.80	0.55	0.75	0.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.90	14.90	14.60	16.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.62	2.70*	6.30*	6.50*
FeO	0.84	-	-	-
MnO	0.04	0.01	0.03	0.04
MgO	2.75	4.90	2.80	3.60
CaO	-	2.67	2.24	1.27
Na <sub>2</sub> O	2.53	2.36	2.05	1.35
K <sub>2</sub> O	4.50	2.92	4.05	3.70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.20	0.02	0.15
П.п.п.	3.03	3.54	2.20	2.80
Сумма	99.89	99.35	100.04	100.80

*Примечание:* 1, 3, 4, – филлиты; 2 – двуслюдино-кварцевый сланец карбонат-содержащий (микросланец). 1 – в 4 км южнее д. Николаевка; 2 – левобережье р. Б. Инзер на дороге Серменево–Инзер; 3 – р. Нура; 4 – верховья р. Ишля.

### Приложение 3.25

Химический состав хлоритоидсодержащих сланцев и хлоритоида (в мас. %)

Окислы	1(15931)		2(15936)		3	4	5
	Порода	chld	Порода	chld	15938	18691	18701
SiO <sub>2</sub>	50.00	25.09	55.00	24.67	55.00	63.80	58.00
TiO <sub>2</sub>	1.02	0.27	0.88	0.32	0.75	1.15	0.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.00	40.96	21.80	40.89	18.00	20.80	21.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.80*	-	16.10*	-	13.90*	4.60*	4.90*
FeO	-	25.61*	-	25.56*	-	-	-
MnO	0.07	0.18	0.09	0.19	0.04	0.05	0.03
MgO	2.40	2.12	2.20	1.77	2.80	2.60	4.40
CaO	0.85	-	1.42	-	1.68	2.60	0.85
Na <sub>2</sub> O	0.50	-	0.30	-	3.05	0.10	0.63
K <sub>2</sub> O	0.55	-	0.08	-	1.20	0.08	3.42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	-	0.03	-	0.01	0.07	0.07
П.п.п.	3.30	-	1.82	-	3.52	3.88	5.66
Сумма	100.56	94.23	99.72	93.40	99.95	99.73	99.86

*Примечание:* 1-4 – графитистые хлоритоидно-кварцевые сланцы; 5 – слюдино-хлоритоидно-кварцевый сланец графитсодержащий. 1 – левобережье р. Б. Инзер; 2, 3, 5 – верховья руч. Сред. Отнурок; 4 – руч. Теплый.

### Приложение 3.26

Химический состав графито-слюдисто-кварцевых  
и графит-гранат-кварц-плаггиоклазовых сланцев (в мас. %)

Окислы	18694	12241	15905	18788	18957
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	58.00	61.83	60.00	58.60	62.50
TiO <sub>2</sub>	0.90	1.20	0.66	0.71	2.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.40	17.02	16.93	17.00	19.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.90*	2.00	6.40*	6.53*	2.77*
FeO	-	4.60	-	-	-
MnO	0.06	0.04	0.02	0.01	0.02
MgO	2.40	1.49	5.20	2.60	0.60
CaO	1.30	2.15	0.28	0.87	0.57
Na <sub>2</sub> O	1.62	0.71	1.35	1.60	0.65
K <sub>2</sub> O	4.12	4.12	3.70	4.70	5.52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	-	0.13	0.10	0.20
П.п.п.	6.32	4.00	4.78	6.76	4.20
Сумма	100.03	99.16	99.45	99.48	98.78

### Продолжение приложения 3.26

Окислы	18956	18345	18374	4776	4068
	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	66.90	43.00	47.98	51.00	52.50
TiO <sub>2</sub>	1.47	1.85	2.12	2.00	2.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.80	18.20	15.00	19.70	22.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.02*	15.00	3.15	1.70	2.30
FeO	-	1.50	10.81	8.90	2.00
MnO	0.01	0.17	0.16	0.12	0.08
MgO	2.40	10.60	6.62	4.00	5.40
CaO	0.85	1.90	4.94	5.10	2.20
Na <sub>2</sub> O	0.60	2.00	2.70	3.30	2.70
K <sub>2</sub> O	5.78	0.03	0.06	0.40	0.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	-	-	-	-
П.п.п.	3.11	6.20	7.00	4.30	7.80
Сумма	99.02	100.45	100.54	100.52	100.08

*Примечание:* 1-4 – графито-слюдисто-кварцевые сланцы; 5, 6 – графито-слюдяные ильменитсодержащие сланцы; 7-10 – гранат-кварц-плаггиоклазовые графитсодержащие сланцы («лампроиты» В.Р. Остроумова). 1 – р. Нура в 3 км выше ручья Отнурок; 2 – в 1.5 км севернее д. Азналкино, скв. 7705, гл. 63 м; 3 – р. Наяза; 4 – хр. Баш-Маярдак по дороге в ур. Арныкулово; 5, 6 – верховья руч. Сухой Бугодас; 7-10 – там же.

### Приложение 3.27

Химический состав кварцитов (в мас. %)

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	94.50	95.50	94.25	93.13	81.80	36.00
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.20	0.15	0.05	0.30	0.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.70	2.62	2.90	1.95	5.90	4.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.30	0.32	0.45	1.73	1.40*	2.20*
FeO	0.68	0.29	0.76	0.85	-	-
MnO	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.04
MgO	0.16	0.12	0.35	0.43	2.00	1.60
CaO	0.25	0.23	0.50	0.73	2.80	29.40
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.22	0.20	0.03	1.50	3.00
K <sub>2</sub> O	0.45	0.23	0.65	0.40	3.55	2.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.06
П.п.п.	0.18	0.10	0.05	0.26	0.30	20.88
Сумма	99.50	100.17	100.31	99.20	99.61	99.64

*Примечание:* 1-4 – слюдистые кварциты; 5 – кальцит-полевошпатовый кварцит; 6 – двуслюдисто-известково-полевошпатовый кварцит (1-4 – гора Маглиновая; 5, 6 – выемки на железной дороге Белорецк–Карламан, правый берег р. Буганак).

### Приложение 3.28

Химический состав карбонатных пород (мраморов) (в мас. %)

Оксиды	19208	19209	62	65	72	15928	18253	12644
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	4.70	13.30	14.10	17.20	22.50	25.00	31.20	2.20
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.10	0.15	0.18	0.25	0.30	0.29	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.53	0.90	2.42	2.30	3.09	4.50	5.90	1.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.50*	0.47*	1.20*	1.20*	7.75*	4.00*	1.70*	2.37
FeO	-	-	-	-	-	-	-	4.23
MnO	-	-	0.06	0.07	0.14	0.09	0.03	0.21
MgO	3.20	2.80	1.60	1.20	4.20	3.40	1.00	16.83
CaO	50.37	45.72	42.24	42.00	30.36	33.80	32.20	29.30
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.13	1.35	1.20	1.38	1.46	0.90	сл.
K <sub>2</sub> O	0.37	1.00	0.55	0.50	1.80	2.75	1.86	сл.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0.06	0.03	0.07	0.01	0.07	0.03
П.п.п.	39.82	35.10	35.92	34.40	28.04	24.80	24.76	43.46
Сумма	99.58	99.52	99.65	100.28	99.58	100.11	99.91	99.99

*Примечание:* 1 – мрамор кальцитовый; 2-7 – мрамор силикатный; 8 – мрамор доломитовый; 9 – мрамор доломитово-силикатный. 1, 2 – левобережье р. Черный Ключ; 3-5 – район д. Азикеево; 6 – скв. 95, гл. 46.5 м (высота 607.6 м); 7 – выемка на ж/д Белорецк–Карламан, правый берег р. Буганак; 8 – р. Буганак.

**Приложение 4.1**

**Химический состав гранатов из эклогитов  
и апоэклогитовых амфиболитов (в мас.%)**

Оксиды	1			2	3	4		
	с	м	г			с	м	г
SiO <sub>2</sub>	36.07	36.45	35.47	37.5	37.59	38.21	37.09	36.97
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.11	0.07	0.09	0.10	0.07	0.13	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.94	21.74	21.88	22.0	21.91	21.10	21.35	21.65
FeO	22.86	23.19	23.09	23.7	23.36	22.20	23.04	22.96
MnO	0.52	0.47	0.35	0.42	0.48	0.56	0.42	0.43
MgO	6.19	6.42	6.50	6.84	6.76	5.66	5.81	6.75
CaO	9.76	9.35	9.68	9.13	9.56	10.78	10.01	9.19
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.03	0.04	0.05	0.03	0.017	0.03	0.05
Сумма	97.50	97.76	97.08	99.8	99.79	98.60	97.88	98.02
<b>Количество катионов в пересчете на 12(O)</b>								
Si	2.88	2.88	2.86	2.93	2.92	3.00	2.95	2.92
Ti	0.01	0.01	-	-	0.01	-	0.01	-
Al	2.06	2.02	2.06	2.02	2.01	1.95	2.00	2.02
Fe	1.53	1.53	1.54	1.51	1.52	1.46	1.53	1.52
Mn	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03
Mg	0.74	0.76	0.78	0.76	0.78	0.66	0.69	0.80
Ca	0.83	0.79	0.83	0.81	0.8	0.91	0.85	0.78
Na	0.01	0.15	0.01	-	0.01	-	0.01	0.01
<b>Миналы (мол. %)</b>								
Alm	48.88	49.20	48.69	48.7	48.56	47.56	49.35	48.66
Grs	26.04	24.92	25.94	25.9	25.08	29.44	26.94	24.90
Pyr	23.64	24.44	24.42	24.5	24.92	21.50	22.26	25.47
Spes	0.96	0.96	0.75	0.64	0.96	1.30	0.97	0.93
Andr	0.48	0.48	0.20	0.19	0.48	0.20	0.48	0.04

**Продолжение приложения 4.1**

Окислы	6			7	8	9
	с	м	г			
SiO <sub>2</sub>	37.86	39.87	38.26	39.27	38.00	38.10
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.19	0.04	0.04	0.21	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.72	21.28	22.07	21.29	21.78	22.22
FeO	23.50	22.78	24.28	22.60	24.62	24.16
MnO	0.44	0.67	0.55	0.36	0.62	0.27
MgO	4.06	5.26	4.94	6.63	5.86	6.26
CaO	11.04	10.26	10.84	9.21	8.95	9.01
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.05	0.03	0.49	0.04	0.02
Сумма	98.79	100.36	101.01	99.89	100.08	100.1
<b>Количество катионов в пересчете на 12(O)</b>						
Si	2.98	3.06	2.95	3.03	2.96	2.95
Ti	0.01	0.01	-	-	0.01	-
Al	2.02	1.93	2.01	1.94	2.00	2.03
Fe	1.55	1.46	1.57	1.46	1.60	1.56
Mn	0.03	0.04	0.04	0.02	0.04	0.02
Mg	0.48	0.60	0.57	0.76	0.68	0.72
Ca	0.93	0.84	0.90	0.76	0.75	0.75
Na	0.01	-	0.01	0.01	0.01	-
<b>Миналы (мол. %)</b>						
Alm	51.85	49.66	50.97	48.67	52.12	51.15
Grs	30.6	28.06	29.12	25.16	23.94	24.43
Pyr	16.05	20.41	18.51	25.33	22.15	23.61
Spes	1.00	1.36	1.30	0.67	1.30	0.65
Andr	0.50	0.51	0.10	0.15	0.49	0.16

**Продолжение приложения 4.1**

Окислы	12	13			14	15	16
		с	м	г			
SiO <sub>2</sub>	36.28	36.56	36.71	37.67	37.95	38.69	38.14
TiO <sub>2</sub>	0.18	0.07	0.13	0.01	0.19	0.13	0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.01	19.23	19.05	19.63	22.01	21.60	22.51
FeO	25.78	25.18	25.10	25.38	23.91	22.86	23.59
MnO	0.54	0.51	0.47	0.53	0.54	0.49	0.56
MgO	3.03	2.34	2.56	5.54	5.92	6.65	6.35
CaO	11.91	12.23	12.11	8.54	9.29	9.30	8.77
Na <sub>2</sub> O	0.07	0.01	0.04	0.01	0.06	0.34	-
Сумма	98.80	96.13	96.17	97.31	99.87	100.06	100.01
<b>Количество катионов в пересчете на 12(O)</b>							
Si	2.92	3.02	3.03	2.99	2.95	2.99	2.95
Ti	0.01	0.004	0.01	0.001	0.01	0.007	0.01
Al	1.99	1.87	1.85	1.89	2.02	1.96	2.05
Fe	1.73	1.74	1.73	1.73	1.55	1.47	1.52
Mn	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04
Mg	0.36	0.29	0.31	0.67	0.69	0.76	0.73
Ca	1.03	1.08	1.07	0.75	0.77	0.77	0.73
Na	0.01	-	0.01	-	0.01	0.05	-
<b>Миналы (мол. %)</b>							
Alm	54.75	55.42	55.09	54.23	50.98	48.52	50.33
Grs	32.11	34.20	33.70	23.46	24.84	25.08	23.67
Pyr	11.39	9.24	9.87	21.00	22.70	25.08	24.17
Spes	1.27	0.95	0.96	1.26	0.99	0.99	1.33
Andr	0.48	0.19	0.38	0.05	0.49	0.33	0.50

*Примечание:* 1-3 – эклогит, обр. № 9782; 4 – эклогит, обр. № 12712; 6 – апо-эклогитовый амфиболит, обр. № 18214; 7-9 - апоэклогитовый амфиболит, обр. № 18268; 12–16 – амфиболизированный эклогит, обр. № 18617 (по А.А.Алексееву и др., 2006). с – центральные части зерен, м – промежуточные участки зерен, г – краевые части зерен.

## Приложение 4.2

Химический состав породообразующих минералов  
гранатовых амфиболитов и амфиболизированных эклогитов (в мас.%)

Окислы	18686					15848			
	gr	hb	pl	il	Поро- да	gr	hb	bi	Порода
SiO <sub>2</sub>	36.36	39.01	62.28	0.02	49.05	36.79	38.02	33.09	46.50
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.31	-	49.70	2.04	0.05	0.25	1.70	3.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.91	17.91	22.56	-	14.95	20.18	17.71	16.06	14.33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	14.45	-	-	-	21.30
FeO*	33.68	21.42	0.11	49.21	-	34.55	28.90	28.06	-
MnO	0.88	0.07	0.01	0.75	0.29	0.03	0.31	-	0.09
MgO	1.53	4.82	-	0.02	6.43	0.98	4.62	5.51	4.29
CaO	6.40	10.41	4.09	0.03	7.68	6.69	5.38	-	1.36
Na <sub>2</sub> O	0.01	2.04	8.88	0.01	3.84	-	1.50	-	2.47
K <sub>2</sub> O	-	0.36	0.03	-	0.65	-	0.10	8.62	4.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	0.16	-	-	-	0.13
П.п.п.	-	-	-	-	0.58	-	-	-	1.68
Сумма	99.89	96.35	97.96	99.74	100.12	99.27	96.79	93.04	99.86
Количество катионов в пересчете на 12(O)-гранат, 24(O, OH)-амфибол, 32(O)-плагиоклаз, 4(O, OH)-биотит, мусковит, 6(O)-ильменит									
Si	2.95	6.30	11.23	0.001	-	3.00	5.98	5.43	-
Ti	0.01	0.04	-	1.92	-	0.03	0.03	0.21	-
Al	2.02	3.41	4.79	-	-	1.94	3.28	3.21	-
Fe	2.29	2.89	0.02	2.11	-	2.36	3.80	3.85	-
Mn	0.06	0.01	-	0.03	-	0.002	0.04	-	-
Mg	0.18	1.16	-	0.001	-	0.12	1.08	1.35	-
Ca	0.56	1.80	0.80	0.01	-	0.59	0.90	-	-
Na	-	0.64	3.11	0.001	-	-	0.46	0.06	-
K	-	0.08	0.01	-	-	-	0.02	1.81	-

**Продолжение приложения 4.2**

Окислы	18710					12712		18214		
	gr	amf	bi	il	По- рода	pl	amf	pl	amf	msk
SiO <sub>2</sub>	36.9	43.7	36.4	-	45.9	69.6	44.6	62.8	46.5	53.6
TiO <sub>2</sub>	0.18	0.45	1.76	52.5	2.12	-	0.35	0.01	0.24	0.31
Al <sub>2</sub> O	20.9	13.1	16.0	0.01	12.3	18.9	14.0	22.4	9.33	25.4
Fe <sub>2</sub> O	-	-	-	-	17.1	-	-	-	-	-
FeO	26.1	16.2	18.7	45.5	-	0.15	9.10	0.48	12.0	2.47
MnO	3.67	0.18	0.04	1.41	0.27	0.03	0.03	0.02	0.14	0.03
MgO	0.53	9.81	12.23	0.05	6.25	-	13.2	0.05	14.4	2.70
CaO	11.7	11.6	0.01	0.13	9.55	0.36	9.16	3.75	12.4	0.24
Na <sub>2</sub> O	0.02	1.48	0.15	-	1.70	10.8	3.89	9.07	1.09	2.33
K <sub>2</sub> O	-	0.25	8.91	-	0.71	0.06	0.52	0.19	0.66	8.81
P <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0.18	-	-	-	-	-
П.п.	-	-	-	-	3.59	-	-	-	-	-
Сумма	99.9	96.8	94.2	99.6	99.7	99.9	94.9	98.8	96.8	95.9
Количество катионов в пересчете на 12(O)-гранат, 24(O, OH)-амфибол, 32(O)-плагиоклаз, 24(O, OH)-биотит, мусковит, 6(O)-ильменит										
Si	2.96	6.83	3.04	-		12.13	6.87	11.25	7.15	3.56
Ti	0.01	0.05	0.11	2.00		-	0.04	-	0.03	0.01
Al	1.98	2.42	1.58	-		3.89	2.55	4.73	1.69	1.99
Fe	1.75	2.12	1.31	1.93		0.02	1.17	0.07	1.54	0.14
Mn	0.25	0.02	-	0.06		0.01	0.01	-	0.02	-
Mg	0.06	2.28	1.52	-		-	3.03	0.01	3.28	0.27
Ca	1.00	1.94	-	-		0.07	1.51	0.72	2.04	0.02
Na	0.002	0.45	0.02	-		3.66	1.16	3.15	0.32	0.30
K	-	0.05	0.95	-		0.02	0.10	0.004	0.13	0.74

*Примечание:* № 18686 - гранатовый амфиболит, юго-западная окраина пос.Нура; № 15848 - то же, рассланцованный и биотитсодержащий из краевой части залежи; № 18710 - гранатовый амфиболит, р.Сатра; №№ 12712, 18214 - амфиболизированные эклогиты (№ 12712 - юго-западный склон высоты 607,6 м; № 18214 - западная выемка на железной дороге, правый берег р.Буганак).

### Приложение 4.3

Химический состав клинопироксенов из эклогитов  
и апоэклогитовых амфиболитов (в мас.%)

Компоненты	1	2	3с	3г	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	54.5	54.2	53.6	53.8	55.7	55.3	54.7
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.09	0.07	0.10	0.08	0.07	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.25	9.95	10.1	10.3	9.70	9.80	10.6
FeO	4.21	4.15	4.08	4.02	4.05	4.12	4.21
MnO	0.02	0.04	0.04	0.02	0.02	0.03	0.06
MgO	9.25	9.67	9.55	9.12	9.59	9.47	9.33
CaO	14.83	15.6	16.3	15.9	15.5	15.5	14.2
Na <sub>2</sub> O	5.93	5.80	5.64	5.99	5.56	5.53	6.37
Сумма	99.04	99.5	99.3	99.2	100.	99.8	99.5
Количество катионов в пересчете на 6 (O)							
Si	1.97	1.95	1.94	1.95	1.98	1.97	1.97
Ti	-	-	-	-	-	-	-
Al	0.44	0.42	0.43	0.44	0.41	0.41	0.45
Fe	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.13
Mn	-	-	-	-	-	0.07	-
Mg	0.50	0.52	0.52	0.49	0.51	0.50	0.50
Ca	0.57	0.60	0.63	0.62	0.59	0.55	0.54
Na	0.42	0.41	0.40	0.42	0.38	0.38	0.44
Миналы (мол. %)							
Жадеит	38.50	34.4	34.6	36.6	37.1	37.4	38.7
Эгирин	0.94	3.72	2.80	2.82	-	-	1.84
Чермакит	1.41	2.33	2.80	2.35	1.46	1.48	1.38
Геденбергит	12.21	11.1	11.2	12.2	11.7	11.8	11.9
Диопсид	39.91	42.3	44.8	43.6	44.4	40.8	36.4
Энстатит	7.04	6.05	3.74	2.34	5.37	8.37	9.68

**Продолжение приложения 4.3**

Компоненты	7	8с	8г	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	54.7	54.7	55.0	53.8	54.0	54.4	53.57
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.10	0.03	0.09	0.11	0.12	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.1	9.88	11.7	9.90	10.5	10.3	7.47
FeO	4.17	4.70	4.44	4.36	4.13	4.12	4.31
MnO	0.01	0.02	0.02	0.04	0.01	0.01	0.06
MgO	8.98	8.97	8.85	10.1	9.53	9.46	12.03
CaO	15.4	15.2	12.7	16.5	15.3	15.5	18.13
Na <sub>2</sub> O	6.38	5.91	7.02	5.18	5.82	5.80	4.16
Сумма	99.8	99.5	100.	99.9	99.4	99.7	99.81
<b>Количество катионов в пересчете на 6 (O)</b>							
Si	1.97	1.97	1.96	1.94	1.95	1.94	1.94
Ti	-	-	-	-	-	0.03	-
Al	.043	0.42	0.49	0.42	0.44	0.43	0.32
Fe	0.12	0.14	0.13	0.13	0.12	0.12	0.13
Mn	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0.48	0.48	0.47	0.54	0.51	0.50	0.65
Ca	0.59	0.59	0.49	0.64	0.59	0.59	0.70
Na	0.44	0.41	0.48	0.36	0.41	0.40	0.29
<b>Миналы (мол. %)</b>							
Жадеит	37.9	37.3	40.9	33.9	36.6	35.6	23.64
Эгирин	3.79	1.91	2.73	-	1.88	2.88	2.73
Чермакит	1.42	1.43	1.82	2.83	2.35	1.92	2.73
Геденбергит	11.4	13.4	11.8	12.3	11.3	11.5	11.82
Диопсид	43.1	41.6	30.9	35.8	41.8	43.3	49.09
Энстатит	2.37	4.31	11.8	15.0	6.10	4.81	10.00

**Продолжение приложения 4.3**

Компоненты	13	14	15	16	17	18	19
SiO <sub>2</sub>	53.83	53.45	53.98	53.7	53.3	53.75	55.5
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.13	0.08	0.07	0.05	0.07	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.61	10.83	9.91	9.65	8.70	10.31	10.3
FeO	3.53	4.48	4.36	4.50	3.92	3.58	4.53
MnO	0.01	-	0.02	0.03	0.03	0.02	-
MgO	11.90	10.34	10.39	10.1	11.2	10.81	9.09
CaO	17.93	15.81	16.27	16.4	17.4	17.61	14.1
Na <sub>2</sub> O	4.13	5.07	5.20	5.24	4.98	4.35	5.84
Сумма	100.00	100.1	100.2	99.7	99.6	100.5	99.5
<b>Количество катионов в пересчете на 6(O)</b>							
Si	1.94	1.92	1.94	1.94	1.93	1.92	1.96
Ti	-	-	-	-	-	-	0.03
Al	0.36	0.46	0.42	0.41	0.37	0.43	0.43
Fe	0.11	0.13	0.13	0.14	0.12	0.11	0.13
Mn	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0.64	0.55	0.55	0.55	0.61	0.57	0.48
Ca	0.69	0.61	0.62	0.63	0.67	0.67	0.57
Na	0.29	0.35	0.36	0.37	0.35	0.30	0.40
<b>Миналы (мол. %)</b>							
Жадеит	26.98	32.26	33.65	32.1	26.9	26.79	37.9
Эгирин	-	-	-	1.83	4.48	-	0.97
Чермакит	3.26	5.07	2.80	2.75	3.14	5.80	1.94
Геденбергит	12.23	11.98	12.15	12.8	10.7	9.82	12.6
Диопсид	50.70	39.17	42.99	42.2	46.2	44.20	40.8
Энстатит	8.83	11.52	8.41	8.26	8.52	6.70	5.82

**Продолжение приложения 4.3**

Окислы	20	21	22	23	24	25	26
SiO <sub>2</sub>	54.6	55.66	53.9	54.2	54.1	53.58	54.01
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.10	0.12	0.09	0.08	0.09	0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.82	10.41	10.6	10.1	9.80	9.61	9.50
FeO	3.93	4.18	4.24	4.08	4.11	4.81	4.38
MnO	0.02	0.04	-	0.01	0.02	0.04	-
MgO	9.61	9.25	9.46	9.61	10.2	11.68	11.96
CaO	15.3	14.92	15.5	15.6	15.9	16.67	15.54
Na <sub>2</sub> O	5.75	5.91	5.77	5.60	5.47	4.16	4.03
Сумма	99.1	100.5	99.7	99.4	99.6	100.6	99.51
Количество катионов в пересчете на 6(O)							
Si	1.97	1.98	1.94	1.95	1.95	1.92	1.94
Ti	-	-	-	-	-	-	-
Al	0.42	0.44	0.45	0.43	0.42	0.41	0.40
Fe	0.12	0.12	0.13	0.12	0.12	0.14	0.13
Mn	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0.52	0.49	0.51	0.52	0.55	0.62	0.64
Ca	0.59	0.57	0.60	0.60	0.61	0.64	0.60
Na	0.40	0.41	0.40	0.39	0.38	0.29	0.28
Миналы (мол. %)							
Жадеит	39.9	39.61	36.5	36.0	34.4	26.13	24.78
Эгирин	0.95	-	0.93	0.95	0.93	-	-
Чермакит	1.42	1.45	2.80	2.37	2.32	5.41	7.08
Геденбергит	11.3	11.59	12.2	11.4	11.2	12.61	11.50
Диопсид	43.1	42.03	41.1	43.1	43.3	39.64	34.51
Энстатит	6.16	5.31	6.54	6.16	7.91	16.22	22.12

*Примечание:* 1-3, 19-21 – эклогит, р-н д.Азикеево; 4,5 – эклогит, р-н выс. 607.6 м; 6-8 – малоизмененный эклогит, в 2 км восточнее д.Азикеево; 9 – апоэклогитовый амфиболит, правый берег р.Буганак; 10,11,22-24 – эклогит сланцеватый, уч-к «Холодный ключ»; 12,13,25,26 – эклогит, р-н выс. 607.6м, северная часть карьера; 14-16 – апоэклогитовый амфиболит, правый берег р.Буганак; 17,18 – эклогит, западный склон хр.Маярдак. с – центральные части зерен пироксена, г – краевые части зерен пироксена.

### Приложение 4.4

Химический состав амфиболов из апоэклогитовых амфиболитов  
и эклогитов (в мас. %)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	42.97	42.69	46.12	47.86	43.07	46.55	44.75
TiO <sub>2</sub>	0.37	0.33	0.33	0.35	0.09	0.24	0.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.72	12.95	10.77	11.42	16.95	9.33	14.80
FeO	12.27	12.86	12.94	12.47	17.36	12.03	9.16
MnO	0.07	0.08	0.20	0.12	0.48	0.14	0.03
MgO	12.59	11.98	12.72	14.49	7.08	14.36	13.35
CaO	9.04	9.45	12.26	8.25	10.87	12.39	9.38
Na <sub>2</sub> O	3.01	2.71	0.93	1.44	2.46	1.09	3.79
K <sub>2</sub> O	0.82	0.91	0.50	0.71	-	0.66	0.67
Сумма	93.86	93.96	96.77	97.11	98.36	96.79	96.31
Количество катионов в пересчете на 24 (O)							
Si	6.82	6.79	7.09	7.22	6.64	7.15	6.80
Ti	0.04	0.04	0.04	0.04	0.01	0.03	0.04
Al <sub>IV</sub>	1.18	1.21	0.91	0.78	1.36	0.85	1.20
Al <sub>VI</sub>	1.20	1.22	1.04	1.25	1.72	0.84	1.45
Fe	1.63	1.71	1.66	1.57	2.24	1.54	1.16
Mn	0.01	0.01	0.02	0.01	0.06	0.02	-
Mg	2.98	2.84	2.91	3.25	1.63	3.28	3.02
Ca	1.54	1.61	2.20	1.33	1.79	2.04	1.53
Na	0.92	0.84	0.28	0.42	0.73	0.32	1.11
K	0.17	0.19	0.10	0.13	-	0.13	0.13

**Продолжение приложения 4.4**

Окислы	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	44.61	44.55	44.97	47.75	40.93	43.52
TiO <sub>2</sub>	0.35	0.29	0.43	0.31	0.39	0.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.03	13.78	13.68	9.15	12.19	14.15
FeO	9.10	9.67	10.33	8.20	19.38	13.32
MnO	0.03	0.01	0.04	0.02	0.20	0.12
MgO	13.19	12.90	13.47	15.53	8.36	11.49
CaO	9.16	12.54	9.74	10.31	11.65	10.31
Na <sub>2</sub> O	3.89	2.22	3.33	2.68	1.87	2.13
K <sub>2</sub> O	0.52	0.69	0.70	0.57	0.51	0.70
Сумма	94.88	96.65	96.69	94.52	95.48	96.18
Количество катионов в пересчете на 24 (O)						
Si	6.87	6.80	6.85	7.34	6.66	6.07
Ti	0.04	0.03	0.05	0.03	0.05	0.05
Al <sub>IV</sub>	1.13	1.20	1.15	0.66	1.34	1.25
Al <sub>VI</sub>	1.42	1.28	1.11	1.00	1.00	0.78
Fe	1.17	1.23	1.31	1.05	2.64	1.73
Mn	-	-	-	-	0.03	0.02
Mg	3.03	2.94	3.05	3.56	2.03	2.66
Ca	1.51	2.05	1.59	1.70	2.03	1.71
Na	1.16	0.66	0.98	0.80	0.59	0.64
K	0.10	0.13	0.13	0.11	0.10	0.14

**Продолжение приложения 4.4**

Окислы	14	15	16	17	18	19
SiO <sub>2</sub>	42.44	41.09	45.02	45.04	45.68	45.66
TiO <sub>2</sub>	0.30	0.27	0.37	0.40	0.39	0.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.71	14.00	13.15	11.94	12.94	10.69
FeO	12.95	13.54	14.03	13.64	13.77	12.34
MnO	0.17	0.14	0.42	0.24	0.40	0.12
MgO	12.03	11.41	11.45	11.78	11.81	13.35
CaO	10.00	9.47	10.63	12.54	10.42	12.33
Na <sub>2</sub> O	2.55	2.72	1.57	0.96	1.43	1.26
K <sub>2</sub> O	0.73	1.01	0.54	0.60	0.56	0.90
Сумма	93.88	93.65	97.18	97.14	97.40	97.05
Количество катионов в пересчете на 24 (O)						
Si	6.77	6.61	6.91	6.94	6.97	7.02
Ti	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05
Al <sub>IV</sub>	1.23	1.39	1.09	1.06	1.03	0.98
Al <sub>VI</sub>	1.16	1.26	1.29	1.11	1.30	0.95
Fe	1.73	1.82	1.80	1.76	0.76	1.58
Mn	0.02	0.02	0.05	0.03	0.05	0.01
Mg	2.86	2.73	2.62	2.70	2.69	3.06
Ca	1.71	1.63	1.75	2.07	1.70	2.03
Na	0.79	0.85	0.47	0.28	0.42	0.38
K	0.15	0.21	0.10	0.12	0.11	0.17

**Продолжение приложения 4.4**

Окислы	20	21	22	23	24	25	26
SiO <sub>2</sub>	37.18	46.04	44.53	44.28	45.41	43.37	44.42
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.46	0.43	0.57	0.37	0.37	0.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.22	9.06	15.02	14.90	13.75	12.84	13.82
FeO	19.20	15.37	12.31	12.36	11.61	15.03	11.88
MnO	0.21	0.24	0.08	0.09	0.11	0.09	0.07
MgO	5.48	11.60	11.67	11.88	13.08	10.63	12.46
CaO	11.64	11.27	9.28	9.61	9.48	11.13	9.63
Na <sub>2</sub> O	2.64	1.58	2.62	2.43	2.14	2.70	3.24
K <sub>2</sub> O	0.40	0.39	0.52	0.58	0.54	0.61	0.63
Сумма	96.08	96.01	96.46	96.70	96.49	96.77	96.54
Количество катионов в пересчете на 24 (O)							
Si	6.02	7.22	6.81	6.77	6.91	6.80	6.82
Ti	0.01	0.05	0.05	0.06	0.04	0.40	0.04
Al <sub>IV</sub>	1.98	0.78	1.19	1.23	1.09	1.20	1.18
Al <sub>VI</sub>	1.69	0.89	1.52	1.46	1.38	1.50	1.32
Fe	2.60	2.02	1.57	1.58	1.48	1.97	1.52
Mn	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.32	2.71	2.66	2.71	2.97	2.48	2.85
Ca	2.02	1.89	1.52	1.57	1.55	1.86	1.58
Na	0.83	0.48	0.77	0.72	0.63	0.82	0.96
K	0.08	0.08	0.10	0.11	0.11	0.12	0.12

*Примечание:* Апоэклогитовые амфиболиты: 1,2,14,15 – обр. № 18269, 3,4,16-18 – обр. № 18223, 10 – обр. № 18617, 12,20,21 – обр. № 18616, 13,22-24 – обр. № 18241, 25,26 – обр. № 18709; эклогиты: 5 – обр. № 9782, 6,19 – обр. № 18214, 11 – обр. № 18704, 7 – обр. № 18505, 8 – обр. № 12712, 9 – обр. № 18615.

### Приложение 4.5

Химический состав породообразующих минералов  
кристаллических парасланцев (в мас. %)

Окислы	18219				18226			
	coz	msk	mkr	chld	coz	bi	pl	chl
SiO <sub>2</sub>	38.74	45.10	62.71	24.87	38.54	37.15	62.74	28.00
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.60	0.06	0.01	0.06	1.60	0.02	0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.03	33.80	18.36	22.13	31.82	17.81	22.47	18.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	1.44	1.64	0.06	23.03	1.76	14.28	0.05	20.83
MnO	-	0.01	0.02	0.28	0.06	0.12	0.03	0.18
MgO	0.04	1.50	0.01	16.37	0.01	14.00	-	19.31
CaO	25.34	-	0.01	0.03	25.44	0.06	3.82	0.06
Na <sub>2</sub> O	-	0.38	0.21	0.01	0.03	0.10	9.04	-
K <sub>2</sub> O	-	10.38	16.29	-	0.01	9.67	0.09	0.42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	97.64	93.41	97.73	86.73	97.73	94.79	98.26	87.73

### Продолжение приложения 4.5

Окислы	18227		18244				18256			
	coz	coz	По- рода	coz	bi	pl	tu	По- рода	coz	msk
SiO <sub>2</sub>	38.74	38.47	74.02	38.61	36.23	62.11	36.33	60.37	38.36	49.53
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.07	0.47	0.07	1.77	-	0.64	0.80	0.05	0.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.03	31.20	11.14	31.57	17.29	22.82	31.00	15.76	31.16	28.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0.04	-	-	-	-	1.87	-	-
FeO*	1.44	2.31	2.23	2.20	15.48	0.03	3.51	1.79	1.32	1.87
MnO	-	0.04	0.02	0.03	0.08	0.02	0.01	0.05	0.01	0.01
MgO	0.04	0.02	2.00	0.04	13.00	-	9.90	3.30	0.06	3.12
CaO	25.34	25.24	2.80	25.13	0.09	4.40	0.44	5.18	25.20	0.01
Na <sub>2</sub> O	-	-	2.01	0.01	0.14	8.54	2.61	0.41	0.02	0.24
K <sub>2</sub> O	-	-	2.71	-	9.28	0.10	0.02	6.00	0.01	9.85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	-	-	2.27	-	-	-	-	4.33	-	-
Сумма	97.64	97.35	99.71	97.66	93.36	98.02	84.46	99.86	96.19	94.15

**Продолжение приложения 4.5**

Окислы	18683		4147		
	pl	tu	gr	bi	msk
SiO <sub>2</sub>	61.63	36.47	37.96	36.50	51.00
TiO <sub>2</sub>	-	0.53	0.10	0.97	0.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.85	31.56	21.04	16.00	28.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	9.30	2.50
FeO*	0.08	3.66	30.03	10.00	1.40
MnO	0.01	-	0.87	0.05	0.03
MgO	-	9.81	2.48	12.00	3.20
CaO	4.47	0.85	7.34	1.50	1.10
Na <sub>2</sub> O	8.82	2.40	-	0.10	0.06
K <sub>2</sub> O	0.09	0.04	-	7.00	7.85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-
П.п.п.	-	-	-	-	-
Сумма	97.95	85.32	99.82	93.42	95.77

**Продолжение приложения 4.5**

Окислы	18760		18783		18687	
	bi	msk	gr	bi	gr	bi
SiO <sub>2</sub>	36.80	48.54	38.25	36.27	37.86	34.10
TiO <sub>2</sub>	1.27	0.42	0.08	2.28	0.06	1.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.44	28.76	20.80	14.68	20.44	15.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	31.50
FeO*	15.39	1.48	20.49	27.99	22.08	-
MnO	-	-	6.80	-	5.84	-
MgO	12.72	2.52	0.12	5.74	0.06	3.40
CaO	-	-	13.75	0.09	13.17	1.40
Na <sub>2</sub> O	0.44	0.71	0.04	-	-	0.66
K <sub>2</sub> O	9.32	10.59	-	9.26	-	8.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	-	-	-	-	-	3.78
Сумма	93.38	93.02	100.33	96.31	99.52	99.82

**Продолжение приложения 4.5**

Оксиды	18257			18262				18683	
	bi	msk	chl	coz	bi	sf	kcoz	coz	bi
SiO <sub>2</sub>	35.93	49.29	28.98	38.56	36.74	29.67	36.47	38.62	38.56
TiO <sub>2</sub>	2.01	1.19	0.37	0.02	1.30	36.98	0.68	0.06	0.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.05	29.45	19.21	31.53	17.64	2.40	24.76	31.96	17.66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	17.11	1.93	21.76	2.07	14.43	0.31	1.64	1.87	10.19
MnO	0.06	0.03	0.16	0.03	0.04	0.01	0.05	0.05	0.06
MgO	12.23	2.69	16.40	0.03	14.38	0.01	3.85	0.04	17.32
CaO	0.22	0.07	0.13	25.21	0.13	29.56	23.92	25.14	0.06
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.30	0.02	-	0.14	0.01	0.01	-	0.04
K <sub>2</sub> O	8.50	9.26	0.08	-	9.60	0.02	-	-	10.30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	93.21	94.21	87.11	97.45	94.40	98.97	91.38	97.74	94.89

*Примечание:* № 18219 – силлиманит–биотит–цоизит–кварцевый сланец; № 18226 – биотит–цоизит–кварцевый сланец; № 18227 – двуслюдяно–кварцевый сланец с цоизитом; № 18244 – слюдяно–кварцевый сланец с цоизитом; № 18256 – двуслюдяно–кварцевый сланец с силлиманитом, цоизитом, плагиоклазом; № 18257 – двуслюдяно–кварцевый сланец; № 18262 – цоизит–биотит–кварцевый сланец; № 18683 – цоизит–плагиоклаз–биотит–кварцевый сланец; №№ 4147,18760 – гранат–биотит–мусковит–кварцевый сланец с плагиоклазом; № 18783 – биотит–гранатовый гнейс; № 18687 – гранит гранат– и биотитсодержащий, Ахмеровский массив.

№№ 18219,18226,18227,18244,18256,18257,18262 – выемка по железной дороге Белорецк–Карламан на правом берегу р.Буганак; № 18683 – карьер на западном склоне высоты 607.6м восточнее д.Азикеево; №№ 4147,18760 – руч.Сухой Бугадас; № 18783 – 1,5 км севернее д.Азнагулово.

## Приложение 4.6

### Химический состав светлых слюд (в мас. %)

Окислы	18684	18685	18756	18759	15888
SiO <sub>2</sub>	50.61	49.28	49.09	49.20	45.97
TiO <sub>2</sub>	0.75	0.55	0.95	0.76	0.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.39	28.68	27.81	26.79	31.80
FeO*	1.20	1.05	3.61	4.08	0.92
MnO	0.10	0.02	-	-	-
MgO	3.21	3.32	2.03	2.38	2.44
CaO	0.06	0.05	0.09	0.08	0.09
NaO	0.50	1.20	0.51	0.50	0.64
K <sub>2</sub> O	10.04	10.04	10.20	10.05	9.80
Сумма	95.36	94.19	94.29	93.84	91.94
<b>Количество ионов в пересчете на 12(O,OH)</b>					
Si	3.36	3.29	3.33	3.36	3.15
Al <sup>IV</sup>	0.64	0.71	0.67	0.64	0.85
Al <sup>VI</sup>	1.58	1.55	1.55	1.52	1.72
Ti	0.04	0.03	0.05	0.04	0.01
Fe	0.07	0.06	0.20	0.23	0.05
Mn	0.01	-	-	-	-
Mg	0.32	0.33	0.21	0.24	0.25
Ca	0.01	-	0.01	0.01	0.01
Na	0.06	0.15	0.08	0.07	0.09
K	0.85	0.85	0.89	0.86	0.86
Si:Al <sup>IV</sup>	5.25	4.63..	4.97	5.25	3.70
С.ф.	0.22	0.21	0.23	0.25	0.15
С.с.	38.5	34.0	34.3	37.8	21.3

*Примечание:* № 18684 – мусковит–цоизит–кварцевый сланец, карьер на зап. склоне высоты 607.6 м; № 18685– двуслюдяно–кварцевый сланец с цоизитом, там же; № 18756 – слюдисто–кварцевый сланец, р.Яндык; № 18759 – слюдисто–кварцевый сланец, ст.Улу–Елга; № 15888 – цоизит–кварцевая жила с мусковитом, выемка на железной дороге Белорецк–Карламан восточнее ст.Улу–Елга.

С.ф. – степень фенгитовости  $(\text{Ti}+\text{Fe}^{+3}+\text{Fe}^{+2}+\text{Mg})/(\text{Ti}+\text{Fe}^{+3}+\text{Fe}^{+2}+\text{Mg}+\text{Al}^{\text{VI}})$  по С.П.Кориковскому (1973).

С.с. – содержание селадонита, по Н.Л.Добрецову и др. (1974) – среднее из величин:  $(\text{Si} - 3.0) \times 100$ ;  $(\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Fe}^{+2}) \times 100$ ;  $0.5(3.0-\text{Al}-\text{Fe}^{+2}) \times 100$ .

## Приложение 6.2

Химический состав монацита из коренных и аллювиальных отложений  
Башкирского мегантиклинория (в мас. %)

Оксиды	1	2(2)	3(3)	4	5	6(5)	7(2)
	19126	19127	19128	19128	19128	19128	19128
SiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	0.27	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	30.70	31.40	31.04	31.76	30.62	29.96	30.52
CaO	1.10	1.76	0.84	0.70	1.23	1.45	0.25
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.45	6.67	19.52	19.30	17.66	9.79	13.76
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.41	22.21	30.58	30.65	28.90	24.66	31.83
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.53	4.02	3.35	3.43	3.22	3.98	4.26
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.56	19.21	11.29	12.48	13.29	16.31	15.03
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.60	3.88	-	1.43	-	3.19	2.23
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0.60	-
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	1.28	-	-	-	1.25	0.97
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0.19	0.49
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-
ThO <sub>2</sub>	2.92	10.30	3.04	-	5.09	8.45	0.36
UO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	0.42
Сумма	99.27	100.73	99.66	99.75	100.01	100.10	100.1

### Продолжение приложения 6.2

Оксиды	8(2)	9(2)	10(2)	11	12(2)	13(2)	14(2)
	19128	19114	19027	19050	19052	19112	18468
SiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	0.65	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0.97	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	29.76	30.85	30.60	29.98	30.68	30.17	30.77
CaO	1.13	0.66	0.34	-	-	-	-
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.15	18.93	18.04	13.32	12.18	22.94	18.62
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.59	30.22	34.24	34.79	31.87	32.73	33.81
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.91	3.27	3.31	4.27	4.41	3.03	3.56
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.97	13.33	11.96	15.51	15.86	8.27	11.95
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.60	1.16	1.02	1.27	2.45	0.81	0.64
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.78	-	-	-	0.55	-	0.28
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.36	-	-	-	1.28	-	-
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	0.54	-	-
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0.39	-	0.42	-	-
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0.46	-	-	-	-
ThO <sub>2</sub>	5.44	1.26	-	0.79	-	-	-
UO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.69	99.68	100.36	99.93	100.24	99.57	99.63

**Продолжение приложения 6.2**

Оксиды	15(2)	16(2)	17	18(2)	19(2)	20(2)	21(2)
	18468	19027	19027	19113	19020	19020	19027
SiO <sub>2</sub>	7.36	-	-	0.71	0.17	-	0.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	28.18	31.86	31.89	31.54	30.06	30.72	30.70
CaO	0.16	-	-	-	0.10	-	0.10
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.12	20.31	20.36	17.95	18.48	16.99	15.55
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.98	31.79	31.89	29.91	30.35	31.26	33.55
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.65	3.29	3.22	3.48	4.09	3.41	4.00
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.50	12.52	12.48	14.16	13.88	12.11	13.67
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.03	-	-	1.76	2.07	1.90	1.23
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.43	-	-	-	-	0.98	-
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.15	-	-	0.79	0.53	1.57	-
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-
ThO <sub>2</sub>	0.35	-	1.26	-	0.97	0.58	0.77
UO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.91	99.77	101.10	100.30	100.70	99.52	99.91

**Продолжение приложения 6.2**

Оксиды	22(2)	23(2)	24(2)	25(3)	26(2)	27	28(2)
	19052	19052	19052	19053	19054	19134	19134
SiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	0.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0.16	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	30.02	30.45	30.70	30.30	29.90	30.00	30.37
CaO	0.26	0.07	0.22	-	-	-	0.39
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.55	11.40	16.33	13.51	8.16	6.88	19.94
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.85	27.79	32.57	35.40	29.53	25.95	32.90
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.84	4.35	4.33	3.95	4.88	4.61	3.20
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.52	18.59	12.13	14.39	19.45	22.47	10.06
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.62	3.89	2.07	1.67	4.44	5.49	0.47
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.53	-	-	1.46	1.82	-
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.13	2.25	0.35	0.39	2.15	2.54	-
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.48	-	-	-	-	-	-
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.43	0.54	0.41	-	-	-	-
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-
ThO <sub>2</sub>	1.40	-	0.66	-	0.33	-	2.23
UO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100.10	99.86	99.93	99.61	100.30	99.76	99.88

**Продолжение приложения 6.2**

Окислы	29(2)	30(2)	31(2)	32	33(2)	34(2)	35(3)
	19135	19152	19152	19153	19052	18466	18467
SiO <sub>2</sub>	0.84	-	-	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	28.90	29.98	30.37	30.00	30.55	30.22	30.22
CaO	0.44	0.16	0.22	0.14	0.13	0.07	-
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.24	15.57	16.45	13.30	18.61	16.95	16.81
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.82	33.36	32.88	30.91	36.58	32.80	34.13
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.89	3.53	3.76	4.17	2.81	3.70	3.85
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.85	13.03	13.10	16.41	8.73	12.35	13.08
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.85	2.04	1.58	3.24	0.90	2.18	1.36
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.41	0.37	-	1.01	-	0.33	0.25
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.97	0.57	-	1.22	1.11	1.20	0.33
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0.31	-
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-
ThO <sub>2</sub>	6.53	0.93	1.56	-	0.52	-	0.20
UO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.74	99.54	99.92	100.40	99.44	100.11	100.23

**Продолжение приложения 6.2**

Компо- ненты	36(2)	37(2)	38(2)	39(2)	40(2)	41(2)	42(2)
	18468	18965	19143	19143	19159	19164	19254
SiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	30.13	30.28	30.18	30.77	30.23	30.40	29.64
CaO	-	-	0.30	-	0.17	0.10	0.10
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.74	23.58	11.70	17.74	16.50	17.12	8.74
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.19	34.14	34.76	32.86	31.61	31.77	27.60
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.01	2.97	4.55	3.64	4.15	3.48	4.66
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.17	7.88	14.57	12.14	12.06	12.53	18.91
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.82	-	1.76	1.54	2.10	2.14	5.68
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0.41	-	-	0.51	1.63
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0.43	0.61	1.67	1.55	3.02
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0.36	-
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	0.96	-	-
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-
ThO <sub>2</sub>	-	0.85	1.18	-	0.30	-	0.33
UO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100.06	99.70	99.84	99.30	99.75	99.96	100.31

Продолжение приложения 6.2

Окислы	43(2)	44(3)	45(2)
	19257	19259	19275
SiO <sub>2</sub>	-	-	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	29.94	30.09	29.87
CaO	0.35	-	1.13
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.38	12.97	14.10
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.16	33.01	29.62
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.94	4.16	3.58
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.25	15.45	12.01
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.36	2.58	1.88
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.33	-	-
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.78	1.63	1.25
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-
ThO <sub>2</sub>	3.26	1.02	7.08
UO <sub>3</sub>	-	-	-
Сумма	99.75	100.91	100.63

*Примечание:* 1, 2 – монацит серый призматический из монацитсодержащих филлитизированных глинистых сланцев, сев. часть хр. Б. Шатак; 3 – монацит серый таблитчатый из элювия монацитсодержащих сланцев, там же; 4, 6-8 – монацит серый призматический из элювия монацитсодержащих сланцев, там же; 5 – монацит желтый таблитчатый из элювия монацитсодержащих сланцев, там же; 9-15 – монацит серый из аллювиальных отложений (9 – ручей, левый приток р. Б. Авзян ниже руч. Тумарь; 10 – р. Б. Авзян ниже руч. Купорда; 11, 12 – р. М. Авзян; 13 – ручей, правый приток р. Б. Авзян ниже руч. Тумарь; 14, 15 – р. Сюрюнзяк); 16-45 – монацит желтый из аллювиальных отложений (16, 17 – р. Б. Авзян ниже руч. Купорда; 18 – р. Б. Авзян ниже руч. Тумарь; 19, 20 – руч. Интурат; 21 – р. Б. Авзян ниже руч. Купорда; 22-26 – р. М. Авзян; 27, 28 – р. Б. Авзян в верховьях; 29 – руч. Сибаяор; 30-32 – руч. М. Кухтур; 33 – р. М. Авзян; 34 – р. Б. Инзер; 35 – р. Юша; 36 – р. Сюрюнзяк; 37 – реч. Черновка; 38, 39 – р. Купорда; 40, 41 – р. Кадыш; 42 – р. Тыгын; 43 – р. Б. Авняр; 44 – руч. Авалякский; 45 – р. Верх. Мата).

### Приложение 6.3

Химический состав (в мас. %) серого призматического монацита из эловия сланцев в пределах одного зерна по случайно выбранным точкам

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	-	-	-	0.62	0.76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	30.51	30.10	30.29	29.12	28.77
CaO	0.45	1.10	0.32	2.80	2.58
FeO	-	-	-	-	1.57
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.71	7.58	17.89	3.49	3.30
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.76	26.44	32.29	16.17	15.63
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.36	4.97	3.59	3.72	3.26
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.45	17.98	12.34	18.49	19.32
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.36	2.87	1.37	4.70	5.64
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	1.85	1.13
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	1.71	-	2.50	2.04
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.93	-	-	-
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-
ThO <sub>2</sub>	1.56	6.52	0.99	17.21	15.98
UO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-
Сумма	100.16	100.20	99.08	100.67	99.98

### Приложение 6.4

Химический состав флоренсита (в мас. %)

Оксиды	1(2)	2(2)	3(2)	4(2)	5(2)	6(2)	7(2)
	19053	19052	19052	19052	19257	19257	19265
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.95	13.20	10.76	11.08	9.52	8.75	8.76
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.49	14.72	14.30	13.62	14.79	14.58	16.41
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.41	1.19	1.65	0.91	1.12	1.42	2.15
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.30	2.21	4.05	2.93	4.53	4.74	5.03
ThO <sub>2</sub>	0.92	-	-	0.48	0.64	0.54	0.47
SrO	4.95	1.66	1.71	1.85	-	-	-
CaO	0.97	0.29	0.21	0.55	0.70	0.84	0.33
FeO	0.79	-	-	1.05	0.55	1.25	-
BaO	-	-	-	-	0.45	0.61	-
PbO	-	-	-	-	-	1.35	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.02	29.18	27.82	26.69	28.51	28.17	28.64
SO <sub>3</sub>	-	-	-	0.58	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	27.45	28.86	28.05	27.02	27.45	27.09	27.56
Сумма	87.25	91.31	88.55	86.76	88.26	89.34	89.35

Примечание: 1-9 – флоренсит из аллювиальных отложений (1-4 – р. М. Авзян; 5, 6 – р. Б. Аввяр; 7 – р. Миселя).

## Приложение 6.5

Химический состав ксенотима (мас. %)

Оксиды	1(2)	2(2)	3	4(2)	5	6	7(2)
	19254	19257	19257	19259	19259	19265	19265
SiO <sub>2</sub>	1.66	1.70	1.85	1.61	1.62	2.10	1.87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	36.19	37.72	37.75	37.19	37.58	37.80	37.86
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36.24	41.82	42.65	40.75	41.73	44.32	43.92
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	0.25	-	-	-
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.09	2.02	1.65	3.25	3.13	1.33	0.93
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.40	0.34	-	0.99	1.01	-	0.42
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.59	6.21	6.39	6.80	6.56	4.91	4.21
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.78	1.64	1.78	1.41	1.61	1.25	1.58
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.65	4.46	4.18	3.60	3.38	3.99	3.94
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.69	3.63	3.45	3.59	3.01	4.28	4.12
Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.72	-	-	-	-	-	-
UO <sub>3</sub>	0.34	-	-	-	-	-	0.66
Сумма	100.35	99.94	99.70	99.44	99.63	99.98	99.51

*Примечание:* 1-8 – ксенотим из аллювиальных отложений ( 1 – р. Тыгын; 2, 3 – р. Б. Авняр; 4, 5 – руч. Авалякский; 6, 7 – р. Миселя.

## Приложение 6.6

Химический состав (в мас. %) метатерригенных пород с акцессорным монацитом и содержания в них малых и редкоземельных элементов (г/т)

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	61.95	64.00	63.00	70.00	
TiO <sub>2</sub>	1.15	2.81	0.88	0.76	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.40	13.00	14.54	12.10	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11.20	11.50	11.40	8.20	
MnO	0.02	0.02	0.01	0.02	
MgO	2.80	2.60	2.60	1.80	
CaO	0.28	0.28	1.56	0.28	
Na <sub>2</sub> O	0.30	0.54	1.54	0.30	
K <sub>2</sub> O	4.33	3.75	3.09	3.33	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.04	0.23	0.03	
П.п.п.	2.99	1.90	0.80	2.54	
Сумма	99.40	100.42	99.64	99.34	

**Продолжение приложения 6.6**

Окислы	1	2	3	4	5
Li	51.7	6.8	12.4	10.5	-
Be	1.0	0.9	1.8	1.2	-
Sc	8.3	17.5	18.1	22.0	-
V	43.1	117.5	173.4	161.2	-
Cr	33.1	68.1	112.3	92.8	-
Ni	80.4	116.2	63.6	161.1	-
Co	14.8	19.9	27.9	28.1	-
Cu	158.9	3.5	10.6	5.7	-
Zn	69.5	24.3	14.9	44.6	-
Ga	19.0	21.6	19.7	26.9	-
Ge	4.4	2.0	2.0	2.3	-
Rb	101.6	84.2	43.3	94.5	-
Sr	27.0	23.1	9.9	15.3	-
Y	11.5	7.4	21.9	14.3	-
Zr	67.2	97.1	139.1	141.5	-
Nb	6.3	6.9	16.2	13.0	-
Mo	0.4	0.5	0.3	0.6	-
Ag	0.7	0.6	0.4	1.5	-
Cd	0.1	0.01	0.01	0.04	-
Cs	2.4	1.3	1.2	1.5	-
Ba	294.6	212.4	204.0	228.6	-
La	30.1	25.6	34.6	7.6	37.5
Ce	58.9	52.9	60.6	15.4	74.8
Pr	7.7	7.0	10.1	2.1	8.6
Nd	26.1	24.1	42.1	7.8	32.2
Sm	4.7	4.4	8.3	2.0	6.2
Eu	0.9	0.8	1.9	0.6	1.3

**Продолжение приложения 6.6**

Компоненты	1	2	3	4	5
Gd	4.0	2.6	6.1	2.5	5.21
Tb	0.6	0.3	0.8	0.4	0.79
Dy	2.8	1.4	4.9	2.3	4.88
Ho	0.6	0.4	1.0	0.6	0.96
Er	1.6	1.0	2.9	1.7	2.78
Tm	0.2	0.2	0.4	0.3	0.41
Yb	1.6	1.2	2.8	2.0	2.73
Hf	1.7	2.2	5.4	3.2	-
Ta	0.6	0.6	1.3	0.9	-
W	0.2	0.01	1.2	0.03	-
Tl	0.6	0.4	0.5	0.5	-
Pb	33.3	1.7	1.7	1.6	-
Th	7.8	4.8	10.6	1.7	-
U	0.1	0.1	2.9	0.7	-
Сумма РЗЭ	139.8	121.8	176.7	45.2	178.36
La(Yb)	19.2	20.6	12.5	3.65	13.7

*Примечание:* 1-3 – филлитизированные глинистые сланцы; 4 – алевролит глинистый филлитизированный; 5 – глины Русской платформы (Мигдисов и др.; 1994).