

А. А. Кременецкий

Метаморфизм основных пород докембрия

Издательство «Наука»

1 р. 20 к.

АКАДЕМИЯ НАУК
СССР

МИНИСТЕРСТВО
ГЕОЛОГИИ СССР

ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ
И КРИСТАЛЛОХИМИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

А. А. Кременецкий

Метаморфизм
основных пород
докембрия
и генезис
амфиболитов



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1979

Метаморфизм основных пород докембрия и генезис амфиболитов. К р е м е н е ц к и й А.А. М.: Наука, 1979, 112 с.

На примере северо-запада Кольского полуострова рассматривается последовательность и условия метаморфического преобразования докембрийских вулканогенных, вулканогенно-осадочных и интрузивных пород основного и ультраосновного состава и связь с ними сульфидного медно-никелевого оруденения. Анализируется характер изменения состава пород и минералов в зависимости от P - T условий метаморфизма и приводится оценка этих условий. Обсуждается природа высоких давлений и величин геотермических градиентов при региональном метаморфизме раннедокембрийских комплексов с позиции гипотезы расширяющейся Земли.

Подробно охарактеризованы геолого-петрографические и минералогическо-геохимические признаки, присущие амфиболитам разного генезиса. Выявлена первичная природа докембрийских пара- и ортоамфиболитов и предложен ряд новых критериев для их разграничения.

Табл. 14. Ил. 18. Библ. 104 назв.

Ответственный редактор

Н.А. СОЛОДОВ

Александр Александрович К р е м е н е ц к и й

МЕТАМОРФИЗМ ОСНОВНЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ И ГЕНЕЗИС АМФИБОЛИТОВ

*Утверждено к печати Институтом минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов*

Редактор *Н.В. Знаменская*. Художник *И.В. Таланова*

Художественный редактор *С.А. Литвак*. Технический редактор *Л.В. Русская*

ИБ № 16573

Подписано к печати 17.05.79. Т — 08749. Формат 60×90 1/16. Бумага офсетная № 1
Усл.печ.л. 7,0+0,8 вкл. Уч.-изд.л. 8,0. Тираж 900 экз. Тип. зак. 211. Цена 1р. 20к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

Введение

Изучение породо- и рудообразования в докембрии представляет одну из ведущих проблем современной геологии, поскольку докембрийские комплексы континентов охватывают преобладающий по времени начальный отрезок истории Земли и содержат многие рудные и неметаллические полезные ископаемые. Однако решение этой проблемы связано со значительными трудностями, так как на пути познания докембрийской истории развития Земли, включая условия осадконакопления и характер магматизма, неизбежно стоят процессы метаморфизма, значительно затушевывающие первичные признаки исходных пород. Особая сложность проблемы заключается в том, что усиление степени метаморфизма в итоге приводит к почти полному стиранию различий в минеральном и химическом составе исходных пород различного генезиса, и так называемые пара- и ортопороды становятся практически неразличимыми. Именно поэтому геологические исследования, проводимые как в пределах докембрийских кристаллических щитов, так и в районах развития более молодых образований, в первую очередь, сталкиваются с вопросами установления первичной природы метаморфических толщ. При этом одним из сложных вопросов является происхождение амфиболитов, с которым тесно переплетается проблема генезиса гнейсов, гранулитов, эклогитов и т.д. Кроме того, амфиболиты нередко служат вмещающими породами медно-никелевых, вольфрамовых, золото- и железорудных месторождений, а также наиболее крупных и богатых тел редкометальных пегматитов и связанных с ними цезийбиотитовых и холмквиститовых метасоматитов. В связи с этим изучение амфиболитов не может исчерпываться только реставрацией их исходного состава, а должно включать выяснение принадлежности данной группы пород к определенной минеральной фации соответствующей системы, а также установление термодинамических и химических условий их образования. Решение этой проблемы тем более важно, что амфиболиты, слагая огромные площади (более 20%) древних кристаллических щитов, участвуют в строении разновозрастных складчатых комплексов, структурно-стратиграфическое положение которых в ряде случаев до сих пор остается дискуссионным.

Так, одним из наиболее спорных вопросов геологии докембрия северо-восточной части Балтийского щита является проблема стратиграфического положения пространственно разобщенных метаморфических

комплексов преимущественно основного состава, известных под названием "тундровой" серии.

В северо-западной части Кольского полуострова в состав этой серии включаются метаморфические породы южного и юго-западного обрамления Печенгской структуры, относительно структурно-стратиграфического положения которых и условий их формирования среди геологов до сих пор нет единого мнения. Однако непосредственная близость этого района к Печенгским и Алларечевским медно-никелевым месторождениям, а также наличие отдельных никеленосных интрузий и в самом районе (участок Рушнейоки), придает решение вышеуказанных проблем не только теоретический интерес, но и определенным образом влияет на направление геологических работ.

Особое значение данный район приобретает в связи с необходимостью корреляции геологических разрезов юго-западного обрамления Печенгской структуры с соответствующими частками своего разреза Кольского полуострова, составленного в настоящее время по материалам бурения сверхглубокой скважины СГ-3.

С целью выяснения геологического строения, генезиса и условий метаморфизма толщ основных метаморфических пород юго-западного обрамления Печенгской структуры и развитых среди них основных и ультраосновных интрузивных комплексов, автором были проведены детальные полевые, петрографические, минералого-геохимические и геохронологические исследования, результаты которых и лежат в основу настоящей работы.

Автор считает своим приятным долгом отметить, что полевые исследования он частично вел совместно с В.Ю.Скрябиным. При камеральных исследованиях существенную помощь оказали Г.И. Кремневецкая и Н.А. Ушка. Полезными были обсуждения различных теоретических вопросов с членом-корреспондентом АН СССР Л.И. Овчинниковым, докторами геол.-мин. наук А.А. Маракучевым, Ч.Д. Норчуком, Д.П. Сердюченко, кандидатами геол.-мин. наук Э.И. Диниевским, А.А. Предовским, Ф.Г. Рейфом, а ценными советами и критическими замечаниями кандидата геол.-мин. наук Е.И. Граменицкого автор пользовался постоянно. Больше количество аналитических данных получено в лабораториях ИМГРЭ и ВГГЭ, руководимых В.В. Дяховичем, А.П. Чижик-Ордынской, И.С. Гезиной, Е.А. Фабриковой, В.И. Гульбой, Б.А. Гринберг и А.А. Гусельниковым. Ряд сложных химических анализов выполнен В.И. Архангельской, В.Г. Катаевым, М.Г. Петерсен, В.М. Швец; расшифровка состава лавтановидов проведены В.А. Балашовым и А.А. Мануховой, радиологические определения — С.И. Вороневским. Всем этим товарищам автор выражает свою искреннюю благодарность.

Принятые сокращения

<i>Аб</i>	— альбит	<i>О-Ни</i>	— ортопироксен
<i>Акт</i>	— актинозит	<i>Пк</i>	— пироксен
<i>Алм</i>	— алмаз	<i>Пир</i>	— пиррол
<i>Амф</i>	— амфибол	<i>Пр</i>	— пирротин
<i>Ан</i>	— анортит	<i>Пла</i>	— плагиоклаз
<i>Апк</i>	— апатит	<i>Пл</i>	— пентландит
<i>Андр</i>	— андрадит	<i>Роб</i>	— роговая обманка
<i>Ап</i>	— апатит	<i>Рут</i>	— рутил
<i>Би</i>	— биотит	<i>Сидрф</i>	— сидерофильит
<i>Гкф</i>	— глаукофан	<i>Скп</i>	— скаполит
<i>Гр</i>	— гранат	<i>Сп</i>	— серпентин
<i>Грос</i>	— гроссуляр	<i>Спес</i>	— спессартин
<i>Гс</i>	— гастигсит	<i>Сф</i>	— сфен
<i>Жд</i>	— жалеит	<i>Трм</i>	— тремолит
<i>Ист</i>	— истонит	<i>Флог</i>	— флогопит
<i>Ил</i>	— ильменит	<i>Хлп</i>	— халькопирит
<i>Ил-Мт</i>	— ильменомagnetит	<i>Хл</i>	— хлорит
<i>Кал</i>	— кальцит	<i>Хр</i>	— хромит
<i>Кв</i>	— кварц	<i>Цз</i>	— цоизит
<i>Кл-Пи</i>	— клинопироксен	<i>Черм</i>	— чермакит
<i>Кцз</i>	— клиноцоизит	<i>Шп</i>	— шпинель
<i>Мкр</i>	— микроклин	<i>Эг</i>	— эгирин
<i>Мус</i>	— мусковит	<i>Эд</i>	— эденит
<i>Мт</i>	— магнетит	<i>Эп</i>	— эпидот
<i>Ол</i>	— оливин		

Цифры при индексе плагиоклаза означают содержание анортитового компонента. Цифры при индексах всех остальных минералов означают коэффициент железистости — f .

d_v — объемный вес породы;

d — удельный вес минералов;

k — удельная магнитная восприимчивость;

f — коэффициент железистости $\frac{FeO \cdot 100\%}{FeO + MgO}$;

F — общая железистость $\frac{Fe \cdot 100\%}{Fe + Mg}$;

$f_{\text{эп}}$ – коэффициент железистости минералов группы эпидота $\frac{(\text{Fe}^{3+} + \text{Mn}) \cdot 100\%}{\text{Fe}^{3+} + \text{Mn} + \text{Al}}$

$F_{\text{эп}}$ – общая железистость минералов группы эпидота

$$\frac{(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) \cdot 100\%}{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Al}}$$

f° – коэффициент окисления железа $\frac{\text{Fe}^{3+} \cdot 100\%}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}}$

Геологическое строение, метаморфизм и магматизм юго-западного обрамления Печенгской структуры

Метаморфические породы юго-западного обрамления Печенгской структуры слагают почти 40-километровую полосу, протягивающуюся от южной окраины гранитного массива Поромараш и оз. Руссель-яур до государственной границы СССР с Норвегией. Здесь полоса имеет максимальную ширину (до 20 км) и, изменив свое простирание от северо-западного до субширотного, продолжается далее на территорию Норвегии. В составе полосы выделяются две свиты: каскамская и тальинская, которые с севера контактируют с породами печенгской серии, а с юга — кольско-беломорской серии.

Геолого-петрографическая характеристика вулканогенно-суперкрустальных комплексов

Каскамская свита

Породы каскамской свиты простираются в субширотном направлении и смяты в кулисообразно расположенные брахисинклинальные складки второго порядка, образующие синклинорную зону, сопряженную с Нотозерским антиклинорием (рис. 1, см. вкл.). Брахисинклинали имеют симметричное строение с падением крыльев от 30 до 50–60° и вытянуты в северо-восточном направлении. В пределах исследуемого района ядра синклинальных структур расположены в районе тундр Калкупя, Кораблекк, Куроайви и юго-западнее горы Шуорт. Северо-восточная ориентировка линейности, согласная с простиранием складок, а также мелкая диагональная трещиноватость сколового характера и поперечные трещины отрыва (рис. 2) указывают на формирование складчатости в условиях тангенциального сжатия в юго-восток-северо-западном направлении.

Породы каскамской свиты подразделяются автором [33, 34] на три толщи: нижняя — эффузивно-осадочная (ks_1), средняя — терригенно-осадочная (ks_2) и верхняя — существенно эффузивная (ks_3).

Наиболее полный разрез нижней толщи (ks_1) в пределах описываемого района наблюдается на горе Каскама, откуда они прослеживаются на юго-восток к горам Шуорт и Пайддеведд, а на северо-запад — к горе Калкупя (см. рис. 1). Мощность нижней толщи более

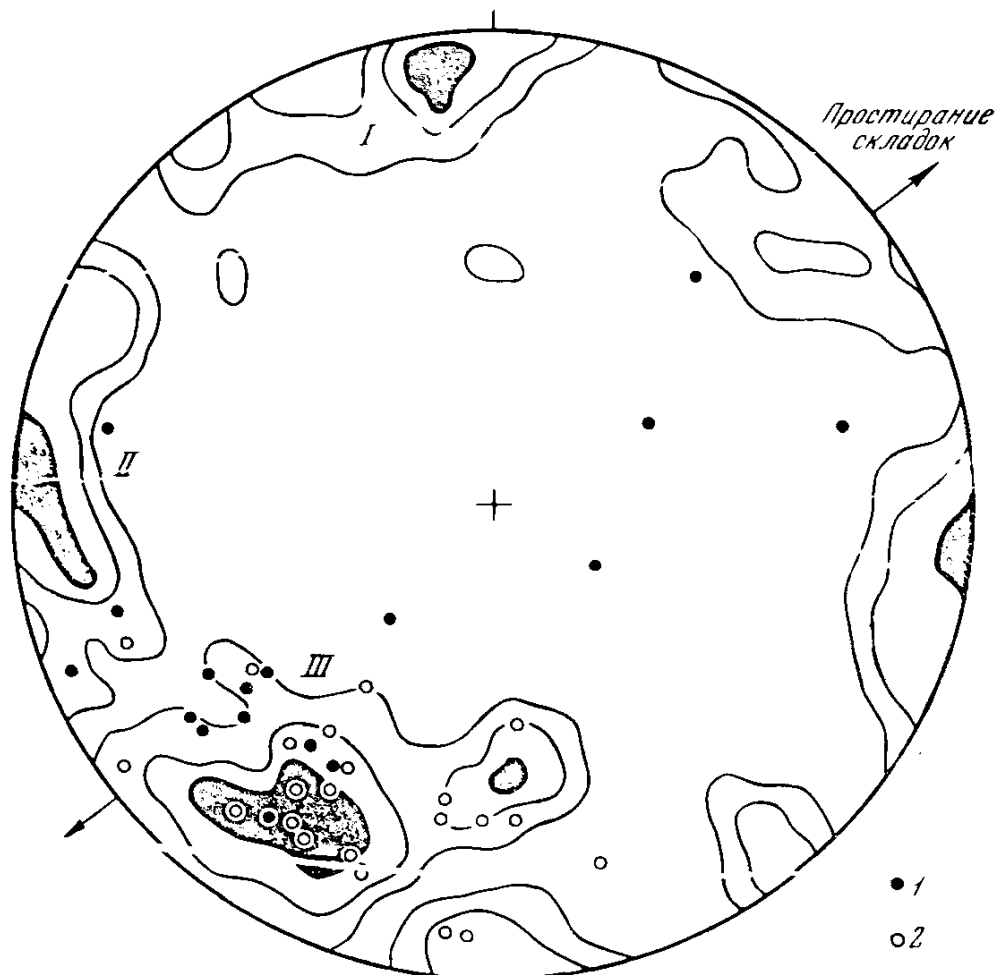


Рис. 2. Сферограмма трещиноватости метаморфических пород каскадской свиты (119 замеров; равноплощадная проекция на верхнюю полу-сферу; изолинии 1-3-5%).

I, II – диагональные трещины скола, III – поперечные трещины отрыва; 1 – линейность, 2 – раннескладчатые дайки диабаз-амфиболитов.

3 000 м. В ее составе выделяются основные метавулканыты, разнообразные амфиболиты и амфиболовые сланцы, включая продукты их метасоматического изменения, а также переслаивающиеся с ними и в различной степени мигматизированные плагиогнейсы.

Реликтовые участки основных метавулканытов сохраняются в центральных частях будин, а также в виде небольших участков массивного сложения среди сланцеватых амфиболитов или остроугольных глыб среди мигматитов. Структура метавулканытов бластоофитовая и бластодолеритовая. Реликтовые минералы – плагиоклаз и пироксен. Плагиоклаз основной массы представлен андезин-лабродором (№ 50–65); порфиновые вкрапленники – № 65–75. Иногда в них сохраняется сингенетическая прямая зональность, на которую накладывается более поздняя метаморфическая с раскислением внешних кайм до 40–30% A_n . Клинопироксен представлен бесцветным клиногиперстеном: $+2V = 52^\circ$, $cNg = 32 - 42^\circ$, $Ng - Np = 0,025$, имеющим следующий состав (проба

Таблица 1

Химический состав (вес. %) и некоторые константы породообразующих минералов из пород юго-западного обрамления Печенгской структуры

Компонент	Пироксены			Минералы группы эпидота			Хлорит
	К-58	К-77	735 А	К-19	К-61	К-63	К-61
SiO ₂	49,33	52,05	51,33	38,35	40,25	38,50	26,56
TiO ₂	0,24	0,09	0,09	-	сл.	0,10	0,09
Al ₂ O ₃	1,45	1,17	2,86	25,58	34,17	28,64	23,40
Fe ₂ O ₃	5,52	2,76	2,30	8,88	2,20	6,25	2,67
FeO	23,47	6,53	5,34	-	-	1,18	11,62
MnO	0,09	0,23	0,15	0,17	0,05	0,11	0,13
MgO	17,30	13,00	11,25	0,27	0,20	0,32	23,32
CaO	2,54	23,41	24,33	23,25	22,16	22,30	0,80
Na ₂ O	0,12	0,78	0,65	0,12	0,15	0,29	0,08
K ₂ O	0,08	0,09	0,10	-	Не обн.	0,21	0,23
H ₂ O ⁺	Не обн. }	0,49	0,53	3,05	1,02	1,00	10,78
H ₂ O ⁻							0,40
F	0,05	0,14	0,44	-	-	0,17	-
П.п.п.	-	-	-	-	-	0,51	-
F _≈ O	0,02	0,06	0,18	-	-	0,07	-
Сумма	100,17	100,68	99,19	99,67	100,20	99,51	100,08
2V,°	52	63	62	94	80	76-94	-
cNg,°	34	48	40	-	-	-	-
cNp,°	-	-	-	-8	-8	2,5-6	-
n _g	-	-	-	1,725	1,702- 1,714	1,725	1,597
n _m	-	-	-	1,718	1,696	1,720	-
F	48,2	29,1	27,9	18,0	3,9	12,1	25,4
f	43,2	22,9	21,5	-	-	-	22,0
Са-компонент	11	95	100	-	-	-	-
Черм.	10,3	2,7	2,7	-	-	-	-
Жд.	-	2,3	8,6	-	-	-	-
Эл.	1,0	3,7	-	-	-	-	-

Таблица 1 (окончание)

Примечание. Каскамская свита, нижняя толща (ks_1): К-58 – метадолерит; К-48, Б-3056 – амфиболиты; К-56 – биотитизированный полосчатый амфиболит; Б-305а – гранат-амфиболовый плагиогнейс; К-57 – гранат-биотитовый плагиогнейс. Средняя толща (ks_2): К-77, К-30 – гранатовые амфиболиты; К-18А – анхимономинеральный амфиболит; К-71 – биотитсодержащий анхимономинеральный амфиболит; К-22 – микроклинизированный амфибол-гранат-биотитовый гнейс; 735А – кварц-олигоклаз-карбонат-диопсидовая порода. Верхняя толща (ks_3): К-19 – амфиболит; К-21 – полосчатый амфиболит. Тальинская свита: К-82, Б-2246 – биотит-мусковитовые сланцы; К-84 – биотит-амфиболовый порфиробластический сланец; К-80 – хлоритизированный биотитовый кристаллический сланец с порфиробластическими выделениями граната и роговой обманки; Б-215д – гранатсодержащий амфиболовый сланец; К-23 – турмалинсодержащий порфиробластический амфиболит. Доскладчатый комплекс: К-20 – амфиболитизированное габбро (габбро-амфиболит). Раннескладчатый комплекс: К-61 – метагаббро; К-27 – хлорит-цоизит-амфиболовая порода (по габбро); К-64 – цоизит-хлорит-актинолитовая порода (по оливиновому габбро-нориту); К-63 – гранат-эпидот-роговообманковая порфиробластическая порода; К-59 – амфиболит (по жильному диабазу). Позднескладчатый комплекс: 1301 – метаоливиновый пироксенит; 1301/1 – актинолитизированный тремолитит; 1180/1 – флогопитовый актинолитит.

Анализы минералов выполнены в химической лаборатории ИМГРЭ В.Н. Архангельской, Т.А. Капитоновой, З.Т. Катаевой, Т.Н. Павловой, М.Р. Петерсон, Г.Е. Черепивской и Н.Г. Шумковой.

Анализы минералов Б-305а, Б-3056, Б-215, Б-215д, Б-2246 (аналитики В.Г. Загинайченко, Ю.Н. Новикова, Т.С. Романова) заимствованы из работ [2, 3].

К-58, табл. 1): $(K_{0,004}Na_{0,01}Ca_{0,11}Mg_{0,99}Mn_{0,003} \times Fe_{0,75}^{2+}$

$Fe_{0,16}^{3+})_{2,027}(Al_{0,07}Ti_{0,007}Si_{1,89})_{1,967}O_6F_{0,006}$.

В стыках зерен клинопироксена и андезин-лабрадора обычно развиты гранатовые каймы (рис. 3,1) с мельчайшими эмульсионно-графическими выделениями новообразованного магнетита-2. Толщина гранатовых кайм варьирует от 0,05 до 0,1 мм; нередко отмечаемый их прерывистый характер обусловлен частичным замещением граната поздним амфиболом: $-2V = 70-71^\circ$; $cNg = 16^\circ$; $n_g = 1,676$; $n_m = 1,673$;

$n_p = 1,658$, имеющим следующий состав (проба К-58; табл. 2):

$(Ca_{3,21}Na_{0,12}K_{0,02})_{3,35}(Mg_{3,19}Fe_{1,07}^{2+}Fe_{0,28}^{3+}Mn_{0,04})_{4,58}[(Si_{7,27}Ti_{0,03}Al_{0,26})_{7,56}O_{22}](F_{0,07}O_{0,96})_{1,03}$.

Реликты основных метавулканитов встречаются в нижней толще каскамской свиты эпизодически, однако благодаря постепенным переходам их в амфиболиты первичная природа последних устанавливается довольно отчетливо. Развиты амфиболиты в виде удлиненных в плане, невыдержанных по простиранию полос, переслаивающихся с плагиогнейсами. Мощность отдельных полос колеблется от 2–3 мм до 20–30 мм.

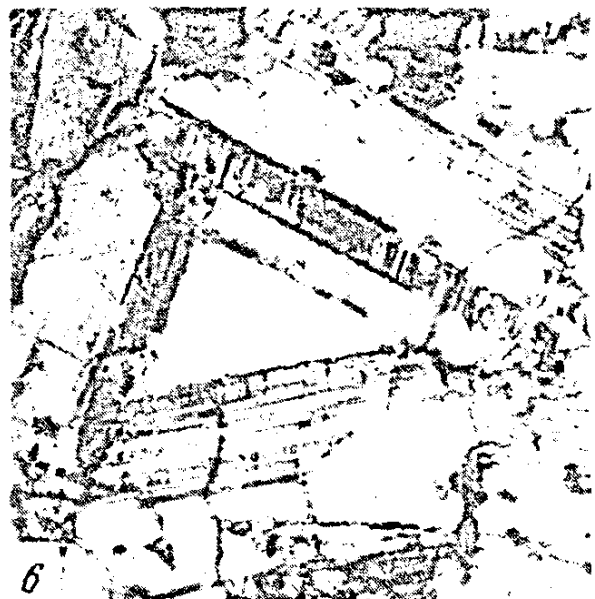
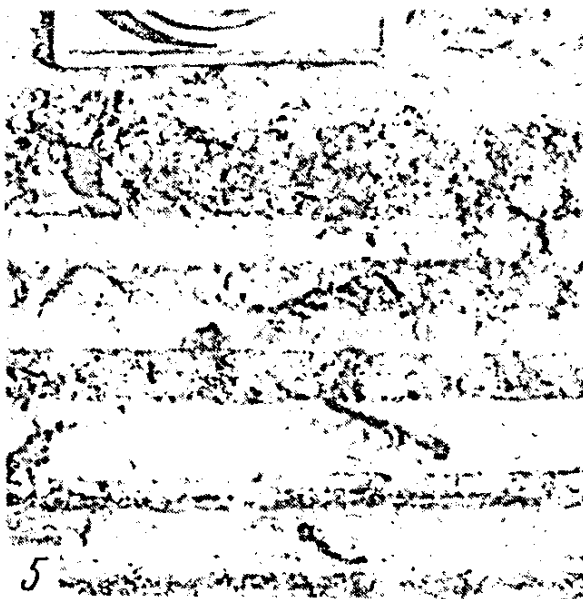
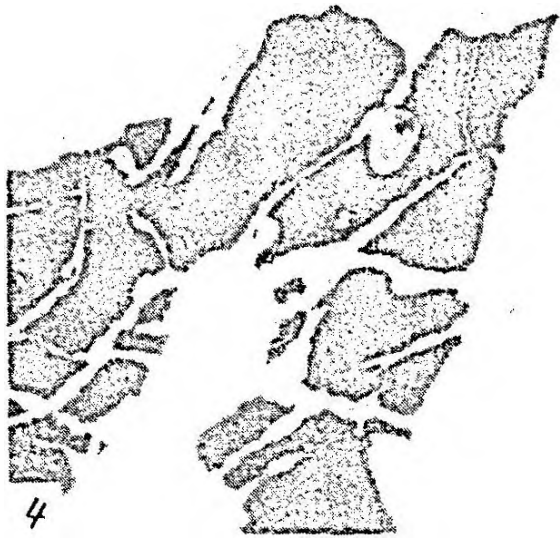
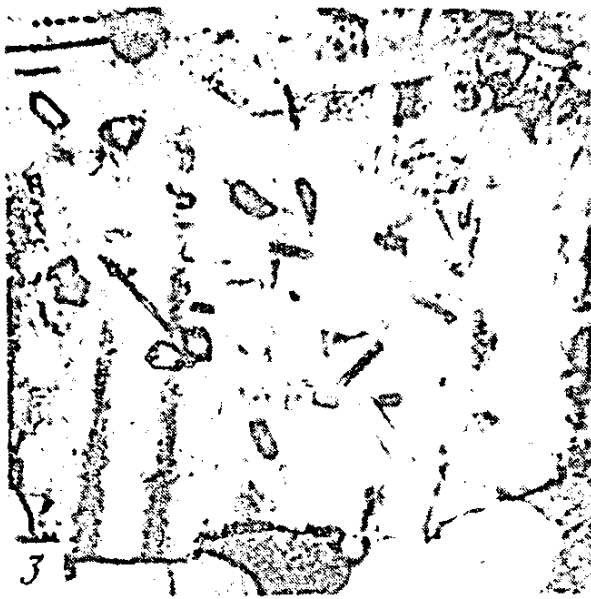
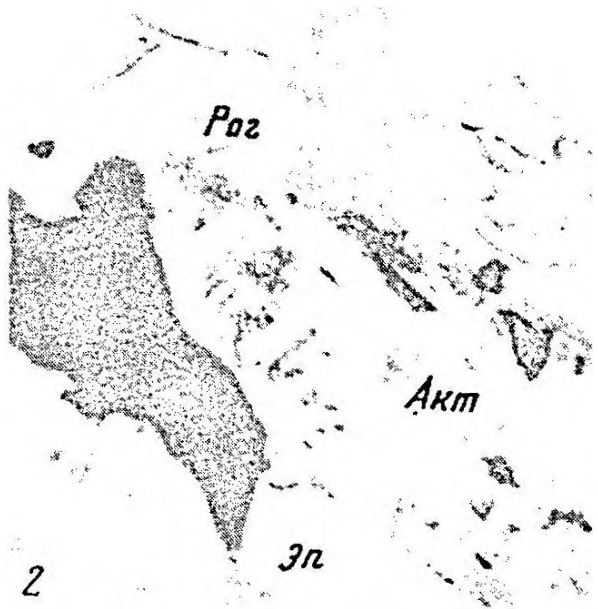
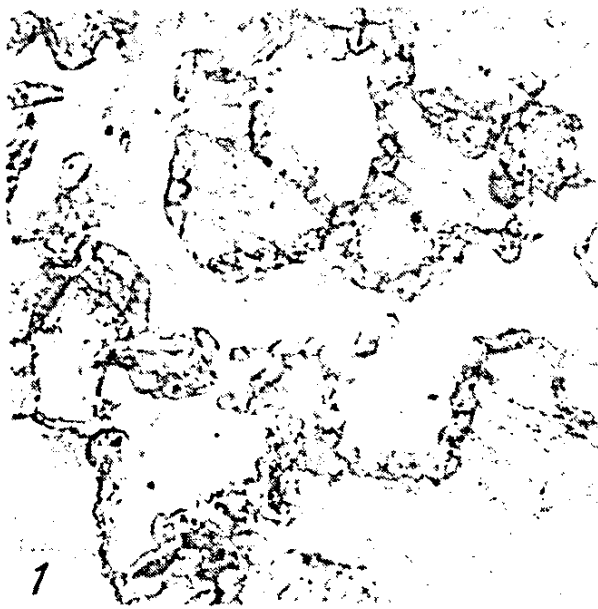


Рис. 3

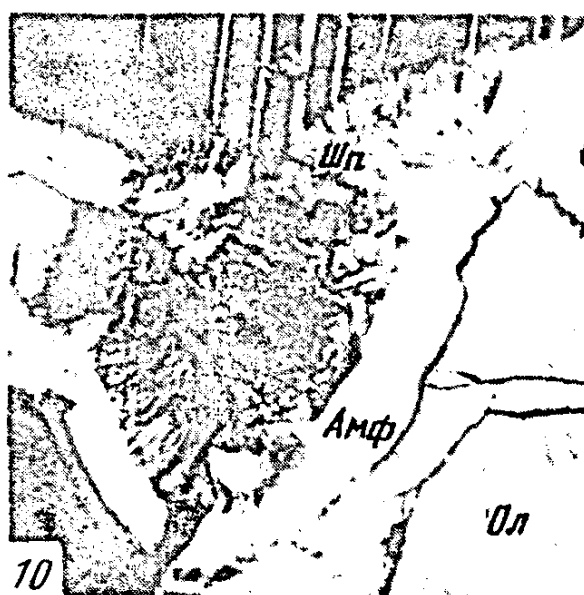
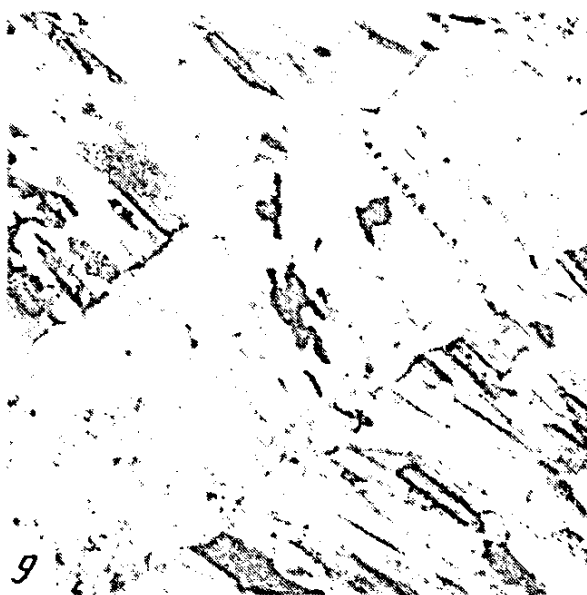
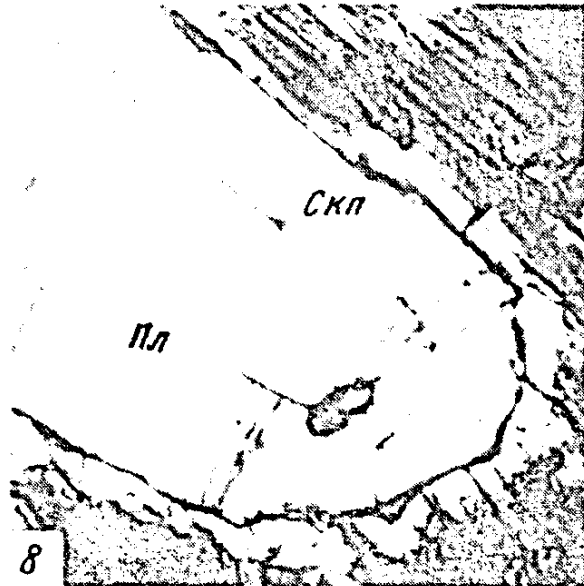
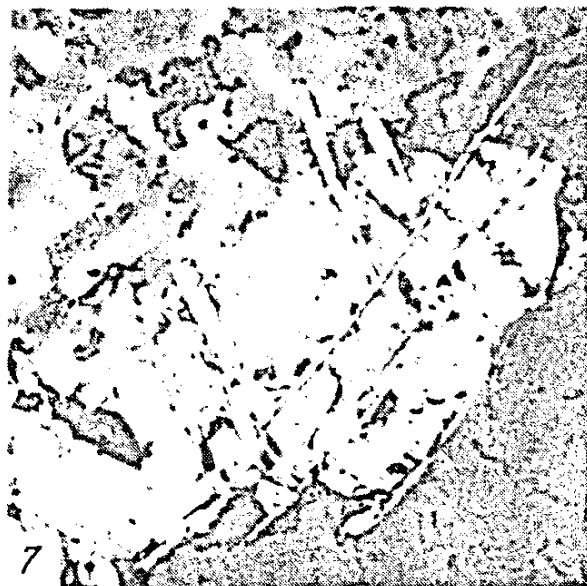


Рис. 3 (продолжение)

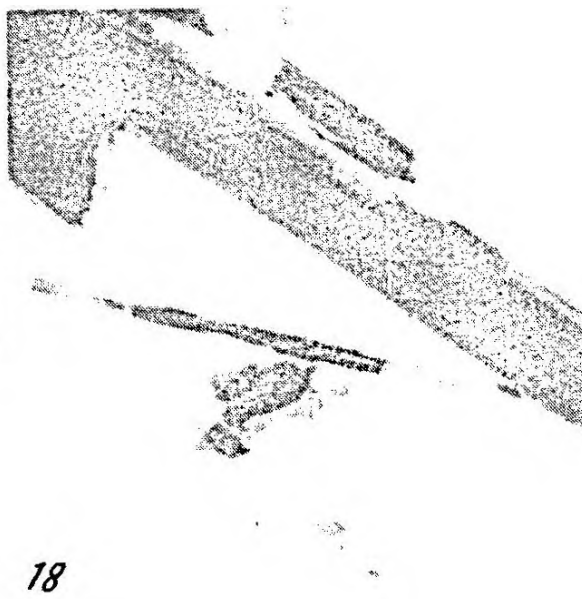
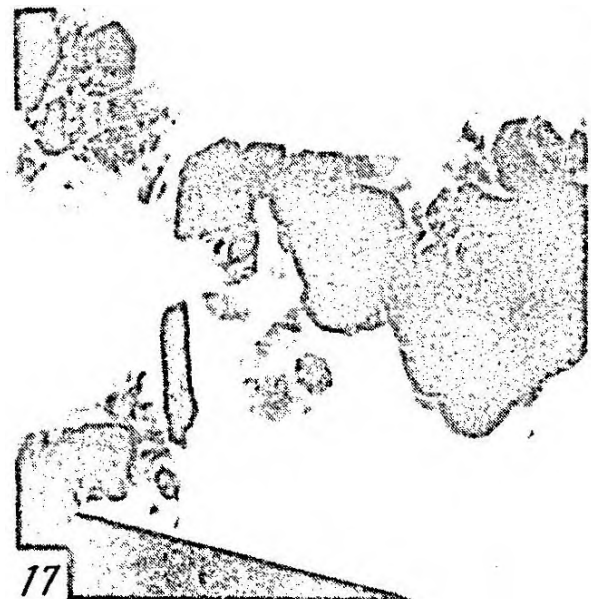
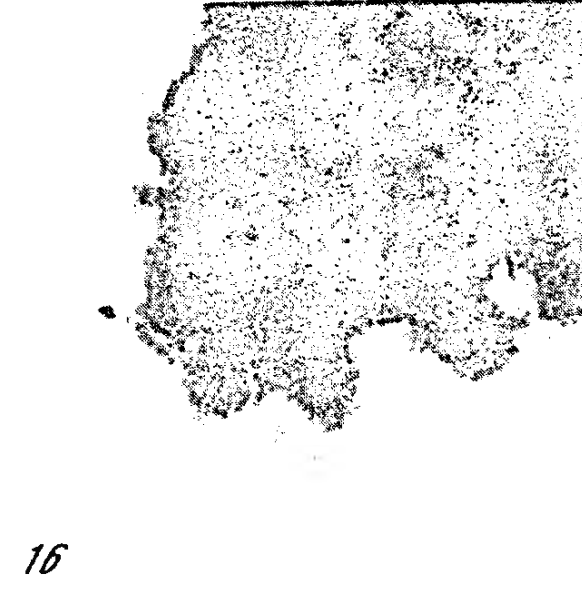
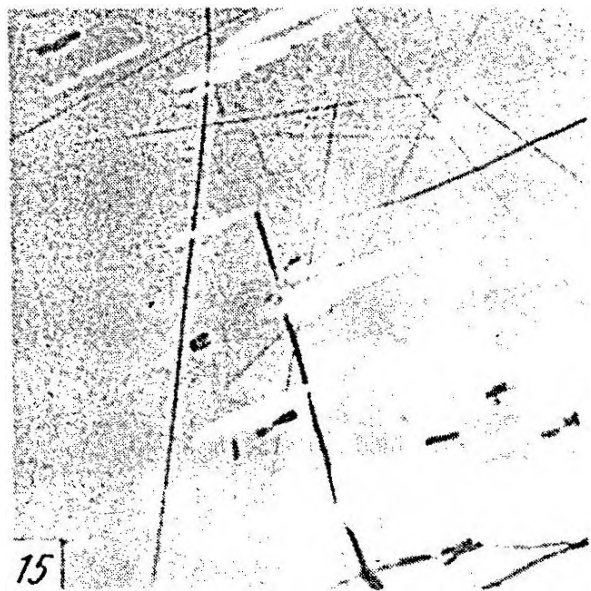
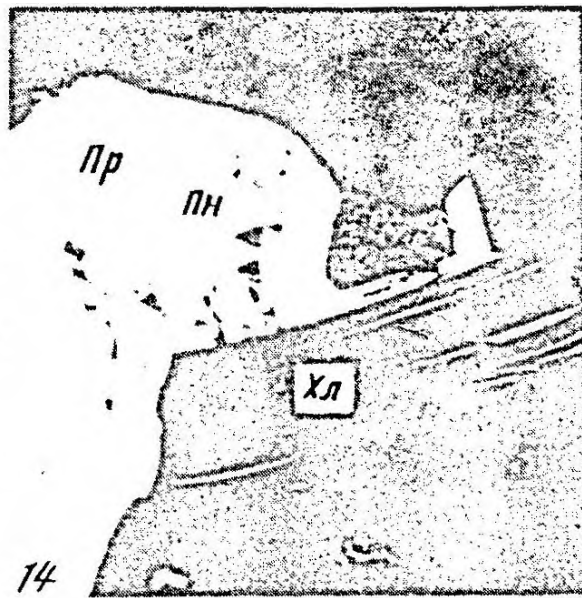
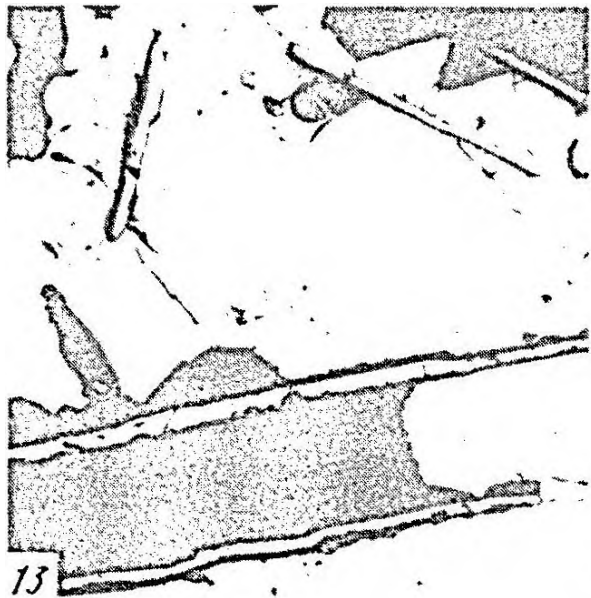


Рис. 3 (окончание)

Рис 3. Микроструктуры основных метаморфических пород юго-западного обрамления Печенгской структуры.

1 – гранатовые каймы между реликтовым плагиоклазом (светлое) и амфиболизированным клиношироксеном (серое), увел. 90, без анализатора; 2 – замещение актинолита сине-зеленой роговой обманкой, увел. 72, без анализатора; 3 – включения акцессорных минералов в реликтовом зерне лабрадора, увел. 90, с анализатором; 4 – замещение реликтовых зерен магматита биотитом, увел. 300, без анализатора; 5 – элементы параллельной слоистости в гранатовых параамфиболитах; 6 – первично-магматический кварц (светлое), заключенный между реликтивными зернами плагиоклаз, увел. 72, с анализатором; 7 – структура распада в ильменомagnetите, увел. 160, без анализатора; 8 – скаюлитовая кайма вокруг реликтовых зерен плагиоклаза, увел. 160, с анализатором; 9 – порфиробластовое выделение сине-зеленой роговой обманки в кварц-биотитовом сланце, увел. 24, без анализатора; 10 – (гранат) -шпинель-амфиболовая келифитовая кайма на границе плагиоклаза и оливина, увел. 160, с анализатором; 11 – отпрепарированная микрорешетчатая структура реликтового ильменита, увел. 300, без анализатора; 12 – обрастание зерен цоизита гранатом, увел. 72, без анализатора; 13 – обрастание реликтовой решетки ильменита пирротинном и халькопиритом, увел. 300, без анализатора; 14 – реликт пентландита в пирротине, замещенный магнетитом-2, выделение последнего связано с хлоритизацией оливина, увел. 145, без анализатора; 15 – структура распада твердого раствора пентландит-пирротин, увел. 390, без анализатора; 16 – ксеноморфные выделения гидрослюд в исходной красноцветной глине, увел. 34000; 17 – новообразованные идиоморфные кристаллы биотита, увел. 34000; 18 – новообразованные кристаллы амфибола, увел. 34000

контакты согласные с постепенными взаимопереходами. Повсеместно наблюдаются структуры будинажа пластов амфиболитов, формирование которых сопровождалось развальцеванием и осветлением периферических зон вплоть до полного превращения амфиболитов в гранат-биотит-роговобманковые плагиогнейсы. В основных метаморфических породах при этом наблюдается множество жилообразных и линзообразных новообразований кварц-олигоклазового состава. Наиболее распространены парагенезисы: $Рог + Пл \pm Цз$; $Рог+Пл \pm Цз+Гр$; $Рог+Пл \pm Би$; $Рог + Пл + Гр \pm Би$. Метасоматически измененные амфиболиты характеризуются следующими парагенетическими ассоциациями: $Рог+Би+Пл$; $Рог+Гр+Би+Пл$; $Гр+Би+Пл$. Жильный материал мигматизированных и гранитизированных амфиболитов представлен плагиогранитами:

$Рог+Пл$; $Рог+Би+Пл$. Во всех парагенезисах присутствует кварц. При амфиболитизации основных метавулканитов в краевых частях зерен актинолита наблюдается голубоватая кайма (рис. 3,2), постепенно захватывающая все зерно. В амфиболитах состав амфибола постепенно меняется: сначала появляются промежуточные голубовато-зеленые разновидности с преобладанием гастингситового минала (проба К-48, табл. 2) $(Ca_{1,90}Na_{0,42}K_{0,03})_{2,35}(Mg_{2,20}Fe_{1,52}^{2+}Fe_{0,31}^{3+}Mn_{0,03}Ti_{0,06}Al_{0,93})_{5,05}(Si_{6,27}Al_{1,73})_8O_{22}[(OH)_{1,03}F_{0,05}O_{0,046}]_{1,54}$; $cNg = 16^\circ$;

$n_g = 1,673$; $n_m = 1,671$; $n_p = 1,661$; $F = 45,42$. В дальнейшем голубовато-зеленые разновидности замещаются сине-зеленой роговой обманкой гастингсит-чермакитового состава (обр. Б-3056, табл. 2): $(Ca_{1,90}Na_{0,38}K_{0,03})_{2,31}(Mg_{1,83}Fe_{1,44}^{2+}Fe_{0,38}^{3+}Mn_{0,03}Ti_{0,11}Al_{1,10})_{4,89}[(Si_{6,31}Al_{1,69})_8O_{22}](OH)_{1,54}O_{0,23}]_{1,77}$; $-2V = 65-68^\circ$; $r > v$; $cNg = 13-18^\circ$; $n_g = 1,672-1,680$; $n_m = 1,670-1,675$; $n_p = 1,660-1,665$; $F =$

$= 45,84$. В слабо метасоматически измененных амфиболитах роговая обманка (проба К-56, табл. 2) имеет существенно чермакитовый состав: $(Ca_{1,72}Na_{0,42}K_{0,17})_{2,31}(Mg_{1,57}Fe_{1,45}^{2+}Fe_{0,73}^{3+}Mn_{0,03}Ti_{0,11}Al_{0,93})_{4,82}[(Si_{6,41}Al_{1,59})_8O_{22}](OH)_{1,95}F_{0,05}]_2 \times 0,07H_2O$. С дальнейшим

развитием метасоматического процесса содержание роговой обманки в 6-7 раз уменьшается относительно первоначального, сопровождаясь главным образом увеличением ее железистости. Так, в гранат-рогово-обманковых и гранат-биотитовых плагиогнейсах (пробы Б-305а и К-57, табл. 2) роговые обманки имеют следующие составы: $(Ca_{1,91}Na_{0,43}K_{0,06})_{2,40}(Mg_{1,26}Fe_{1,91}^{2+}Fe_{0,64}^{3+}Mn_{0,02}Ti_{0,06}Al_{1,06})_{4,95}[(Si_{5,97}Al_{2,03})_8O_{22}](OH)_{2,11}F_{0,04}] \times 0,7H_2O$; $(Ca_{1,78}Na_{0,44}K_{0,16})_{2,38}(Mg_{1,18}Fe_{1,88}^{2+}Fe_{0,74}^{3+}Mn_{0,01}Ti_{0,09}Al_{1,05})_{4,95}[(Si_{5,99}Al_{2,01})_8O_{22}](OH)_{1,63}F_{0,16}O_{0,10}]_{1,89}$.

Показатели преломления и железистость их при этом составляют $n_g = 1,689$, $n_m = 1,680$, $n_p = 1,666$, $F = 58,1$ в слабо метасомати-

Таблица 2

Химический состав (вес. %) и некоторые константы амфиболов из структуры*

Компонент	К-58	К-48	Б-3056	К-56	Б-305а
SiO ₂	50,56	42,78	43,29	43,15	39,81
TiO ₂	0,30	0,59	0,97	1,02	0,56
Al ₂ O ₃	1,51	15,41	16,24	14,44	17,49
Fe ₂ O ₃	2,59	2,83	3,42	6,57	5,66
FeO	8,94	12,40	11,85	11,67	15,22
MnO	0,36	0,25	0,21	0,28	0,14
MgO	14,88	10,07	8,44	7,11	5,63
CaO	20,82	12,08	12,18	10,80	11,91
Na ₂ O	0,45	1,47	1,33	1,48	1,43
K ₂ O	0,12	0,18	0,18	0,91	0,30
H ₂ O ⁻	-	-	0,05	0,49	0,05
H ₂ O ⁺	Не обн.	1,05	1,58	2,12	2,13
F	0,15	0,10	Не обн.	0,10	0,08
F ₂ =O	0,06	0,04	-	0,04	0,03
Сумма	100,62	99,17	99,74	100,10	100,43
-2V,°	70-71	-	-	68	-
cNg,°	16	14-16	-	13-18	-
n _g (±0,003)	1,676	1,673	1,672	1,689	1,692
n _p (±0,003)	1,658	1,661	-	1,666	-
F	30,48	45,84	50,14	58,49	67,08
f	25,96	41,33	44,42	48,51	60,48
f ^o	20,68	17,04	20,63	33,66	25,10
Акт	85	8	12	6	-
Черм	15	24	68	94	80
Гс	-	68	20	-	20
Гкф	-	-	-	-	-
9θ	-	-	-	-	-

*Наименования пород приведены в табл. 1.

метаморфических пород юго-западного обрамления Печенгской

К-57	К-18А	К-30	К-71	К-21	К-22
39,73	48,73	43,80	48,02	42,31	33,44
0,79	0,70	1,33	0,62	0,68	0,98
17,24	7,57	12,12	7,91	14,18	13,41
6,49	4,24	2,79	2,47	4,63	10,61
14,91	7,93	13,76	8,71	12,65	19,33
0,10	0,20	сн	0,26	0,28	0,31
5,28	12,03	10,48	13,30	10,57	2,13
11,06	15,82	11,74	12,14	11,45	10,71
1,50	1,01	1,42	1,24	1,66	0,66
0,83	0,54	1,24	0,52	0,44	3,08
0,33	-	-	0,35	-	-
1,62	0,76	1,76	2,21	1,10	1,69
0,33	0,42	0,15	0,15	0,30	0,37
0,14	0,18	0,06	0,06	0,13	0,02
100,07	99,77	100,53	99,84	99,82	99,49
74-75	86	88	84-83	81	80
11-13	13	19	17	14-15	16
1,696	1,680	1,677	1,680	1,675	1,672
1,677	1,662	1,660	1,666	1,660	1,657
68,90	35,70	46,53	29,07	47,12	40,27
61,45	27,47	42,40	24,72	40,11	31,14
28,17	32,52	15,43	20,34	25,23	13,14
-	44	21	50	7	11
88	19	20	18	18	10
12	37	52	32	75	10
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-

Таблица 2 (окончание)

Компонент	К-20	К-64	К-63	К-27	К-59
SiO ₂	44,13	51,11	50,70	45,00	44,56
TiO ₂	0,36	0,18	0,42	0,20	0,90
Al ₂ O ₃	15,85	3,52	3,75	15,60	12,00
Fe ₂ O ₃	4,62	1,65	2,57	2,98	3,69
FeO	9,13	5,48	11,76	9,56	13,09
MnO	0,32	0,30	0,20	0,13	0,22
MgO	11,29	20,00	13,94	11,66	10,43
CaO	11,11	13,63	14,80	12,15	11,92
Na ₂ O	1,56	0,35	0,34	0,89	0,98
K ₂ O	0,53	0,09	0,06	1,06	1,46
H ₂ O-	-	-	-	-	-
H ₂ O+	1,04	2,19	1,38	1,29	1,29
F	0,06	-	0,08	0,02	0,14
F ₂ =O	0,02	-	0,03	-	0,06
Сумма	99,98	98,40	99,97	100,54	100,62
-2V,°	87	86	80	88	87
cNg,°	16	15-17	14	19	17
n _g (±0,003)	1,670	1,643	1,658- 1,665	1,665	1,666
n _p (±0,003)	1,654	1,627	1,638- 1,642	1,650	1,655
F	40,34	16,95	36,48	37,29	47,20
f	31,94	13,96	32,48	31,78	41,71
f°	31,33	21,34	16,45	21,92	20,25
Акт	9	70	67	16	20
Черж	48	-	-	42	18
Гс	43	30	33	42	62
Гкφ	-	-	-	-	-
Эд	-	-	-	-	-

1301	1301/1	1180/1	K-23	K-80	K-84	Б-215Д
50,72	44,20	47,20	42,14	40,50	42,31	41,41
0,12	0,70	0,68	0,41	1,53	1,61	0,99
1,44	10,66	7,00	14,90	19,01	15,69	16,11
4,15	2,35	4,35	8,08	4,78	4,76	6,40
12,79	7,65	9,12	13,92	14,62	15,30	14,57
0,24	0,14	0,20	0,32	0,36	0,36	0,22
23,93	17,34	15,50	6,85	5,16	6,17	4,81
3,36	11,93	11,82	10,12	9,80	10,15	9,97
0,87	2,56	2,11	1,40	1,99	0,84	1,87
0,47	0,85	0,53	1,39	0,49	0,52	0,82
-	-	-	-	0,35	-	0,62
1,88	1,86	1,71	1,13	1,48	1,71	2,21
0,23	0,24	0,27	0,16	0,10	0,57	-
0,10	0,10	0,11	0,07	0,04	0,24	-
100,10	100,38	100,38	100,75	100,07	99,75	100,00
82	82	84-85	68	74	87-88	-
10	16-22	21-24	17	14	15	-
1,648	1,655	1,659	1,680	1,689	1,682	1,680- 1,687
1,633	1,639	1,648	1,669	1,673	1,671	-
28,21	24,25	32,38	62,44	67,95	64,45	70,55
23,39	20,12	25,21	53,82	62,22	58,74	63,28
22,63	21,67	30,06	34,34	22,74	21,89	28,37
47	10	17	6	-	14	-
-	-	-	73	97	84	85
-	50	54	21	3	-	-
53	-	-	-	-	2	15
-	40	29	-	-	-	-

чески измененных амфиболитах и $n_g = 1,695 - 1,697$, $n_m = 1,685 - 1,688$, $n_p = 1,667 - 1,669$, $F = 66,9 - 68,8$ в гранат-роговообманковых и гранат-биотитовых плагиогнейсах.

Плагиоклаз представлен двумя генерациями: 1 — метаморфогенный № 35—45 и 2 — № 10—30, образованный в процессе метасоматического изменения амфиболитов. В отдельных зернах плагиоклаза-1 сохраняется пойкилобластовая структура и мельчайшие включения первично магматических минералов (рис. 3,3). В процессе метасоматического изменения амфиболитов плагиоклаз-1 исчезает; количество плагиоклаза-2, наоборот, последовательно увеличивается, достигая 25—35% в слабо метасоматически измененных разностях и 55—65% в гранат-биотитовых плагиогнейсах. При этом происходит также кристаллизация кварца, количество которого сначала достигает уровня содержания плагиоклаза-2 (ситовидное замещение плагиоклаза и роговой обманки), а в конечных продуктах и значительно превосходит его. Это, а также наличие тонких кварцевых прожилков, секущих основную ткань породы, указывает на то, что окварцевание было более поздним по отношению к плагиошпатизации.

Клиноцоизит развивается за счет плагиоклаза-1 нередко с образованием полных псевдоморфоз: $\angle Nr = 10-12^\circ$, $n_g = 1,715 - 1,720$, $n_m = 1,710 - 1,715$, $F = 5-10$. В процессе метасоматического изменения амфиболитов клиноцоизит замещается эпидотом ($F = 15-20$, $n_g = 1,740 - 1,750$).

Гранат присутствует в переменных количествах. Слагаемые им в метавулканитах венцовые структуры при переходе в амфиболиты постепенно сменяются субизометричными, порфиробластическими выделениями. Количество его при этом резко увеличивается, достигая в отдельных разностях 5—8%. В амфиболитах гранат характеризуется пироп-альмандиновым составом ($n = 1,795$, $F = 20$); в метасоматически измененных разностях (проба К-56, табл.3) гранат приобретает существенно альмандиновый состав ($Fe_{1,8}^{2+} Mg_{0,2} Mn_{0,12} Ca_{0,52} O_{12} \times 2,02 \times 4,20 SiO_2$; $n = 1,304$; $F = 89,6$). С дальнейшим развитием метасоматического процесса содержание граната несколько падает (до 9,8—0,3%), вследствие интенсивной коррозии его со стороны новообразованного плагиоклаза и кварца. Кристаллохимические формулы гранатов из парагенезисов $Pr + Pl - 2 + Ks - 2 + Bt$ (проба Б-305, табл.3) и $Gr + Bt + Pl - 2 + Ks - 2 + Pr$ (проба К-57, табл.3) следующие: $(Fe_{1,84}^{2+} Mg_{0,2} Mn_{0,12} Ca_{0,52} O_{12})_2 \times 2,02 Fe_{0,99}^{3+} Ti_{0,01/2,12} [Si_{3,02} O_{12}] \times 5,746 SiO_2$; $(Fe_{1,93}^{2+} Mg_{0,31} Mn_{0,10} Ca_{0,53} O_{12})_{2,93} (Al_{1,07} Ti_{0,005})_{1,975} [Si_{3,05} O_{12}] OH_{0,10} \times 3,227 SiO_2$.

Биотит развит исключительно в метасоматически измененных амфиболитах и в парагенезисе $Pr + Pl - 2 + Bt + Ks + Pr + Ks$ (проба К-56, табл.3) со следующей формулой: $(Fe_{1,0}^{2+} Mg_{0,2} Mn_{0,12} Ca_{0,52} O_{12})_2 \times 2,02 Fe_{0,99}^{3+} Ti_{0,01/2,12}$

табл.3) со следующей формулой: $(Fe_{1,0}^{2+} Mg_{0,2} Mn_{0,12} Ca_{0,52} O_{12})_2 \times 2,02 Fe_{0,99}^{3+} Ti_{0,01/2,12}$

$Ti_{0,14}Mn_{0,01}Al_{0,15})_{2,87}[(Si_{2,63}Al_{1,37})_4O_{10}](OH_{1,98}F_{0,02}) \times 0,42 H_2O$.
 Более широкое развитие биотита в породах, включая реакционное об-
 растание реликтовых зерен магнетита (рис. 3, 4) и граната, обычно
 сопровождается резким уменьшением содержания роговой обманки и
 исчезновением эпидота. Состав биотита при этом изменяется незна-
 чительно и в парагенезисе $Gr+Bi+Pl-2+Kv-2 \pm Poi$ имеет следующую
 кристаллохимическую формулу (проба К-57, табл. 4): $(K_{0,60}Na_{0,03}$
 $Ca_{0,09})_{0,72}(Mg_{1,02}Fe_{1,42}^{2+}Fe_{0,16}^{3+}Ti_{0,14}Al_{0,15})_{1,89}[(Si_{2,59}Al_{1,49})_4O_{10}$
 $(OH)_{2,00} \times 0,21H_2O$.

Минераграфическое исследование рудных аксессуаров показывает,
 что переход основных метаэффузивов в амфиболиты сопровождается
 интенсивным замещением магнетита силикатами; пластинчатые врос-
 тки ильменита при этом остаются без изменений (рис. 3, 13). При мета-
 соматическом изменении амфиболитов ильменит замещается рутил-
 лейкоксеновым агрегатом и сфеном.

Породы средней толщи (ks_2) протягиваются от северного
 склона горы Кораблекк к оз. Нилиярви. В южной части района они оги-
 бают гору Куроайви, образуя полосу шириной 1,5 км (см. рис. 1), ко-
 торая [66, 67] относилась к верхней части тальинской свиты. Однако
 установленные автором сходство стратиграфических разрезов данной
 полосы с породами, развитыми между тундрами Каскама и Кораблекк,
 оз. Нилиярви и тундрой Кораблекк, а также согласные и постепенные
 переходы их к образованиям нижней и верхней толщ каскамской сви-
 ты и их совместное участие в формировании одних и тех же складча-
 тых структур убедительно свидетельствуют о принадлежности пород
 данной полосы к средней толще каскамской свиты.

Мощность средней толщи 1300–1400 м. Описываемая толща харак-
 теризуется четко выраженным слоистым строением; пакки слоев (мощ-
 ность до 350 м) обладают более мелкой параллельной ритмичной сло-
 истостью. Это, а также особенности состава толщи (присутствие маг-
 нетит- и графитесодержащих прослоев) свидетельствуют о ее первично-
 седиментационном происхождении.

Преимущественное развитие в толще имеют гнейсы. Наиболее рас-
 пространены следующие парагенезисы: $Pl_{20-35}+Kv+Bi \pm Gr \pm Ka$;
 $Pl_{22-38}+Kv+Amf \pm Bi \pm Gr$; $Pl_{23-30}+Kv+Il+Amf$. Жильный материал
 мигматизированных гнейсов представлен микроклинсодержащими гра-
 нитами ($Pl+Kv \pm Mkr \pm Bi \pm Amf$) и кварцевыми жилами.

Гранатовые амфиболиты образуют в толще гнейсов хорошо выдер-
 жанные по простиранию прослои мощностью от 1–5 см до 15–20 м. В
 отдельных прослоях устанавливаются элементы параллельной слоис-
 тости, выраженные в закономерном чередовании полос с различным
 соотношением плагиоклаза, кварца и роговой обманки (рис. 3, 5), а так-
 же постепенным уменьшением размеров их зерен, включая порфири-
 бласты граната, от подошвы слоя к кровле. Контакты с гнейсами обыч-

Таблица 3

Химический состав (вес. %) и некоторые константы гранатов из

Компонент	К-56	Б-305а	К-57	К-30	К-77
SiO ₂	41,36	42,65	40,87	40,14	40,02
TiO ₂	0,20	0,14	0,09	0,10	0,40
Al ₂ O ₃	18,53	19,77	20,00	21,82	20,88
Fe ₂ O ₃	3,23	1,32	Не обн.	1,78	1,99
FeO	21,91	25,51	27,59	19,03	20,88
MnO	3,01	1,58	2,33	0,94	1,27
MgO	1,82	2,63	2,53	6,39	3,82
CaO	8,00	5,65	5,87	9,36	10,64
Na ₂ O	0,49	0,41	0,31	-	0,09
K ₂ O	0,33	0,33	0,27	-	0,21
H ₂ O ⁺	0,35	0,33	0,18	0,47	0,14
H ₂ O ⁻	0,20	-	-	-	0,10
Сумма	99,43	100,32	100,04	100,03	100,44
<i>n</i> (±0,02)	1,804	-	-	1,785	-
<i>d</i>	3,9	-	4,0	3,93	-
<i>κ_p</i>	-	-	-	3,69	-
<i>F</i>	89,57	85,78	86,91	65,43	76,89
<i>f</i>	88,49	85,25	86,91	63,66	75,40
<i>Альм</i>	55,6	64,5	65,7	43,3	48,0
<i>Шир</i>	8,1	11,9	10,8	26,0	16,3
<i>Спес</i>	7,7	4,2	5,4	2,1	2,8
<i>Грос</i>	18,6	15,1	18,1	23,8	27,1
<i>Андр</i>	10,0	4,3	-	4,8	5,8

*Наименования пород приведены в табл. 1.

пород юго-западного обрамления Печенгской структуры*

К-22	К-20	К-63	К-59	Б-2246	Б-215д
37,68	40,56	40,10	40,44	46,21	41,32
0,13	0,10	0,11	0,21	0,16	0,10
19,57	21,77	19,78	21,18	18,33	19,22
1,74	1,33	1,16	1,95	1,15	0,88
25,66	22,58	27,41	16,99	25,16	27,03
4,49	2,31	1,53	0,52	1,85	3,16
0,63	6,59	2,49	7,20	1,76	1,37
9,86	4,50	6,30	10,50	4,76	6,15
-	0,15	0,35	0,30	0,20	0,01
-	0,19	0,60	0,26	0,31	0,07
-	-	-	0,35	0,37	-
-	-	0,20	0,20	-	-
99,76	100,08	100,03	100,10	100,25	99,31
-	1,797	1,833	-	1,801	1,798
4,10	3,99	3,97	4,15	-	-
-	4,27	-	-	-	-
96,59	68,97	87,11	60,00	89,93	92,69
96,41	67,95	86,71	57,69	89,58	92,51
57,4	52,9	65,3	38,0	68,8	66,0
2,3	27,5	10,4	28,6	8,4	5,8
10,3	5,4	3,8	1,4	5,3	8,0
24,9	11,8	16,8	26,2	13,7	17,2
5,1	2,4	3,6	5,8	3,8	3,0

Таблица 4

Химический состав (вес. %) и некоторые константы биотитов из

Компонент	К-56	К-57	К-22	К-71
SiO ₂	34,40	33,18	33,02	36,90
TiO ₂	2,40	2,32	2,90	2,28
Al ₂ O ₃	16,80	17,84	15,01	16,20
Fe ₂ O ₃	6,35	2,70	5,38	1,67
FeO	13,88	21,74	28,13	12,82
MnO	0,14	He обн.	0,32	0,12
MgO	11,56	8,82	2,93	16,30
CaO	1,00	1,08	0,87	0,50
Na ₂ O	0,51	0,23	0,05	0,38
K ₂ O	5,84	6,08	7,31	9,23
H ₂ O ⁺	5,50	} 4,64	4,01	} 3,00
H ₂ O ⁻	1,10		0,24	
F	0,08	-	0,33	0,46
F ≈ O	0,03	-	0,14	0,19
Сумма	99,53	98,63	100,36	99,67
$n_g (\pm 0,003)$	-	1,639	1,670	1,637
<i>f</i>	48,90	61,22	86,43	33,18
<i>l</i>	40,47	58,01	84,47	30,79
<i>f</i> ²	23,18	10,06	14,70	10,50
<i>Исш</i>	33,7	29,0	7,6	30,8
<i>Скорф</i>	22,5	40,0	40,2	13,8
<i>ψ_{лог}</i>	26,3	13,0	8,4	38,2
<i>Апп</i>	17,5	18,0	43,8	17,2

*Наименования пород приведены в табл. 1.

ород юго-западного обрамления Печенгской структуры*

К-20	К-82	К-84	Б-2246
36,38	35,34	35,43	35,62
1,69	1,78	1,84	1,63
17,61	16,76	17,32	18,42
0,72	5,55	3,51	2,93
12,05	16,76	16,47	16,94
0,05	0,63	0,12	0,04
16,60	10,06	13,35	9,59
2,28	0,60	0,40	0,24
0,64	0,21	0,15	0,20
6,41	8,56	8,52	8,22
5,45	3,87	2,66	4,27
0,19	-	0,27	-
0,04	0,42	0,20	0,86
0,02	0,18	0,08	0,36
100,09	100,36	100,16	98,60
1,611	1,645	1,639	1,635- 1,654
30,09	55,52	45,33	53,43
29,00	49,23	41,04	49,82
5,10	22,97	16,12	13,48
39,2	30,0	32,1	33,8
16,0	22,6	22,3	33,8
31,8	27,0	26,9	16,2
13,0	20,4	18,7	16,2

но резкие; между маломощными прослоями амфиболитов и гнейсов — постепенные. Иногда в гранатовых амфиболитах отмечаются линзовидные прослои графитовых сланцев и олигоклаз-диопсидовых пород мощностью 30–40 см. Анхимономинеральные амфиболиты (амфиболовые сланцы) имеют значительно меньшее распространение. Они образуют протяженные (>2 км), но незначительные по мощности (до 0,5 м) прослои в гранатовых амфиболитах и гнейсах. Тела анхимономинеральных амфиболитов, как правило, будинированы и имеют четковидную форму; контакты с вмещающими породами всегда резкие. Наибольшее распространение имеют следующие парагенезисы: в гранатовых амфиболитах — $Рог+Пл+Кв+Гр \pm Бу \pm Пу$, в анхимономинеральных амфиболитах — $Рог (\pm Бу \pm Пу \pm Пл \pm Кв)$.

Роговая обманка в гранатовых амфиболитах окрашена в густо зеленые тона, иногда с голубоватым оттенком по Ng , до зеленовато-желтой по Np ; $-2V = 77-84^\circ$, $cNg = 16-19^\circ$, $n_g = 1,677-1,687$, $n_m = 1,670-1,680$, $n_p = 1,660-1,673$ и имеет чермакит-гастингситовый состав (проба К-30, табл. 2): $(Ca_{1,85}Na_{0,40}K_{0,23})_{2,48}(Mg_{2,30}Fe_{1,69}^{2+}Fe_{0,31}^{3+}Ti_{0,15}Al_{0,55})_{5,00}[(Si_{6,45}Al_{1,55})_8O_{22}](OH_{1,73}F_{0,07}O_{0,10})_{1,90}$. В анхимономинеральных амфиболитах роговая обманка окрашена менее интенсивно: от бледно-зеленой по Ng до желтоватой по Np ; $-2V = 82-88^\circ$, $cNg = 15-25^\circ$, $n_g = 1,675-1,680$, $n_m = 1,668-1,673$, $n_p = 1,662-1,666$ и характеризуется гастингсит-актинолитовым составом (пробы К-18а и К-71, табл.2): $(Ca_{2,44}Na_{0,28}K_{0,10})_{2,82}(Mg_{2,58}Fe_{0,95}^{2+}Fe_{0,46}^{3+}Mn_{0,02}Ti_{0,88}Al_{0,30})_{4,39}[(Si_{7,02}Al_{0,98})_8O_{22}](OH_{0,73}F_{0,19}O_{0,54})_{1,46}$; $(Ca_{1,88}Na_{0,35}K_{0,10})_{2,33}(Mg_{3,30}Fe_{1,05}^{2+}Fe_{0,27}^{3+}Mn_{0,03}Ti_{0,07}Al_{0,31})_{5,03}[(Si_{6,96}Al_{1,04})_8O_{22}](OH_{1,93}F_{0,07}) \times 0,10H_2O$.

Характерная особенность плагиоклаза — слабая обратная зональность; во внутренней зоне — № 20–23 (редко до № 15), во внешней — № 25–30, реже — до № 35–45. Наличие обратной зональности в плагиоклазах описываемых амфиболитов связано с прогрессивным метаморфизмом исходных пород, что подтверждается аналогичным характером зональности плагиоклазов из переслаивающихся с ними гранат-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов. Вместе с тем сравнительно невысокое содержание анортитовой молекулы в реликтовой внутренней зоне плагиоклаза (15–23% $Ан$) противоречит образованию этих пород за счет базитов.

Содержание граната в гранатовых амфиболитах варьирует от 0,5 до 10%; в анхимономинеральных амфиболитах он устанавливается только в искусственных шлихах — 0,0002–0,04%. Слагаемые им порфиробластические выделения характеризуются пироп-альмандиновым составом с высоким содержанием гроссулярового минала — 24–27% (пробы К-30 и К-77, табл.3): $(Fe_{1,22}^{2+}Mg_{0,73}Mn_{0,06}Ca_{0,77})_{2,78}(Al_{1,98}$

$Fe_{0,10}^{3+} Ti_{0,01})_{2,09} [Si_{3,04} O_{12}] ; (Fe_{1,38}^{2+} Mg_{0,47} Mn_{0,08} Ca_{0,90})_{2,83} (Al_{1,94}$

$Fe_{0,12}^{3+} Ti_{0,02})_{2,08} [Si_{3,02} O_{12}] \times 1,40\% SiO_2$. Ориентировка включений

в гранате (ильменит, сфен и др.) обычно не совпадает с обтекающей его сланцеватостью основной массы, свидетельствуя о формировании его порфиробласт до начала складчатости. Повсеместно наблюдается замещение граната кислым плагиоклазом и биотитом.

Клинопироксен в амфиболитах образует редкие ксеноморфные зерна, реже мономинеральные прослои до 2–5 мм. Более крупные (10–25 мм) длиннопризматические зерна слагают основную массу олигоклаз-пироксеновых обособлений, развитых как среди гранатовых, так и анхимономинеральных амфиболитов. В шлифах клинопироксен бесцветен или окрашен в бледно-салатовый цвет с еле заметным плеохроизмом: $+2V = 60-63^\circ$, $cNg = 39-48^\circ$, $Ng-Np = 0,028-0,029$. Проанализированные клинопироксены (пробы К-72а и К-77а, табл. 1) имеют следующий состав: $(K_{0,005} Na_{0,06} Ca_{1,00})_{1,06} (Mg_{0,64} Mn_{0,005} Fe_{0,17}^{2+} Fe_{0,07}^{3+} Al_{0,113})_{1,00}$

$[(Al_{0,027} Ti_{0,003} Si_{1,97})_2 O_6] OH_{0,14} F_{0,05}$; $(K_{0,004} Na_{0,06} Ca_{0,95})_{1,014} (Mg_{0,73} Mn_{0,007} Fe_{0,21}^{2+} Fe_{0,08}^{3+} Al_{0,023})_{1,05} [(Al_{0,027} Ti_{0,003} Si_{1,97})_2 O_6] OH_{0,12} F_{0,02}$ и согласно классификации Н.Л. Добрецова и др. [55] близки к диопсид-салиту. В анхимономинеральных амфиболитах и в олигоклаз-пироксеновых обособлениях клинопироксен тесно ассоциируется с кальцитом. Характерная особенность описываемого клинопироксена заключается в интенсивном, вплоть до полного, замещении светло-зеленым амфиболом, который в кайме, ближней к пироксену, обогащен актинолитовым миналом и по оптическим свойствам ($-2V = 82-85^\circ$, $cNg = 19-20^\circ$, $n_g = 1,675$, $n_p = 1,664$) соответствует гастингсит-актинолитовой роговой обманке.

Биотит ориентирован, как правило, параллельно сланцеватости, однако в ряде случаев наблюдается и отчетливое замещение им роговой обманки и граната. В анхимономинеральных амфиболитах (проба К-71, табл. 4) имеет следующий состав: $(K_{0,87} Na_{0,05} Ca_{0,04})_{0,96} (Mg_{1,79} Fe_{0,79}^{2+} Fe_{0,09}^{3+} Ti_{0,13} Mn_{0,007} Al_{0,12})_{2,93} [(Si_{2,72} Al_{1,28})_4 O_{10}] (OH_{1,47} F_{0,11} O_{0,21})_{1,79}$. Иногда по биотиту, вдоль спайности, развиваются тончайшие выделения альбита. Последний слагает также секущие микропрожилки.

Кварц образует разрозненные ксеноморфные зерна в основной ткани амфиболитов, а также ситовидные включения в порфиробластах граната. Кроме того, наблюдается и более поздняя генерация кварца, секущего основную ткань породы.

Среди рудных аксессуаров преобладает ильменит, тесно ассоциирующийся со сфеном. Максимальная концентрация ильменита (0,12–4,0%) отмечается в гранатовых амфиболитах, где его содержание в 1,5–5,5 раз выше сфена. В анхимономинеральных амфиболитах содержание ильменита (0,02–0,18%), наоборот, в 1,5–10 раз ниже сфена и, нако-

нец, в олигоклаз-пироксеновых обособлениях присутствует только сфен — до 1%. Неравномерность распределения ильменита и сфена в данных породах объясняется главным образом различным содержанием Fe и Ca в исходных отложениях, поскольку метаморфизм их, как это будет показано ниже, протекал в сходных условиях. К более поздним относится образование сульфидов, представленных пирротином (до 0,5%), халькопиритом (до 0,2%) и пиритом ($4-23 \cdot 10^{-4}$ %).

Породы верхней толщи (ks_3) распространены на тундрах Кораблекк и Куройви, слагая ядра синклинальных складок (рис. 4, см. вкл.). Мощность толщи более 800 м. В основании толщи залегает выдержанная по простиранию пачка (мощность 10–15 м) тонкополосчатых амфиболитов с прослоями амфиболовых, биотит-амфиболовых и биотитовых гнейсов. По составу гнейсы соответствуют таковым средней толщи. Выше залегают, слагая основную часть толщи, мощные тела ортоамфиболитов с многочисленными реликтовыми участками основных метавулканитов. Первично эффузивная природа последних отчетливо устанавливается по наличию слабоизмененных вкрапленников реликтового плагиоклаза и пироксена среди кварц-амфибол-цоизитового агрегата, нацело замещающего исходную стекловатую массу.

Реликтовыми минералами метаэффузивов являются плагиоклаз и клинопироксен, иногда отмечаются ортопироксен (до 10%) и единичные зерна кварца. Плагиоклаз основной ткани представлен лабрадором (№ 55–65); порфиновые вкрапленники — сложно сдвойникованными зернами с сингенетичной прямой зональностью (ядро № 80–75, кайма № 65–55), на которую накладывается более поздняя метаморфическая с раскислением внешней каймы до № 40–35. Клинопироксен сохраняется обычно в виде порфирированных вкрапленников (до 1,5 мм), реже — лейст, слагающих вместе с лейстами плагиоклаза основную массу. По оптическим свойствам ($+2V = 51-58^\circ$, $cNg = 28-30^\circ$, $Ng - Np = 0,025$) ближе всего соответствует диопсид-авгиту. Замещается актинолитом; последний развивается по краям, постепенно захватывая все зерно. Актинолит бледно-зеленый с голубоватым оттенком, $-2V = 80^\circ$, $cNg = 12-18^\circ$; $n_g = 1,660$, $n_p = 1,648$. В стыках зерен клинопироксена и лабрадора очень часто отмечается развитие граната, образующего венцовые структуры. Ортопироксен бесцветен или окрашен в нежно розовые тона с плохо выраженным плеохроизмом, $+2V = 75^\circ$, $cNg = 0^\circ$, $Ng - Np = 0,013$. В стыках с плагиоклазом развиваются каемки, сложенные тонковолокнистым актинолитом, иногда в ассоциации со скаполитом. Ортопироксен так же, как и клинопироксен, замещается амфиболом, псевдоморфозы которого всегда содержат некоторое количество тонкоиглольчатого ильменита. Кварц отмечается еще реже, ксеноморфные зерна его выполняют промежутки между скоплениями реликтового плагиоклаза (рис. 3,б). Магнетит образует субидiomорфные зерна (до 0,3 мм), сильно корродированные силикатами, вплоть до образования скелетных форм. Зерна его обычно содержат пластинчатые включения ильменита

(0,005 – 0,1 мм), являющегося продуктом распада твердого раствора титаномагнетита (рис. 3,7).

На диаграмме А.Н. Заварицкого векторы, отражающие составы основных пород нижней и верхней толщ каскамской свиты, близки к средним типам базальтов, долеритов и диабазов по Р. Дэли, а также к составам доорогенных основных пород Беломорья.

Наибольшее развитие в амфиболитах имеют следующие парагенезисы: $Рол + Пл_{35-50} + Кв^{\pm} Цз$; $Рол + Пл_{35-45} + Кв^{\pm} Гр^{\pm} Скп$; $Рол + Пл + Кв^{\pm} Бу$. При переходе метаэффузивов в амфиболиты бледно-зеленый актинолит сменяется голубовато-зеленой роговой обманкой чермакит-гастингситового состава; $-2V = 81^{\circ}$, $cNg = 14-15^{\circ}$, $n_g = 1,675$; $n_p = 1,660$. В полосчатых амфиболитах (проба К-21, табл. 2) роговая обманка имеет следующую кристаллохимическую формулу: $(Ca_{1,80}Na_{0,47}K_{0,08})_{2,35}(Mg_{2,32}Fe_{1,52}^{2+}Fe_{0,51}^{3+}Mn_{0,03}Ti_{0,08}Al_{0,68})_{5,14}[(Si_{6,22}Al_{1,78})_8O_{22}](OH_{1,08}F_{0,14}O_{0,39})_{1,61}$.

Плагиоклаз, образующий устойчивый парагенезис с роговой обманкой, представлен олигоклаз-андезином и андезином (№ 30–50). В стыках между плагиоклазом и роговой обманкой иногда развивается скаполит, образующий венцовые структуры (рис. 3,8); иногда скаполит нацело замещает плагиоклаз. Это, а также скаполитизация реликтового плагиоклаза, частично замещенного гранатовой каймой, указывает на более позднее образование скаполита, по сравнению с гранатом. Кроме того, постоянно отмечается замещение плагиоклаза маложелезистым эпидотом (проба К-19, табл.1): $(Ca_{2,06}Na_{0,02}Mg_{0,03}Mn_{0,01})_{2,12} \times (Al_{2,49}Fe_{0,55}^{3+})_{3,04}OH_{1,68}$; $-2V = 86^{\circ}$, $cNg = -4^{\circ}$, $n_g = 1,725$, $n_m = 1,718$.

Гранат изредка сохраняет реликтовые контуры вышеописанных венцовых структур, однако при амфиболитизации метаэффузивов повсеместно наблюдается его перекристаллизация с образованием порфиробластов. Биотит отмечается крайне редко; развивается по роговой обманке, интенсивно замещаясь, в свою очередь, поздним хлоритом.

Тальинская свита

Породы тальинской свиты (t1) слагают полосу (шириной до 6 км) субширотного простирания, контактирующую на юге с гранитизированными амфиболитами нижней толщи каскамской свиты, на севере – с породами печенгской серии (см. рис. 1). Более высокое стратиграфическое положение пород тальинской свиты относительно каскамской доказывалось переслаиванием их в верхней части разреза каскамской свиты [71], на которой они залегают согласно или с небольшим угловым несогласием [17], а также менее интенсивным проявлением метаморфических и метасоматических процессов.

Представлены они различными кристаллическими сланцами (нередко с хлоритом): биотитовыми, мусковитовыми, двуслюдяными, гранат-

слюдяными, карбонат-слюдяными и слюдяно-полевошпат-кварцевыми, образованными за счет глинисто-терригенных отложений. Подчиненное значение имеют порфиробластические амфиболовые, гранат-амфиболовые и амфибол-биотитовые сланцы. Мощность свиты 700–900 м.

Поскольку геолого-петрографическое описание пород тальинской свиты неоднократно приводилось в литературе [3, 12, 42, 56, 66, 67], кратко охарактеризуем лишь некоторые их особенности.

Наиболее распространенные парагенезисы: $Kв+Пл_{5-35}+Бу±Эп$; $Kв+Пл_{5-35}+Бу+Мус±Эп$ и $Kв+Мус±Пл_{5-20}$.

В парагенезисах с мусковитом биотит характеризуется следующим составом (проба К-82, табл. 4): $(K_{0,83}Na_{0,03}Ca_{0,05})_{0,89}(Mg_{1,14}Fe^{2+}_{1,06}Fe^{3+}_{0,32}Ti_{0,10}Mn_{0,04}Al_{0,18})_{2,84}[(Si_{2,68}Al_{1,32})_4O_{10}](OH_{1,93}F_{0,10}) \times 0,03H_2O$. В гранатсодержащих парагенезисах состав биотита (проба Б-2246, табл. 4): $(K_{0,80}Na_{0,03}Ca_{0,02})_{0,85}(Mg_{1,09}Fe^{2+}_{1,08}Fe^{3+}_{0,17}Ti_{0,09}Mn_{0,003}Al_{0,39})_{2,823}[(Si_{2,73}Al_{1,27})_4O_{10}](OH_{1,79}F_{0,21}) \times 0,19H_2O$.

Порфиробласты граната представлены ксено-, реже субидiomорфными зернами (до 5 мм) с микрогелицитовой структурой. Мелкие пойкилитовые включения ильменита, кварца и плагиоклаза, реже мусковита и эпидота, сохраняют в гранате унаследованное послойное расположение, отражая первичную микрослоистую и микроплойчатую текстуру исходных пород. Отсутствие резко выраженных несовпадений ориентировки пойкилитовых включений в гранате с микроплойчатостью основной ткани свидетельствует о формировании порфиробласт позже складчатых деформаций. Гранат в двуслюдяных сланцах имеет гроссуляр-альмандиновый состав (проба Б-2246, табл. 3): $(Fe^{2+}_{1,96}Mg_{0,24}Mn_{0,15}Ca_{0,47})_{2,82}(Al_{2,02}Fe^{3+}_{0,08}Ti_{0,01})_{2,11}[(Si_{3,03}O_{12})(OH)_{0,22}] \times 10,22\% SiO_2$. Близкий по составу гранат (проба Б-215д, табл. 3) отмечается и в парагенезисах с роговой обманкой: $(Fe^{2+}_{1,92}Mg_{0,17}Mn_{0,23}Ca_{0,56})_{2,88}(Al_{1,93}Fe^{3+}_{0,06}Ti_{0,01})_{2,00}[Si_{3,06}O_{12}] \times 3,78\% SiO_2$.

Порфиробластические выделения роговой обманки характеризуются крайне неравномерным распределением в породах толщи. Максимальное их развитие приурочено к полосе (шириной до 3 км), контактирующей с гранитизированными породами нижней толщи каскамской свиты. В пределах этой полосы порфиробласты наблюдаются либо в виде изолированных призматических зерен (до 2–3 см), секущих основную ткань сланцев (см. рис. 3,9), либо слагают узкие локальные зоны, согласно залегающие со сланцеватостью. В таких зонах порфиробласты могут занимать до 50–70% объема породы, приобретающей в ряде случаев состав метасоматического амфиболового сланца (30–50% роговой обманки, 20–40% олигоклаз-андезина, 15–20% кварца) с подчиненным количеством новообразованных биотита, турмалина, апатита и ильменита. Удлиненно-призматические зерна роговой обманки (до 5–6 мм) имеют микрогелицитовую структуру, несогласно и беспорядочно

располагаясь на фоне реликтовых микроплочатых и бластокатакластических структур исходных пород. Плеохроируют от сине-зеленого по *Ng* до желтовато-зеленого по *Np* и характеризуются существенно чермакитовым (73 – 97%) составом. В безгранатовых парагенезисах, формирующихся по кварц-слюдистым и существенно полевошпатовым сланцам, роговые обманки (пробы К-80 и К-23, табл. 2) содержат соответственно от 3 до 21% гастингсита: $(Ca_{1,56}Na_{0,57}K_{0,09})_{2,22}(Mg_{1,13}Fe^{2+}_{1,81}Fe^{3+}_{0,53}Mn_{0,04}Ti_{0,17}Al_{1,33})_{5,01}[(Si_{6,01}Al_{1,99})_8O_{22}](OH)_{1,46}F_{0,05}O_{0,25})_{1,76}; (Ca_{1,60}Na_{0,40}K_{0,26})_{2,26}(Mg_{1,51}Fe^{2+}_{1,72}Fe^{3+}_{0,90}Mn_{0,04}Al_{0,83})_{5,04}[(Si_{6,23}Al_{1,77})_8O_{22}](OH)_{1,12}F_{0,07}O_{0,40})_{1,59}$. В гранатосодержащих парагенезисах, образующихся по аналогичным породам, роговые обманки (пробы К-84 и Б-215д, табл. 2) содержат соответственно до 14% актинолита и до 15% глаукофана: $(Ca_{1,62}Na_{0,24}K_{0,10})_{1,96}(Mg_{1,37}Fe^{2+}_{1,91}Fe^{3+}_{0,54}Mn_{0,05}Ti_{0,18}Al_{1,04})_{5,10}[(Si_{6,33}Al_{1,67})_8O_{22}](OH)_{1,70}F_{0,27}O_{0,015})_{1,985}; (Ca_{1,61}Na_{0,55}K_{0,16})_{2,32}(Mg_{1,08}Fe^{2+}_{1,84}Fe^{3+}_{0,73}Mn_{0,03}Ti_{0,11}Al_{1,11})_{4,90}[(Si_{6,25}Al_{1,75})_8O_{22}](OH)_{2,00} \times 0,11H_2O$.

К более поздней стадии относится новая генерация биотита, сущего как основную ткань исходных пород, так и порфиробласты роговой обманки. Крупные чешуйки его окрашены в коричневые, светло-коричневые тона и имеют следующий состав (проба К-84, табл. 4): $(K_{0,80}Na_{0,02}Ca_{0,03})_{0,85}(Mg_{1,47}Fe^{2+}_{1,02}Fe^{3+}_{0,20}Ti_{0,13}Mn_{0,01}Al_{0,13})_{2,96}[(Si_{2,62}Al_{1,38})_4O_{10}](OH)_{1,34}F_{0,05}O_{0,30})_{1,69}$. Появление коричневого биотита сопровождается в ряде случаев ситовидным замещением порфиробласт роговой обманки и граната кварцем и олигоклазом. Регрессивные изменения выражены процессами поздней мусковитизации, окварцевания и региональной хлоритизации. Хлорит ($n_m = 1,615 - 1,640$) относится к отчетливо наложенным минералам, развивающимся как по основной ткани сланцев, так и по порфиробластам граната, роговой обманки и биотита. К числу самых поздних изменений относится карбонатизация по трещинкам.

Метаморфизм и метасоматизм основных вулканогенно-осадочных пород

Согласно изложенным выше петрографическим наблюдениям, в породах юго-западного обрамления Печенгской структуры отчетливо выражены процессы регионального метаморфизма и метасоматизма.

К первому этапу регионального метаморфизма, связанному с ранними фазами складчатости, относится образование гранатовых кайм в основных эффузивах (*Кл-Пу+Пл+Мп±О-Пу*) нижней и верхней толщ и формирование гранатовых кристаллических сланцев (*Кл-Пу+Гр+Пл+Кв*)

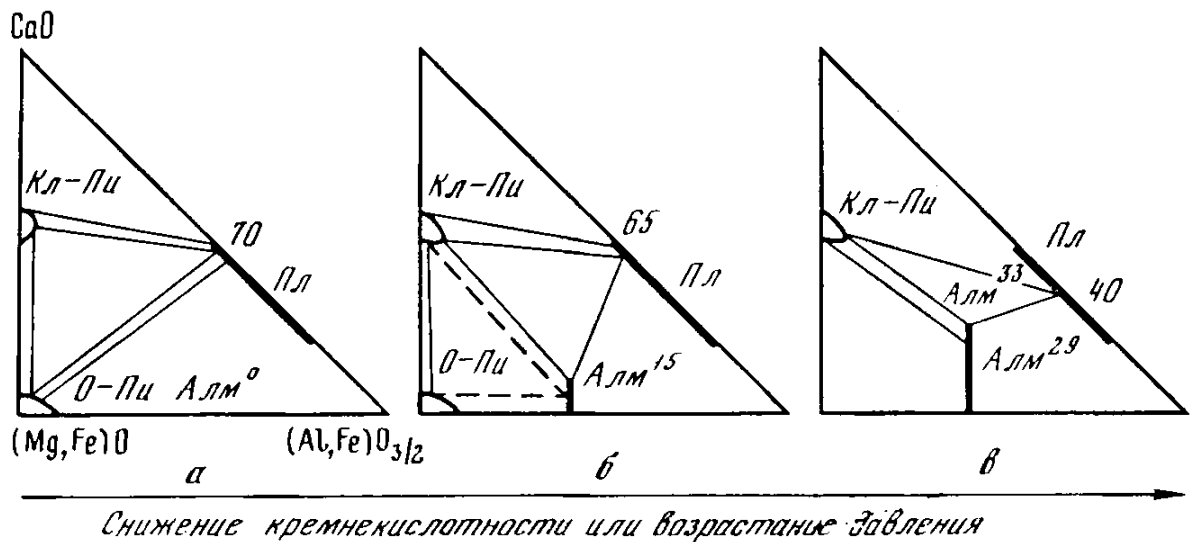
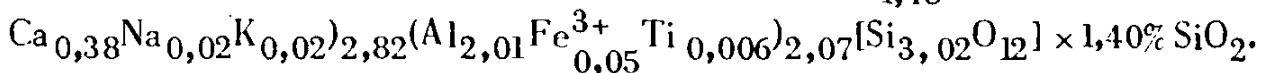


Рис. 5. Схема эклогитизации базальтоидов (а, б) и кристаллических сланцев (в) каскамской свиты

за счет терригенно-осадочных образований средней толщи каскамской свиты. Как уже отмечалось, гранатовые каймы в основных эффузивах развиваются на контакте между основным плагиоклазом (50 – 75% *An*), клинопироксеном и реже магнетитом. Формирование граната происходит главным образом за счет плагиоклаза, что доказывается развитием в последнем тончайших вростков граната, ответвляющихся от основной каймы, а иногда и полным замещением плагиоклаза. В стыке с гранатом основность плагиоклаза не меняется или незначительно снижается (на 5 – 10% *An*); проследить же изменение состава клинопироксена не представляется возможным, поскольку он в результате более поздних процессов в различной степени амфиболизирован. Точное определение состава граната, образующегося в начальную стадию, также затруднено из-за малых размеров слагаемых им кайм. В шлифах отчетливо прослеживается изменение окраски граната от бесцветной или бледно-розовой на начальных стадиях до розовой – на более поздних стадиях, когда гранат сильно укрупняется, становится более идиоморфным и достигает 2 – 3 мм. Химический состав граната, образующего аналогичные венцовые структуры в доскладчатых метагабброидах, развитых в верхней толще каскамской свиты (проба К-20, табл. 3), показывает, что он характеризуется пироп-альмандиновым составом ($Alm : Pir = 1,9$) и содержит 10,6% гроссуляра: $(Fe_{1,48}^{2+} Mg_{0,77} Mn_{0,15}$



Наличие гранатовых кайм в metabазальтоидах каскамской свиты показывает, что эклогитизация их идет по следующей схеме: $O-Pic + Pl \rightarrow Kln-Pic + Gr$ (рис. 5, а, б), т.е. в условиях изохимического метаморфизма. В связи с этим для интерпретации *P*, *T*-условий начального этапа регионального метаморфизма обратимся к экспериментальным данным Грина и Рингвуда [88] по эклогитизации базальтовых пород различного состава при $T=1000-1100^\circ C$. В частности, ими было показано, что в

процессе перекристаллизации кварцевого толеита $\left(\frac{Fe^{2+} \cdot 100}{Fe^{2+} + Mg} = 39, \right.$

$Pl - 65\% An$) близкий по составу гранат ($Alm : Pir = 1,8, Gross = 28\%$) образуется при $P = 14,2$ кбар и далее с ростом давления в нем последовательно увеличивается содержание пиропы — до 49% при $P = 27$ кбар.

Естественно, эти данные, относящиеся к температурному интервалу 1000–1100°C, нельзя прямо использовать для определения условий образования гранатовых кайм в исследуемых нами реликтовых телах основных эффузивов, несмотря на близость их химического состава с кварцевыми толеитами

$\left(\frac{Fe^{2+} \cdot 100}{Fe^{2+} + Mg} = 43-47, \right.$ $Pl - 50-75\% An$, пробы К-58,

118А, К-19, К-20, табл. 5). Однако согласно диаграмме $P_s - T$ [44, стр. 109], где указанные экспериментальные данные экстраполированы для эклогитовых кристаллических сланцев, образующихся при $T = 600-900^\circ$, формирование описываемого нами граната ($f = 66,9$) должно было происходить при $P = 7-9$ кбар. Таким образом, можно с достаточной уверенностью считать, что развитие гранатовых кайм в основных эффузивах нижней и верхней толщ каскамской свиты — следствие их эклогитизации в P, T -условиях, соответствующих гранулитовой фации регионального метаморфизма.

Реликтовые парагенезисы гранатовых кристаллических сланцев, устанавливаемых в амфиболитах и гнейсах средней толщи каскамской свиты, характеризуются ассоциацией богатого гроссуляром (до 24%) пироп-альмандинового граната с диопсид-салитом, содержащим примесь жадеита (2,3–8,6%), в присутствии плагиоклаза, роговой обманки и кварца. Последние три минерала отличают указанную ассоциацию от настоящей эклогитовой, в связи с чем аналогичные по составу основные породы гранулитовой фации получили название эклогитизированных кристаллических сланцев [43]. Эти образования широко распространены среди древнейших архейских и нижнепротерозойских метаморфических комплексов Адданского щита, Карелии, Украины, Казахстана и т.д. и по времени формирования относятся к периоду, предшествующему гранитизации.

Пироксены из описываемых гранатовых кристаллических сланцев имеют следующий состав (%): $Ca_2Si_2O_6 - 58-62$; $Mg_2Si_2O_6 - 28-31$; $Fe_2Si_2O_6 - 9-11$ и на диаграмме М.М. Веселовской [5] попадают в поле метаморфогенных клинопироксенов. Учитывая, что в ассоциации с реликтовым пироксеном обычно присутствуют кальцит и кварц, образование его может быть выражено следующей реакцией [18]: $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 3CaCO_3 + 2SiO_2 \rightleftharpoons 5CaMgSi_2O_6 + H_2O$. Сооставление составов гранатов ($Pir - 15,7 - 26$; $Alm - 43,3 - 48,3$; $Gross - 2,1 - 2,9$; $Gros - 23,8 - 27,2$; $Andr - 4,8 - 5,9$; Са-компонент — 28,6–33,1; $f = 62,5-75,4$) с известными парагенетическими типами породообразующих гранатов [69] показывает принадлежность их к группе диопсид-плагиоклазовых пород ($Pir - 18,5 \pm 11,5$; $Alm - 51,0 \pm 11,4$; $Gross -$

Таблица 5

Химический состав (вес. %) метаморфических пород юго-западного

Компонент	К-58	К-48	К-56	К-57	К-30
SiO ₂	43,10	50,41	56,34	73,85	45,54
TiO ₂	0,69	0,52	1,08	0,23	2,75
Al ₂ O ₃	18,22	17,08	16,42	13,59	14,02
Fe ₂ O ₃	7,08	2,44	2,56	0,96	2,80
FeO	9,52	7,90	7,66	2,89	11,50
MnO	0,20	0,18	0,17	0,04	0,21
MgO	5,92	6,92	4,32	0,52	7,24
CaO	10,27	11,49	7,36	4,09	10,50
Na ₂ O	1,38	1,75	2,63	3,29	2,97
K ₂ O	1,61	0,18	0,86	0,22	0,60
P ₂ O ₅	0,24	-	-	-	0,20
SO ₃	-	-	-	-	-
S _{общ}	0,35	-	-	-	-
CO ₂	0,62	-	-	-	-
Cl	0,16	-	-	-	-
F	0,17	-	-	-	0,03
H ₂ O ⁻	0,17	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,13
H ₂ O ⁺	0,76	0,81	0,59	0,55	0,83
П.п.п.	-	-	-	-	0,66
F, Cl, S ≈ 0	0,11	-	-	-	0,01
Сумма	100,35	99,68	99,99	100,23	99,97
d _v	3,07	2,94	-	2,75	-

*Наименования пород приведены в табл. 1.

Анализы пород выполнены в химической лаборатории ИМГРЭ
В.Д. Богомоловой, Т.И. Мачихиной, О.Ф. Сазоновой и В.М. Швец.

обрамления Печенгской структуры*

К-18А	К-71	735А	К-22	К-19	К-21
47,40	48,18	50,49	72,47	45,17	52,69
1,70	1,05	0,22	0,14	0,50	0,49
8,86	8,83	3,03	16,01	18,86	15,10
2,40	1,46	0,75	0,85	3,89	5,04
10,50	9,16	7,86	1,66	9,69	4,74
0,23	0,23	0,27	0,02	0,22	0,21
12,40	14,52	11,74	0,23	7,09	5,86
11,60	11,10	22,40	2,60	11,61	9,85
1,51	1,33	0,98	2,11	1,14	3,25
0,84	1,11	0,96	3,37	0,63	0,40
0,10	0,31	0,14	-	Сл.	2,05
-	-	-	-	-	-
-	Сл.	-	-	-	-
-	0,60	1,30	-	0,13	-
-	-	-	-	0,39	-
0,08	0,10	Не обн.	-	0,25	-
0,08	0,22	Не обн.	Не обн.	0,25	Не обн.
1,54	1,00	0,19	0,39	0,53	0,40
0,55	1,04	-	-	-	-
0,03	0,04	-	-	0,19	-
99,76	100,20	100,33	99,85	100,16	100,08
-	-	-	2,34	3,26	2,67

Таблица 5 (окончание)

Компонент	К-82	К-84	К-80	К-23	К-20
SiO ₂	67,39	48,00	57,22	51,70	48,66
TiO ₂	0,60	1,50	1,51	1,85	0,22
Al ₂ O ₃	15,52	14,21	14,44	14,54	20,46
Fe ₂ O ₃	2,86	2,40	2,57	3,80	2,28
FeO	2,34	12,92	9,74	10,10	6,50
MnO	0,03	0,20	0,15	0,21	0,20
MgO	2,49	7,00	3,48	4,00	7,50
CaO	1,75	5,05	3,90	6,20	11,40
Na ₂ O	2,35	1,10	1,87	3,81	1,48
K ₂ O	3,49	3,32	3,25	0,94	0,69
P ₂ O ₅	0,06	0,24	0,55	0,24	0,17
SO ₃	-	-	-	-	-
S _{общ}	Не обн.	0,12	Не обн.	-	-
CO ₂	<0,20	1,10	0,40	-	Не обн.
Cl	-	-	-	-	0,16
F	0,14	0,09	0,06	0,04	0,25
H ₂ O ⁻	0,29	0,06	0,24	0,14	0,13
H ₂ O ⁺	1,11	1,94	1,52	1,00	0,49
П.л.п.	1,00	1,56	Не обн.	0,96	-
F, Cl, S ≈ 0	0,06	0,04	0,02	0,02	0,15
Сумма	101,36	100,77	100,88	99,51	100,44
d _v	-	-	2,85	2,95	2,86

2,6±2,0; *Грос* = 19,8±8,5; *Анор* = 4,2±6,0; Са-компонент = 24,0±5,7; *f* = 75±16), образование которых связано с гранулитовой фазией регионального метаморфизма (рис. 6). Анализ распределения Fe и Mg между описываемым гранатом и клинопироксеном с помощью соответствующей диаграммы, рассчитанной А.А. Маракушевым [45, стр. 185] для метаморфических пород различных температурных ступеней, указывает на принадлежность содержащих их пород к полю эклогитовых грану-

K-64	K-61	K-27	K-63	K-59
38,91	45,28	45,20	42,13	49,73
0,12	0,14	0,34	0,79	0,45
14,27	19,82	18,90	17,75	15,76
4,01	1,45	2,15	4,54	2,03
7,67	5,65	5,82	11,20	10,26
0,16	0,11	0,17	0,17	0,23
20,52	10,47	9,20	7,72	8,07
7,78	15,13	15,40	13,28	13,44
0,38	0,75	0,70	0,58	1,05
0,11	0,23	0,12	0,12	0,21
-	-	0,03	-	-
-	-	-	-	-
-	-	-	-	-
-	-	-	-	-
-	-	-	-	-
-	-	0,01	-	-
Не обн.	Не обн.	0,07	Сл.	Не обн.
5,28	0,74	1,79	0,99	1,50
-	-	-	-	-
-	-	<0,004	-	-
99,21	99,77	99,89	99,27	102,73
2,88	3,96	3,04	3,22	2,68

литов и высокотемпературных эклогитов (величины отношения $Mg/Fe + Mn$ в паре пироксен-гранат (проба К-72) равны соответственно 2,5 и 0,5). Использование гранат-пироксенового геобарометра (проба К-72; $K_D^{Mg} = 0,50$, [54, стр. 236]) и гранат-роговообманкового геотермометра [54, стр. 124], основанных на изучении распределения Mg между указанными сосуществующими минералами (табл. 6), позволяет оценить давление в 12 кбар, а температуру – 800°С. Эти цифры хорошо согла-

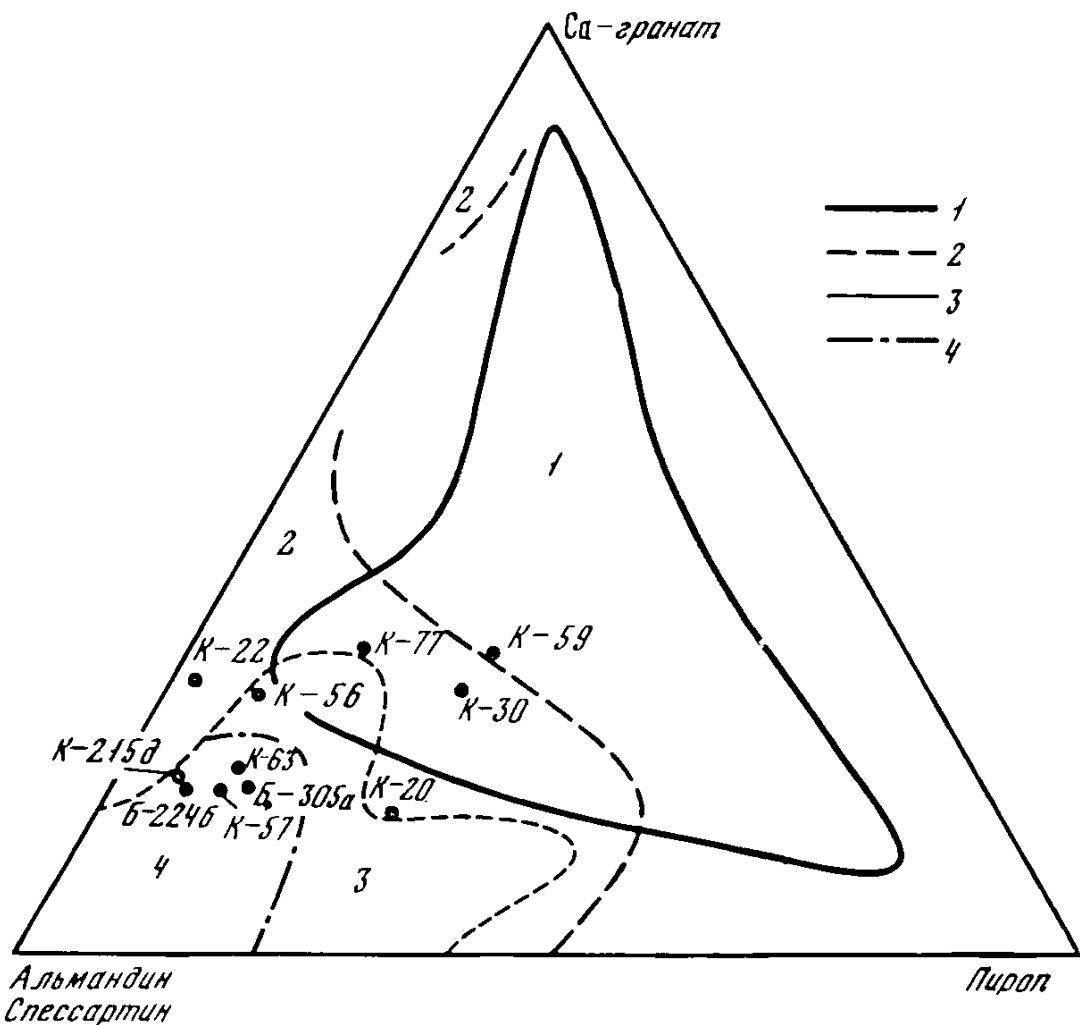


Рис. 6. Сводная диаграмма полей составов пироп-альмандиновых гранатов из разных фаций метаморфизма [65]

1 – эклогитовой; 2 – гранулитовой; 3 – амфиболитовой; 4 – эпидот-амфиболитовой и роговиковой

суются с положением описываемого парагенезиса ($Kл - Пи_{22} + Гр_{62} + Пл_{40} + Ро_{1} \pm Кс$) на диаграмме $P-T$, рассчитанной В.И. Кицулом и др. [20, стр. 25] для гранатсодержащих кристаллических сланцев, согласно которой образование его должно было происходить при $P = 11$ кбар и $T = 825^{\circ}C$.

Таким образом, суммируя данные по эклогитизированным основным породам всех толщ каскамской свиты, можно сделать вывод, что формирование их происходило при $P = 7-12$ кбар и $T = 700-825^{\circ}C$, т.е. в условиях соответствующих гранулитовой фации регионального метаморфизма ($P = 4-13$ кбар, $T = 750-1000^{\circ}C$, [69]).

Второй этап регионального метаморфизма был регрессивным для рассмотренных выше пород каскамской свиты и прогрессивным для тальинских. В пределах каскамской свиты с этим этапом связана амфиболитизация эклогитизированных основных пород, выраженная в замещении орто- и клинопироксенов роговой обманкой, причем в зависимости от состава замещаемых пород состав роговой обманки колеб-

лется от существенно гастингситового ($Акм_{21}Черм_{20}Гс_{59}$) до черма-кит-актинолитового ($Акм_{44-85}Черм_{15-19}Гс_{0-37}$). Параллельно происходит замещение лабрадор-битовнита андезином и клиноцоизитом, который со стороны плагиоклаза частично замещает и гранатовые каймы, а также перекристаллизация граната в порфиробластические выделения существенно алмандинового состава. Указанные метаморфические изменения идут без привноса-выноса вещества и сводятся только к перераспределению вещества: замещение клинопироксена роговой обманкой сопровождается частичной коррозией плагиоклаза и уменьшением его количества; при этом образование роговой обманки — минерала, более магнезиального, чем клинопироксен, сопровождается увеличением железистости гранатов от 68 до 85% и т.д. Изохимичность процесса ярко видна в особенностях состава амфиболов и характере минеральных ассоциаций, развивающихся по породам различного состава. Так, для ультраосновных пород данный этап метаморфизма выражается в образовании ассоциаций: $Хл+Акм±Цз$. Этот актинолит (проба К-64, табл. 2) отличается высокой магнезиальностью (до 20% MgO) и низкой глиноземистостью (до 3,5% Al_2O_3). Изохимический характер данного процесса подтверждается также близостью химических составов в различной степени амфиболитизированных пород. Использование диаграмм фазового соответствия [54] для пары гранат—роговая обманка (пробы К-305а, К-20, табл. 6) позволяет оценить температуру второго этапа регионального метаморфизма пород каскамской свиты в 650–670° С, свидетельствуя о его ретроградном характере.

В пределах тальинской свиты с данным этапом метаморфических преобразований, напротив, связано прогрессивное изменение глинистых терригенных отложений в мусковитовые, биотитовые и двуслюдяные кристаллические сланцы. Развитые в этих породах минеральные парагенезисы ($Кв+Мус$; $Кв+Пл_{25}+Би_{56}±Эп$; $Кв+Пл_{25-32}+Би_{49-60}+Мус±Эп$; $Кв+Пл+Би_{47-65}±Эп$) дают полное основание относить их к амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Об этом же свидетельствуют сходство состава биотита из двуслюдяного сланца ($Кв+Пл_{25-32}+Би+Мус±Эп$) со средним парагенетическим типом биотитов амфиболитовой фации [68], подтвержденное расчетом дискриминантной функции ($D_x ≥ 7,0$), а также широкая распространенность в этих породах граната, отвечающего по составу средним ступеням регионального метаморфизма (см. рис. 6).

Таким образом, для второго этапа регионально-метаморфических преобразований описываемых пород характерно снижение температуры до 670–650°. Согласно схеме фаций регионального метаморфизма [69] формирование описываемых парагенезисов в указанном температурном интервале (670–550°С) должно было происходить при давлении 7–4 кбар, т.е. в условиях, соответствующих амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма ($P ≤ 7,5$ кбар, $T = 700-550°С$).

Таблица 6

Состав сосуществующих амфиболов, гранатов и биотитов из структуры и температурные условия их равновесий

№ пробы	Парагенезис	X_{Mg}^{Amf}	X_{Mg}^{Amf}
К-59	$Рол_{42}+Пл_{45}+Гр_{57} \pm Кв$	0,53	-
К-30	$Рол_{42}+Пл_{38}+Гр_{63} \pm Кв \pm Би$	0,53	-
К-71	$Рол_{25}+Би_{31}+Пл_{30} \pm Кв \pm Ка$	0,71	0,70
Б-305а	$Рол_{61}+Пл_{25}+Гр_{85} \pm Эн \pm Кв \pm Би$	0,33	-
К-20	$Рол_{32}+Пл_{45}+Гр_{66}+Кв \pm Би_{29}$	0,60	0,59
К-56	$Рол_{49}+Пл_{35}+Эн+Гр_{87}+Би_{41}+Кв$	0,42	0,40
К-22	$Пл_{35}+Кв-1+Би_{85}+Гр_{96}+Рол_{84} (Мкр+Кв-2)$	0,12	0,11
К-57	$Пл_{38}+Кв+Би_{58}+Гр_{86}+Рол_{62}$	0,31	0,30
К-63	$Рол_{33}+Эн+Гр_{86}$	0,67	-
К-84	$Пл+Рол_{59}+Би_{41} \pm Кв (Хл+Ка)$	0,36	0,34
Б-215д	$Пл+Рол_{63}+Гр_{92} \pm Кв (Хл_{45-62}+Ка)$	0,30	-
Б-224б	$Кв+Пл+Би_{50}+Гр_{89} \pm Эн (Кв+Хл+Ка)$	-	-

Примечание. К-59 - амфиболиты (по жильным диабазам); К-30 - гранатовые амфиболиты; К-71 - биотитсодержащий анхимоминеральный амфиболит; Б-305а - гранат-амфиболовый плагиогнейс; К-20 - амфиболизированное габбро (габбро-амфиболит); К-56 - биотитизированный полосчатый амфиболит; К-22 - микроклинизированный амфибол-гранат-биотитовый гнейс; К-57 - гранат-

Однако следует заметить, что образующиеся на этом этапе метаморфизма парагенезисы, в том числе и амфиболитовые ($Рол+Пл_{35-40}+Кц \pm Кв$), имеют достаточно ограниченное распространение; большинство же основных пород в различной степени метасоматически изменены. Наиболее полно эти процессы проявлены в породах, слагающих самые приподнятые каскамский, куроайвинский и шууртинский блоки, и менее интенсивно, соответственно, в кораблеккском и хеюхенярвинском, а также в породах тальинской свиты. Метасоматические изменения отчетливо выражены в постепенном и последовательном изменении оптических свойств и состава всех породообразующих минералов, причем процессу их перекристаллизации предшествовали и частично сопутствовали складчатые деформации и дробление исходных пород, от-

метаморфических пород юго-западного обрамления Печенгской

$X_{Mg}^{Гр}$	$X_{Mg}^{Бу}$	$X_{Mg}^{Бу}$	Т, °С по X_{Mg} [54]			
			Амф-Гр	Амф-Бу	Бу-Гр	Средняя
0,40	-	-	900	-	-	900
0,36	-	-	800	-	-	800
-	0,67	0,64	-	800	-	800
0,14	-	-	670	-	-	670
0,31	0,70	0,67	650	600	620	625
0,11	0,51	0,49	550	580	500	545
0,03	0,14	0,13	650	525	600	590
0,13	0,39	0,37	670	565	635	625
0,13	-	-	400	-	-	400
-	0,55	0,52	-	530	-	530
0,07	-	-	550	-	-	550
0,10	0,47	-	-	-	500	500

биотитовый плагиогнейс; К-63 - гранат-эпидот-роговообманковая порфиробластическая порода; К-84 - биотит-амфиболовый порфиробластический сланец; Б-215д - гранатсодержащий амфиболовый сланец; Б-224б - биотит-мусковитовый сланец.

$$X_{Mg}^{Амф, Бу} = Mg : (Mg + Fe + Mn); \quad X_{Mg}^{Гр} = Mg : (Mg + Fe + Mn + Ti).$$

развившееся в широком развитии плейчатых текстур и бластокатакlastических структур. С начальной стадией метасоматического процесса, по-видимому, связана скаполитизация плагиоклаза. С увеличением интенсивности процесса в составе амфиболов отмечается переход от бледно-зеленых актинолитовых разновидностей ($F = 30$) через промежуточные голубовато-зеленые существенно гастингситовые ($F = 45$) к синевато-зеленой гастингсит-чермакитовой роговой обманке ($F = 65$). Параллельно происходит эволюция минералов группы эпидота по схеме клиноцоизит → эпидот и дальнейшее увеличение железистости граната.

В ходе дальнейшего процесса в амфиболитах развивается метасоматический биотит на фоне постепенного исчезновения эпидота и увеличения содержания новообразованного плагиоклаза (30-10% $Ал$) и квар-

ца, корродирующих роговую обманку и гранат. Наряду с этим происходит замещение ильменита сфеном и рутилом. С увеличением интенсивности процесса общая железистость всех фемических минералов закономерно возрастает, достигая на конечных стадиях максимальных значений: 69% — в роговой обманке, 88% — в гранате и 61% — в биотите.

Указанные реакционные взаимоотношения выражают тенденцию приближения исходных основных пород к составу плагиогнейса. Для оценки режима главных компонентов достаточно указать лишь наиболее характерные реакционные замещения метаморфогенных ассоциаций минералов ассоциациями минералов различных стадий метасоматического изменения: $Pl \rightarrow Амф$; $Pl_{70} \rightarrow Скп$; $Pl_{40} \rightarrow Pl_{20}$; $Амф \rightarrow Би$; $Pl \rightarrow Мкр$. Очевидно, что первые три замещения сопровождаются привнесением Na, а два последних — K. Это дает возможность предположить, что при метасоматизме щелочи играют роль виртуальных вполне подвижных компонентов. При этом, как показано на диаграмме (рис. 7), минеральный состав метасоматически измененных пород определяется содержанием инертных компонентов (CaO , ΣFe , MgO и Al_2O_3) и смена парагенезисов обуславливается изменениями этих соотношений, что подтверждается и расчетом баланса вещества. В частности, вариационная диаграмма, построенная для пород нижней толщи каскамской свиты (рис. 8), показывает, что переход эклогитизированных основных эффузивов и их амфиболитизированных разновидностей в гранат-роговообманковые и гранат-биотитовые плагиогнейсы сопровождается последовательно нарастающим привнесением Na и Si при сопряженном выносе Fe, Mg, Ca и частично Al.

Сравнение составов фемических минералов, содержащихся как в амфиболитах, так и в продуктах их метасоматического изменения, со средними парагенетическими типами кальциевых амфиболов [29], гранатов [69] и биотитов [68] показывает принадлежность их к группе амфиболитов и амфиболовых гнейсов, образующихся в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма (см. табл. 1–4; рис. 6, 9). Это же подтверждается и расчетом дискриминантных функций, предложенных Е.А. Костюк и Е.Н. Ушаковой для разграничения метаморфических фаций по составу роговых обманок и биотитов. Использование диаграмм фазового соответствия [54] для сосуществующих амфибола и плагиоклаза, амфибола и биотита (пробы К-56, К-57, табл. 6) позволяет оценить температуру конечных стадий метасоматического процесса в $580 - 500^\circ C^1$. Более высокие температуры — $670 - 650^\circ C$, полученные для этих же пород по парам

¹Согласно диаграмме фазового соответствия, разработанной Н.А. Паненях и Е.М. Федоровой [52] в применении к гранитоидам для пары роговая обманка–биотит, P, T -условия формирования амфиболсодержащих гранат-биотитовых мигматитов (проба К-57: $\bar{X}_{K_2O} = 0,56$; $\bar{X}_{Al^{IV}} = 0,15$; $lg K_D^{Mn} = -0,10$) оцениваются в 7 кбар и $600^\circ C$.

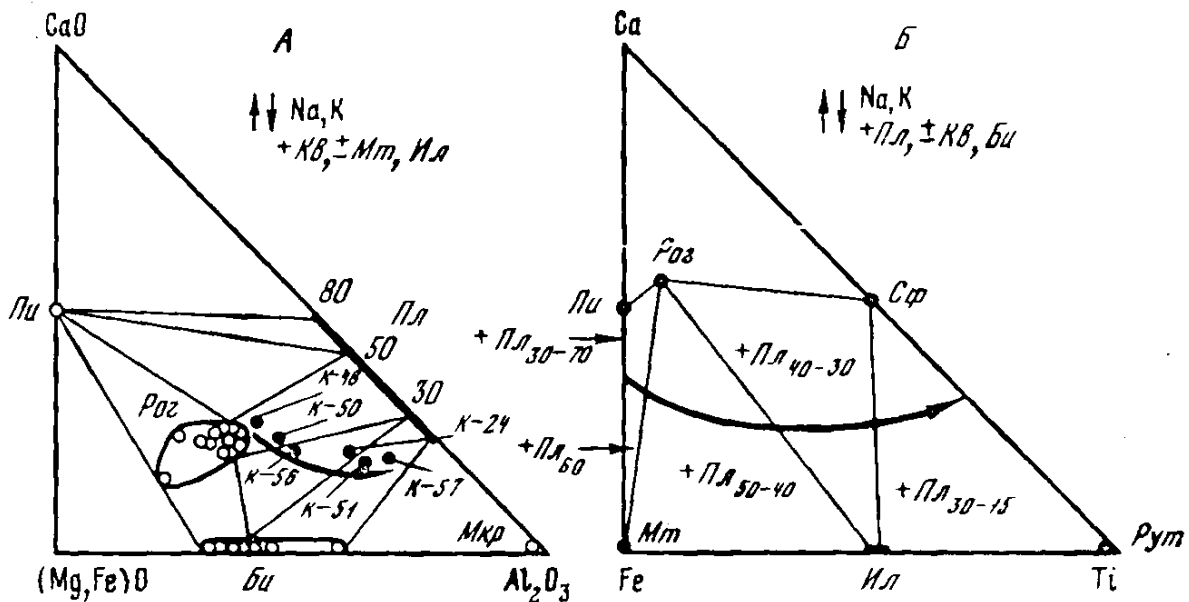


Рис. 7. Последовательность ступеней равновесия при метасоматическом изменении основных метаморфических пород юго-западного обрамления Печенгской структуры.

А – парагенезисы роговой обманки (кружки – анализы минералов; точки – анализы пород); Б – парагенезисы Fe–Ti минералов

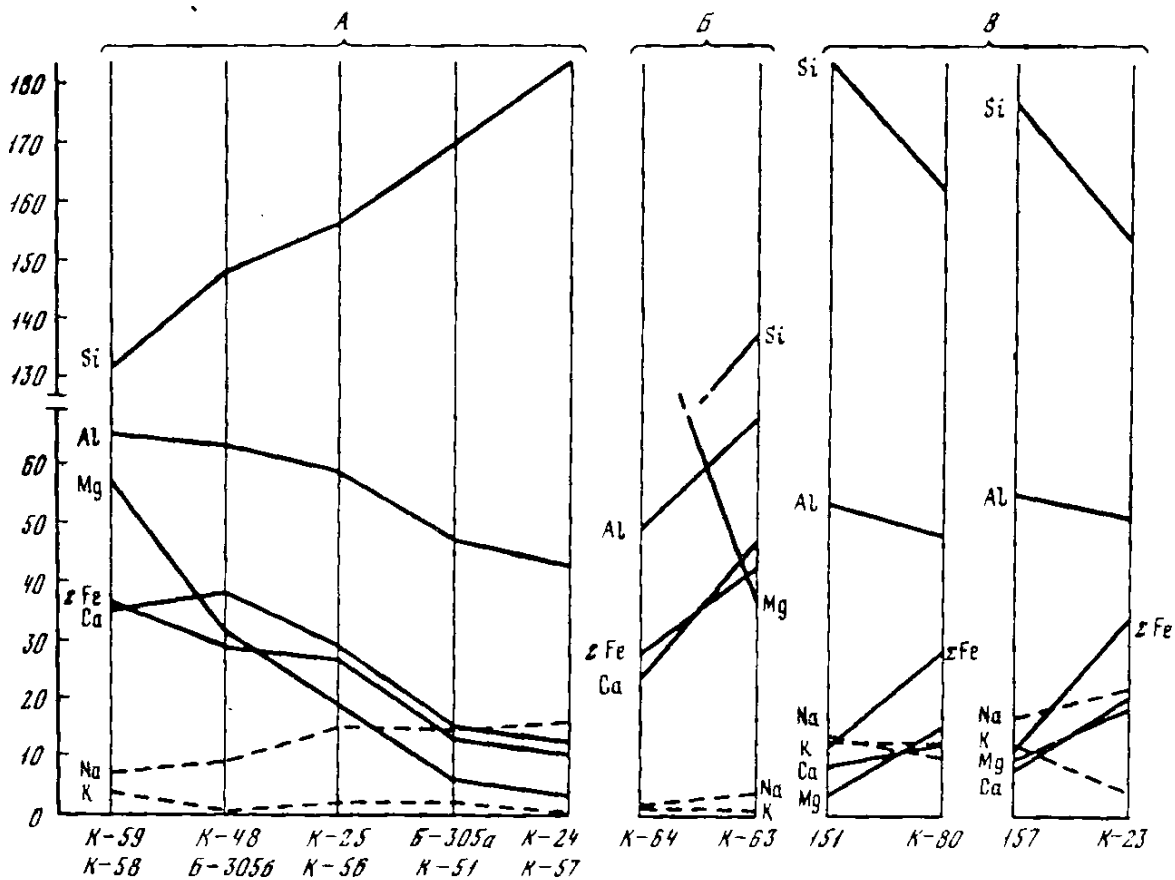


Рис. 8. Диаграмма изменения химического состава пород [61]

А – нижней толщи каскамской свиты при метасоматическом изменении; Б – раннескладчатого комплекса при Fe–Ca метасоматозе; В – тальинской свиты при Fe–Mg–Ca метасоматозе

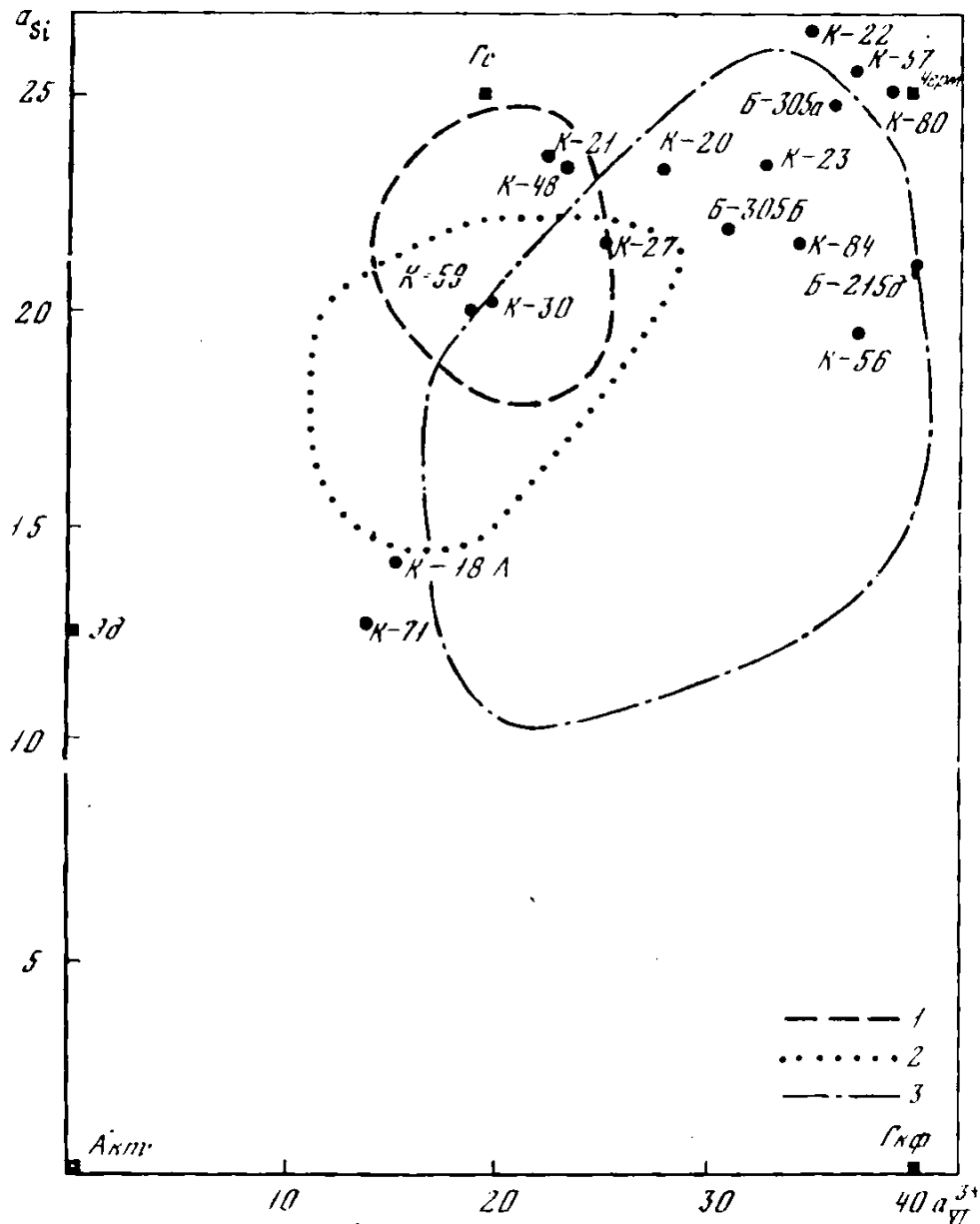


Рис. 9. Диаграмма $a_{Si} - a_{VI}^{3+}$ для роговых обманок метаморфических пород [27]

1 – гранулитовой фации; 2 – амфиболитовой фации и мигматитов; 3 – эпидот-амфиболитовой фации

гранат–амфибол и гранат–биотит, объясняются отсутствием полного равновесия между реликтовым гранатом и новообразованными амфиболами и биотитом, что проявляется также и в значительном расхождении составов этих минералов с таковыми, принятыми Л.Л. Перчуком для вывода соответствующих диаграмм.

Локальное развитие порфиробласт роговой обманки и последующая биотитизация, знаменующие этап метасоматического изменения тальнинских пород, протекали в сходных P , T -условиях (температуры, установленные по парам гранат–биотит (проба Б-224б) и гранат–роговая обманка (проба К-84), составляют соответственно $500-530^{\circ}C$ (табл. 6) и также определялись изменением режима щелочей). Расчет баланса вещества (см. рис. 8) показывает, что указанный процесс мог сопро-

вождаться привнесом Fe, Mg и Ca, являясь, по-видимому, головным фронтом гранитизации подстилающих пород нижней толщи каскамской свиты. Одновременность этих процессов подтверждается также сходными цифрами K-Ar определений возраста формирования сине-зеленых чермакитовых роговых обманок в породах каскамской (1990–1900 млн. лет) и тальинской (2050–1853 млн. лет) свит.

Изложенные выше петрографические особенности исходных основных пород каскамской свиты и продуктов их полиметаморфизма, с учетом их химизма и *P-T* условий формирования, позволяют выделить следующие ступени равновесий для каждого этапа метаморфизма (см. рис. 5, 7). Парагенезисы первого этапа (эклогитизация основных пород) образуются при инертном поведении всех компонентов, и их смена определяется изменениями температуры и, главным образом, давления. Как уже отмечалось, в исследуемом районе эклогитизация базальтоидов сводится к реакции $O-Pl+Il \rightarrow Kf-Pl+Gr$, которая имеет реальный смысл, выражаясь в образовании гранатовых кайм. При этом содержание Ca-компонента в гранате из эклогитизированных базальтоидов достигает 15%, а в гранатовых кристаллических сланцах до 27–33%. Основность плагиоклаза в этих породах составляет соответственно 65 и 40% *An*. Как было показано А.А. Маракушевым ([43], стр. 250–255), процессу эклогитизации базальтоидов способствует либо возрастание давления, либо снижение кремнекислотности. При сопоставлении парагенезисов пород с одинаковой кремнекислотностью (см. рис. 5, а, б) очевидна роль давления, тогда как отличие диаграмм "б" и "в" определяется различным содержанием SiO₂ в их исходных породах, среднее значение которого составляет соответственно 49,8 и 46,5%.

Смена минеральных парагенезисов в основных породах каскамской свиты, связанная со вторым этапом регионального метаморфизма, обусловлена снижением температуры до 670–650°C и давления до ~7–5 кбар.

При метасоматических изменениях пород каскамской и тальинской свит смена ступеней равновесий, напротив, не зависит от температуры и давления, а определяется изменением режима компонентов. Как видно из рис. 7, а, преобразование пород сопровождается уменьшением содержания Ca, Mg и Fe, вызывающих смену парагенезисов породообразующих минералов: $Pl \rightarrow Prp \rightarrow Bu$, снижением основности плагиоклаза, а в случае наиболее интенсивного проявления процессов – калишпатизацией. Те же тенденции прослеживаются и в поведении аксессуарных Fe-Ti минералов: $Mt \rightarrow Il \rightarrow Cph \rightarrow Pyt$ (см. рис. 7, б). При этом каждая последующая ступень приближает исходную породу к плагиогнейсу. Соответственно меняется состав плагиогнейсов, переслаивающихся с амфиболитами, от нормальных гранат-биотит-амфиболовых на начальных стадиях до микроклинизированных на заключительных. Согласно диаграмме химических потенциалов K и Na для пород гранитоидного состава [23], парагенезисы метасоматически измененных амфиболитов и гнейсов юго-западного обрамления Печенгской структуры относятся к фации нормальной щелочности.

Геолого-петрографическая характеристика интрузивных комплексов

Интрузивные образования, развитые в пределах каскамской свиты, подразделяются автором [33, 34, 56] на пять комплексов, соответствующих главным этапам развития древней подвижной области.

Доскладчатые интрузии основных пород

Представлены они габбро-амфиболитами, образованными за счет габбро-долеритов, реже габбро-норитов и оливиновых габбро. Интрузии имеют пластовую форму (типа силлов), залегая согласно с вмещающими их амфиболитами каскамской свиты. Мощность отдельных тел варьирует по простиранию от 0,5–1,0 и до 15–25 м. В подошве наиболее крупных тел иногда встречаются остроугольные различно ориентированные ксенолиты (до 30–40 см) вмещающих пород. Все доскладчатые интрузии будинированы, особенно интенсивно в пределах нижней толщи каскамской свиты. Тесная пространственная сопряженность интрузивных тел с вулканогенными образованиями всех толщ каскамской свиты, а также близость минералого-геохимических особенностей их состава свидетельствуют об их комагматичности и одновременности образования в этап прогибания.

В реликтах слабометаморфизованных габброидов плагиоклаз представлен лабрадором (№ 50–70), реже лабрадор-битовнитом и битовнитом (до № 80). Двойникование сложное – по карлсбадскому и альбит-периклиновому законам; края обычно раскислены до № 48–38. Клинопироксен по оптическим свойствам ($+2V=66^\circ$, $cNg=32^\circ$) соответствует диопсид-авгиту. В стыках зерен клинопироксена и плагиоклаза повсеместно отмечается развитие граната, образующего венцовые структуры. Ортопироксен присутствует в габбро-норитах и оливиновых габбро-норитах. Слабо плеохроирует от бледно-розового до бесцветного, отвечая по составу ($+2V=75^\circ$, $cNg=0^\circ$) гиперстену. Оливин сохраняется крайне редко; почти нацело замещен серпентином с прожилково-секущими выделениями вторичного магнетита. В стыках оливина с лабрадором и клинопироксеном развиваются келифитовые каймы, состоящие из бесцветного волокнистого амфибола, иногда в ассоциации со шпинелью.

Габбро-амфиболиты представляют дальнейшую стадию изменения вышеописанных пород. В габбро-амфиболитах, так же как и во вмещающих их ортоамфиболитах, распространены парагенезисы: $Pl_28-43 + Ks \pm En$; $Pl + Ks \pm En \pm Gr$. Метасоматически измененные разности характеризуются следующим составом: $Pl + En + Pl + Bi \pm Gr$.

В зоне, переходной от метагаббро к габбро-амфиболиту, амфиболы имеют зональное строение: в центральной части – бледно-зеленый актинолит, по краям, постепенно захватывая все зерно, развивается сине-зеленая роговая обманка. Плеохроирует от зеленовато-желтой по Np до сине-зеленой по Ng ; схема абсорбции Ng , $Nm \geq Np$, $-2V=87-88^\circ$,

$cNg = 14-16^\circ$, $n_g = 1,671$, $n_m = 1,663$, $n_p = 1,654$, $Ng - Np = 0,017 - 0,018$, удельный вес — 3,2 и имеет гастингсит-чермакитовый состав (проба К-20, табл. 2): $(Ca_{1,71} Na_{0,43} K_{0,10})_{2,24} (Mg_{2,41} Fe_{1,09}^{2+} Fe_{0,50}^{3+} Ti_{0,04} Mn_{0,04} Al_{1,01})_{5,09} [(Si_{6,33} Al_{1,67})_8 O_{22}] (OH_{0,99} F_{0,03} O_{0,49})_{1,51}$. В гранитизированных разновидностях габбро-амфиболитов роговая обманка приобретает сине-зеленую окраску: показатели преломления и железистость ее при этом возрастают до $n_g = 1,688$; $n_m = 1,679$; $n_p = 1,672$;

$F = 58,5$. Плаггиоклаз представлен двумя генерациями: 1 — реликтовый лабрадор с внешней каймой, раскисленной до № 45–40, и 2 — олигоклаз № 20–30, образованный в процессе регионально-метаморфического и метасоматического изменения габбро-амфиболитов. Зерна плаггиоклаза-1 частично замещены скаполитом и почти нацело маложелезистым эпидотом ($2V_{Np} = 85^\circ$; $cNp = -7^\circ$). Гранат характеризуется гроссуляр-пироп-альмандиновым составом (проба К-20, табл. 3): $(Fe_{1,48}^{2+} Mg_{0,77} Mn_{0,15} Ca_{0,38} Na_{0,02} K_{0,02})_{2,82} (Al_{2,01} Fe_{0,05}^{3+} Ti_{0,006})_{2,07} [Si_{3,02} O_{12}] \times 1,40\% SiO_2$. В зонах перехода метагабброидов в габбро-амфиболиты наблюдаются частичное замещение гранатовых кайм роговой обманкой и перекристаллизация их в порфиробластические выделения. В метасоматически измененных разновидностях габбро-амфиболитов отчетливо видна коррозия граната со стороны инъекционного плаггиоклаза и кварца. Биотит присутствует исключительно в метасоматически измененных габбро-амфиболитах, развиваясь по роговой обманке. Имеет он флогопит-истонитовый состав (проба К-20А, табл. 4): $(K_{0,60} Na_{0,09} Ca_{0,18})_{0,87} (Mg_{1,82} Fe_{0,74}^{2+} Fe_{0,04}^{3+} Ti_{0,09} Mn_{0,003} Al_{0,21})_{2,903} [(Si_{2,68} Al_{1,32})_4 O_{12}] (OH_{1,99} F_{0,01}) \times 0,40 H_2O$.

Раннескладчатые интрузии базитов и гипербазитов (друзитов)

В пределах каскамской свиты данные породы впервые установлены в 1915 г. С.А.Конради и наиболее подробно описаны В.Г.Загородным [16] и А.А.Кременецким и др. [33, 56]. Интрузивы довольно неравномерно распространены по площади свиты в виде небольших (от десятков квадратных метров до 2–3 км²) изолированных тел (см. рис. 1), сложенных в различной степени метаморфизованными габбро, габбро-норитами, оливиновыми габбро-норитами, анортитовыми троктолитами, плаггиоклазовыми лерцолитами и оливиновыми пироксенитами. Секущее залегание этих интрузий доказывается несогласным положением полосчатости вмещающих пород по отношению к контактам массивов (рис. 10, см. вкладку), которые к тому же в результате кварц-олигоклазового метасоматоза осветлены, мигматизированы и превращены в породы диоритового облика. Наложение интенсивных складчатых деформаций на породы массивов (линзовидно-четкообразная форма интрузивных тел, их будинирование и интенсивное расслаивание краевых частей, сопро-

вождаемые образованием милонитов со складками волочения) отчетливо свидетельствует о внедрении их до главной фазы складчатости.

Слабо метаморфизованные породы составляют 15–20% площади выходов интрузивов, наиболее распространены среди них меланократовые габбро, оливиновые нориты и габбро-нориты с переходами к ультраосновным породам. Плагноклаз представлен битовнит-анортитом (№ 85–95); в разностях с клинопироксеном – битовнитом № 70–75. Обычны двойники: $\perp(010)/(010)$, $\{001\}/(010)$, реже $\{010\}/RS$. Оливин образует бесцветные изометричные зерна размером 1–2 мм; $-2V=88^\circ$, $N_g - N_p = 0,039$. По содержанию Fe_2SiO_4 (до 25%) относится к хризолиту. Ортопироксен наблюдается в виде ксеноморфных короткопризматических зерен, содержащих иногда тончайшие вросстки клинопироксена. Слабо плеохроирует от светло-серого по N_g до желтоватого по N_p . По оптическим свойствам ($-2V=82-86^\circ$, $cN_g = 0^\circ$, $N_g - N_p = 0,018$) и по содержанию $FeSiO_3$ (40–50%) относится к гиперстену. Клинопироксен в шлифах бесцветен, $+2V=60^\circ$, $cN_g = 40^\circ$, относится к авгиту. Магматические рудные аксессуары друзитов представлены ильменомagnetитом и magnetитом (до 6%), реже хромитом и пентландитом. Наблюдаемые в шлифах взаимоотношения между указанными минералами (оторочки орто- и клинопироксенов вокруг оливина и резкий ксеноморфизм плагноклаза, выполняющего промежутки между зернами цветных минералов) позволяют наметить следующую последовательность магматической кристаллизации: оливин \rightarrow гиперстен \rightarrow авгит \rightarrow плагноклаз. На диаграмме А.Н.Заварицкого векторы, изображающие составы исходных пород, занимают промежуточное положение между средними типами лерцолитов и оливиновых габбро-норитов по Р.Дэли, обнаруживая при этом несомненное сходство с раннеорогенными интрузиями друзитов Беломорья.

Метаморфические изменения друзитов подразделяются нами на две стадии: региональный метаморфизм и метасоматические изменения. К слабому проявлению начальных стадий регионального метаморфизма относится образование келифитовых кайм, состоящих из светло-зеленой, иногда с буроватым оттенком, шпинели, бесцветного актинолита ($+2V=84^\circ$, $cN_g = 21^\circ$) и тончайших выделений граната. Развитие кайм происходит вдоль всех границ оливина и ортопироксена с плагноклазом. Вблизи оливина и ортопироксена – это амфибол с отдельными изометричными зернами или графическими вростками шпинели (см. рис. 3,10), а со стороны плагноклаза – тончайшие прорастания этих минералов (\pm гранат), ориентированных перпендикулярно кайме. Келифитовые каймы также подчеркивают сходство данных пород с друзитами Беломорья [77].

В дальнейшем по краям массивов, а также внутри их вдоль систем пересекающихся трещин отмечается развитие хлорит-актинолитовых пород, часто с цоизитом. Хлорит бесцветный, оптически положительный, $n_g = 1,597$ и характеризуется следующим составом (проба К-61, табл. 2): $(Fe_{0,95}^{2+} Mn_{0,01} Mg_{3,39} Ca_{0,98} Na_{0,01} K_{0,03})_{4,47} (Al_{1,29} Ti_{0,006} Fe_{0,20}^{3+})_{1,50} [(Si_{2,60} Al_{1,40})_4 O_{10}] (OH_{7,02} O_{0,49})_{7,51}$. Актинолит слабо плеохроирует от бледно-зеленого, иногда с голубоватым оттенком, по N_g до почти

бесцветного по Np , $-2V = 84-86^\circ$, $cNg = 15-17^\circ$, $n_g = 1,643-1,654$, $n_m = 1,637-1,645$, $n_p = 1,627-1,632$ и имеет следующий состав (проба К-64, табл. 2): $(Ca_{2,10}Na_{0,10}K_{0,02})_{2,22}(Mg_{4,28}Fe_{0,66}^{2+}Fe_{0,18}^{3+}Mn_{0,04})_{5,16}[(Si_{7,34}Ti_{0,02}Al_{0,60})_{7,96}O_{22}](OH)_{2,00} \times 0,05H_2O$. По краям зерен актинолита часто развивается более поздняя голубая кайма. В ряде случаев актинолит и хлорит замещают реликтовый магнетит и пентландит; зерна последнего при этом приобретают прожилково-коррозионную микротекстуру. Цоизит представлен ксеноморфными зернами иногда с развитыми гранями пинакоида (100), $+2V = 30-40^\circ$, $n_g = 1,702$, $n_p = 1,696$ и имеет следующий состав (проба К-61, табл. 1): $(Ca_{1,84}Na_{0,01}Mg_{0,02}Mn_{0,003})_{1,873}(Al_{3,12}Fe_{0,13}^{3+})_{3,25}[Si_{3,12}O_{12}]OH_{0,53}$. Гранат образует бесцветные зерна (0,05–0,1 мм, $n = 1,801-1,803$), обрастающие по периферии цоизит (см. рис. 3,12).

В процессе метасоматического изменения хлорит-актинолитовых сланцев в них развиваются локальные пятнистые выделения размером от 20×50 см до 30×200 м, имеющие в плане округлую или вытянутую форму и характеризующиеся зональным строением: периферия сложена перекристаллизованными хлорит-актинолитовыми породами и переходными разностями, в центре развиты собственно (гранат)-эпидот-рогово-обманковые породы. Неоднородное строение амфибола в них обусловлено последовательным замещением перекристаллизованного бесцветного актинолита вначале гастингсит-актинолитовой роговой обманкой ($-2V = 80^\circ$, $cNg = 14^\circ$, бледная голубовато-зеленая по Ng , $n_g = 1,658-1,665$, $n_p = 1,638-1,642$), имеющей в пробе К-63 (см. табл. 2) следующий усредненный состав: $(Ca_{2,30}Na_{0,10}K_{0,01})_{2,41}(Mg_{3,01}Fe_{1,42}^{2+}Fe_{0,28}^{3+}Mn_{0,02}Ti_{0,05}Al_{0,04})_{4,82}[(Si_{7,35}Al_{0,60}Ti_{0,05})_8O_{22}](OH)_{1,33}F_{0,04}O_{0,32})_{1,69}$. В ассоциации с актинолитом отмечается клиноцоизит ($+2V = 76^\circ$, $cNg = +6$; $n_g = 1,701$; $n_p = 1,697$), а с голубовато-зеленым амфиболом – более железистый эпидот ($2V = 90^\circ$; $cNp = 0^\circ$; $n_g = 1,725$; $n_m = 1,720$) и альмандиновый гранат ($n = 1,823 \pm 0,02$). Составы эпидота и граната из пробы К-63, табл. 1 и 3: $(Ca_{1,84}Na_{0,04}K_{0,02}Mg_{0,04}Fe_{0,08}^{2+}Mn_{0,01})_{2,03}(Al_{2,61}Fe_{0,36}^{3+}Ti_{0,01})_{2,98}[Si_{2,97}O_{12}](OH)_{0,78}F_{0,04}$; $(Fe_{1,89}^{2+}Mg_{0,30}Mn_{0,11}Ca_{0,56})_{2,86}(Al_{1,92}Fe_{0,07}^{3+}Ti_{0,007})_{2,00}[Si_{3,04}O_{12}] \times 2,38\% SiO_2$. При более интенсивном изменении возникает ассоциация еще более железистого эпидота ($-2V = 84^\circ$, $cNp = -3^\circ$) с сине-зеленой роговой обманкой гастингсит-чермакитового состава (проба К-27, табл. 2): $(Ca_{1,86}Na_{0,25}K_{0,19})_{2,30}(Mg_{2,48}Fe_{1,14}^{2+}Fe_{0,32}^{3+}Mn_{0,02}Ti_{0,02}Al_{1,04})_{5,02}[(Si_{6,42}Al_{1,58})_8O_{22}](OH)_{1,23}F_{0,01}O_{0,38})_{1,62}$; $-2V = 88^\circ$; $cNg = 19^\circ$; $n_g = 1,665$; $n_p = 1,650$. Наиболее поздние в породах – кальцит и железистый эпидот, встречающиеся в виде прожилков. Новообразованиями служат голубо-

ватый турмалин и неравномерно вкрапленная сульфидная минерализация: пиритовая и халькопирит-пирротиновая.

Расчетами баланса вещества по атомно-объемному методу [61] установлен изохимический характер превращения друзитов в хлорит-актинолитовые сланцы и существенный привнос Fe, Ca, Al и меньше Na и Si и вынос Mg при метасоматическом образовании (гранат)-эпидот-роговообманковых пород (см. рис. 8).

Породы жильной фации этого комплекса (дайкообразные тела амфиболитов по диабазам) сконцентрированы в межбужинных пространствах и пережимах друзитовых массивов, выполняя поперечные трещины отрыва, образовавшиеся в результате складчатости (см. рис. 10). Роговая обманка в амфиболитах плеохроирует в светлых желтовато-зеленых тонах с обычной схемой абсорбции, $-2V = 74-76^\circ$; $cNg = 18^\circ$; $n_g = 1,677$; $n_m = 1,671$; $n_p = 1,658$ и имеет существенно гастингситовый состав (проба К-59, табл. 2): $(Ca_{1,87}Na_{0,28}K_{0,27})_{2,42}(Mg_{2,27}Fe_{1,60}^{2+}Fe_{0,41}^{3+}Ti_{0,10}Mn_{0,03}Al_{0,59})_{5,00}[(Si_{6,52}Al_{1,48})_8O_{22}](OH_{1,26}F_{0,06}O_{0,34})_{1,66}$.

Плагиоклаз представлен двумя генерациями: реликтовым лабрадорбитовнитом (65–70% *Ан*) с раскисленной внешней каймой до № 50–45 и новообразованным олигоклазом № 30–20. Гранат имеет (проба К-59, табл. 3) пироп-альмандиновый состав с высоким содержанием (26,4%)grossуляра: $(Fe_{1,12}^{2+}Mg_{0,84}Mn_{0,04}Ca_{0,89})_{2,89}(Al_{1,94}Fe_{0,12}^{3+}Ti_{0,01})_{2,07}[Si_{3,04}O_{12}] \times 1,4\% SiO_2$.

По аналогии с основными породами вмещающих толщ предполагается в основном изохимический характер превращения исходных диабазов в амфиболиты. На диаграмме А.И.Заварицкого они соответствуют среднему типу диабазов и оливинных базальтов по Р.Цэли.

Синскладчатые гнейсо-граниты

На исследованной территории они распространены в зоне сочленения с Нотозерским антиклинорием, образуя куполовидные структуры, формирование которых связано с гранитизацией и анатексисом пород основания каскамской свиты.

Гнейсо-граниты, развитые в 3 км к югу от горы Куроайви (см. рис. 1), слагают крупный массив площадью ~800 км², вытянутый в субширотном направлении. В строении массива принимают участие плагиоклазовые, плагиоклаз-микроклиновые и микроклиновые граниты и гнейсо-граниты. Значительная часть массива находится на территории Норвегии, где слагающие его породы известны под названием "докарельских синорогенных гранито-гнейсов основания". На исследуемой территории развита северная часть массива, представленная мелко-, среднезернистыми гнейсо-гранитами. Непосредственный контакт гнейсо-гранитов с вмещающими породами здесь не вскрыт, однако в наиболее сближенных выходах наблюдается согласное положение гнейсовидности гнейсо-гранитов с полосчатостью вмещающих параамфиболитов и парагнейсов средней толщи каскамской свиты. Вблизи контакта гнейсовидность име-

от северо-восточное падение под углом $30-40^\circ$ и $25-15^\circ$ на удалении от контакта. Среди гнейсо-гранитов отмечаются ксенолиты параамфиболитов и парасланцев, аналогичных по составу вмещающим породам. Ксенолиты образуют с гнейсо-гранитами структуры "lit-rag-lit", а также наблюдаются в виде различно ориентированных неправильных тел размером $0,5-5$ м. Породы ксенолитов смяты в мелкие складки, имеют четкие секущие контакты с гнейсо-гранитами и пересечены сетью тонких жилок гранита. В приконтактовой части массива наблюдаются также крупные останцы вмещающих пород (размером до $4,5$ км²), служащие фрагментами кровли гнейсо-гранитного массива.

Таким образом, пологое залегание гнейсовидности, наличие многочисленных ксенолитов и останцов вмещающих пород, а также широкое развитие пегматитов свидетельствуют о том, что в данном месте эрозионный срез проходит на уровне апикальной части гнейсо-гранитного купола.

Позднескладчатые интрузии ультраосновных и основных пород

Сосредоточены они главным образом в эндоконтактовой зоне гнейсо-гранитного купола и частично за его пределами во вмещающих породах средней толщи каскамской свиты (см. рис. 1). Представлены они серией небольших по размеру субпараллельных тел, согласно залегающих с вмещающими их породами. Форма тел неправильная линзо- и пластообразная; мощность варьирует в пределах первого десятка метров, длина достигает 2 км. По падению и по простиранию тела имеют незначительные перегибы. Большая часть ультраосновных тел безрудна. Медно-никелевое оруденение несут лишь единичные из них, расположенные в краевой части гнейсо-гранитного массива.

Интрузии обычно не дифференцированы: в слабо дифференцированных — к краевым частям возрастает содержание пироксена. Ультраосновные и основные породы, как правило, метасоматически изменены и рассланцованы. По соотношению оливина, клино- и ортопироксена среди ультраосновных пород выделяются гарцбургиты, оливиновые пироксениты и пироксениты. Основные породы представлены главным образом метагаббро.

Сохраняющиеся реликтовые участки слабо измененных ультраосновных пород имеют средне-, крупнозернистое сложение и массивную текстуру. Структура гипидиоморфнозернистая, местами с петельчатыми микроструктурами. Основные первичные минералы — оливин ($0-45\%$) и ортопироксен (в среднем $30-40\%$), очень редко клинопироксен.

Оливин ($-2V=85-90^\circ$, около 20% Fe_2SiO_4) представлен хризолитом, бесцветными сильно трещиноватыми зёрнами размером до 1,5 мм, иногда слегка вытянутыми в одном направлении. По краям и трещинкам отмечается слабое развитие раннего хлорита и серпентина с тончайшими линзо- и нитевидными выделениями магнетита-2. Там, где серпентинизация проявлена слабо или совсем отсутствует, по оливину развивается бесцветный амфибол. Пироксены сохраняются крайне редко; обычно

это теневые реликты среди гомоосевых псевдоморфоз бесцветного амфибола, переполненных микровключениями ильменита-2, высвобождающегося в процессе замещения ортопироксена. Последний имеет состав, близкий к бронзиту, и характеризуется (проба 1301) следующей кристаллохимической формулой $(Mg_{1,74} Fe_{0,26}^{2+})_2 [Si_2O_6]$.

Из аксессуарных минералов постоянно присутствует апатит. Рудные магматические минералы представлены магнетитом-1, ильменомагнетитом, ильменитом-1, пирротинном-1, пентландитом-1 и халькопиритом-1.

Характер метасоматических изменений ультраосновных интрузий и связанного с ними медно-никелевого оруденения подробно рассмотрены в главе 2.

Постскладчатые основные дайки

Маломощные дайки диабазов и диабазовых порфиритов этого комплекса прямолинейно пересекают метаморфические толщи каскамской свиты без связи со структурой последних. Мощность даек 1–10 м, протяженность сотни метров. Для слагающих их пород характерно полное отсутствие признаков метаморфизма, сохранение в зальбандах зон закалки. Состоят из битовнита 78% *Ан* (50–60%), авгита (30–45%; $n_g = 1,710$; $n_p = 1,686$; $+2V = 46^\circ$; $cNg = 41^\circ$), магнетита или ильменомагнетита и вторичных: хлорита, буровато-зеленого амфибола, иддингстита и талька (псевдоморфозы по оливину). Структура – офитовая, участками габбро-офитовая, в зальбандах – порфиоровая с тонкозернистой субофитовой основной тканью. На диаграмме А.Н.Заварицкого вектор состава соответствует среднему типу оливинового диабаза и габбро по Р.Дэли.

Метаморфизм и метасоматизм интрузивных пород

Согласно приведенной выше геолого-петрографической характеристике интрузивных пород юго-западного обрамления Печенгской структуры следует, что различный характер и интенсивность процессов регионального метаморфизма и метасоматизма этих образований находятся в прямой зависимости от последовательности их внедрения.

До складчатые интрузии. По составу, условиям образования и характеру метаморфических и метасоматических процессов породы данного комплекса наиболее близки к описанным выше вмещающим их основным породам каскамской свиты. Так, наличие гранатовых кайм в реликтах метагабброидов свидетельствует об эклогитизации их в условиях гранулитового метаморфизма (I этап), а значения температур – 650–600 °С, полученные для пар гранат–амфибол, амфибол–плагиоклаз и амфибол–биотит (проба К-20, табл. 6), показывают, что амфиболитизация и сопутствующие метасоматические изменения протекали в условиях амфиболитовой и частично эпидот-амфиболитовой фации (II этап).

Раннескладчатые интрузии. Метаморфические изменения пород данного комплекса также обнаруживают значительное сходство с последовательностью метаморфических процессов, установленной для вмещающих основных пород. Так, образование в оливиновых габбро и габбро-норитах реакционных (гранат)-шпинель-амфиболовых кайм свидетельствует о внедрении интрузивов на стадии гранулитового метаморфизма, поскольку, как показал С.П.Кориковский [26], в условиях этой фации магнезиальный оливин неустойчив с основным плагиоклазом. Вместе с тем выявленная А.А.Маракушевым [43] особенность амфиболитизации аналогичных по составу габброидов (магнезиальные разновидности амфиболитизируются при высокой температуре, железистые – при более низкой) хорошо объясняет неравномерность амфиболитизации описываемых пород, магнезиальность-железистость которых варьирует в широких пределах. О внедрении пород данного комплекса на стадии гранулитового метаморфизма свидетельствует также сходство состава граната из жильных диабаз-амфиболитов ($Пир = 28,6$; $Алм = 38,0$; $Спес = 1,4$; $Грос = 26,2$; $Андр = 5,8$; Са-компонент – $31,9\%$; $f = 57$) с парагенетическим типом гранатов из эклогитов ($Пир = 39,6 \pm 17,0$; $Алм = 38,7 \pm 12,5$; $Спес = 0,9 \pm 1,0$; $Грос = 17,2 \pm 6,8$; $Андр = 3,5 \pm 4,2$; Са-компонент – $20,8 \pm 6,0\%$; $f = 52 \pm 18$) [69]. Использование диаграмм фазового соответствия для пары гранат-амфибол (проба К-59, табл. 6) позволяет оценить температуру этой стадии $\sim 900^\circ\text{C}$.

Сменяющие амфиболитизацию метасоматические изменения друзитов и диабаз-амфиболитов сопровождаются привнесом и выносом ряда компонентов. Реакционные взаимоотношения, наблюдаемые при изменении краевых частей интрузивов и зальбандовых частей, секущих их даек, выражают тенденцию выноса Са, Mg и Fe и обогащения щелочами и кварцем. При переходе хлорит-актинолитовых сланцев в (гранат)-эпидот-роговообманковые породы наблюдается обратная картина – привнос Fe, Са и частично Al. Этот процесс, по-видимому, связан с региональной гранитизацией вмещающих толщ каскамской свиты, при этом смена ступеней равновесий здесь также пределяется изменением режима щелочей (увеличение натровости) на фоне снижающейся температуры до $\geq 400^\circ\text{C}$ (проба К-63, табл. 6).

Таким образом, сходный характер условий полиметаморфических изменений пород данного комплекса и вмещающих их толщ каскамской свиты хорошо согласуется с геологическими наблюдениями, свидетельствующими о сложной и длительной истории их развития: внедрение и метаморфизм связаны с ранними фазами складчатости, метасоматические изменения – с главной фазой.

Синскладчатые интрузии. В гнейсо-гранитах и в связанных с ними пегматитах, а также в приконтактных породах средней толщи каскамской свиты в различной степени проявлены следующие сменяющие друг друга во времени процессы: микроклинизация и ранняя мусковитизация, мирмекитизация, окварцевание и мусковитизация и, наконец, альбитизация, хлоритизация и частично карбонатизация. Все они более поздние по отношению к региональным метасоматическим изменениям и носят ясно выраженный регрессивный характер. Обще-

принятая интерпретация этих процессов, отмечаемых в различных регионах для глубоко метаморфизованных и гранитизированных пород, — выражается последовательностью стадий послемагматического изменения, связанных с прохождением волны кислотности [24, 25]. Так, микроклинизация и ранняя мусковитизация соответствует ранней щелочной стадии, а наличие мирмекитов указывает на приближение волны кислотности, т. е. знаменует наступление стадии кислотного выщелачивания. С кислотной стадией связано интенсивное окварцевание пород, сопровождаемое мусковитизацией. Не исключено, что с этой же стадией связана и шеелитовая минерализация в виде новообразованных акцессориев во вмещающих параамфиболитах. Поздняя щелочная стадия, сменяющая кислотную, сопровождается завершающей альбитизацией, хлоритизацией и карбонатизацией. Следует лишь заметить, что в отличие от гипабиссальных условий, в описываемых породах эти процессы выражены менее интенсивно, равномерно захватывая значительные объемы пород, и характеризуются отсутствием метасоматической зональности.

Позднескладчатые интрузии. Изменения позднескладчатых гипербазитов носят также регрессивный характер и близки по времени образования к таковым во вмещающих их гнейсо-гранитах. Последнее подтверждается сходными цифрами K-Ar определений возраста послемагматической микроклинизации и мусковитизации гнейсо-гранитов (1640–1675 млн. лет) и времени образования флогопитовых актинолититов (1698–1770 млн. лет) в позднескладчатых гипербазитах. Это, а также отсутствие иных по характеру и времени проявления изменений, позволяет сделать вывод о том, что метасоматическая зональность в позднескладчатых гипербазитах обусловлена влиянием послемагматических процессов, связанных с формированием вмещающих их гнейсо-гранитов. Так, с ранней щелочной стадией связаны серпентинизация и, возможно, образование антофиллита; эти процессы протекают без существенного изменения химического состава гипербазитов. В намеченной метасоматической зональности более позднего процесса актинолитизации и флогопитизации при возрастании интенсивности процесса происходит смена сильных оснований более слабыми (замена MgO на FeO); постепенный вынос оснований (сначала MgO, а затем CaO) и, наконец, привнос SiO₂. Указанные признаки, типичные для процессов выщелачивания, относятся нами к кислотной стадии. При этом не исключено, что в кислотную стадию первично магматические рудные компоненты (например, пентландит-I и силикатный никель) так же, как MgO, FeO и CaO, могли растворяться и переходить в мобильное состояние. В дальнейшем, вследствие ухода волны кислотности, в растворе возникает избыток оснований [24], что приводит к их осаждению, в том числе и рудных компонентов.

Таким образом, характер и последовательность проявления регионального метаморфизма и метасоматизма в основных-ультраосновных и гранитоидных интрузивных породах юго-западного обрамления Печенгской структуры полностью согласуются с таковыми процессами во вмещающих их вулканогенно-осадочных породах, отвечая при этом главным этапам развития древней подвижной области.

Термодинамический режим метаморфизма в докембрии

Ниже кратко остановимся на рассмотрении некоторых вопросов, связанных с особенностями термодинамических условий и длительности отдельных этапов метаморфизма описываемых докембрийских образований.

Исходя из общепринятых представлений о связи давления при региональном метаморфизме с литостатическими нагрузками, измеряемыми мощностями перекрываемых толщ ($P_{\text{общ}} = \rho gh$, где ρ — средняя плотность до глубины h , а g — ускорение силы тяжести), выявленные нами изменения P - T условий метаморфизма пород каскамской свиты (от 13–7 кбар и 825–700°С на первом этапе до 7–4 кбар и 670–550°С — на втором) должны интерпретироваться как следствие значительной исходной глубины их залегания (48–30 км) с последующим воздыманием толщ до глубины 20–15 км. Однако, чтобы принять эти условия, необходимо сделать допущения, что между первым этапом (ранние фазы складчатости) и вторым (главная фаза складчатости) происходила интенсивная эрозия, обусловившая смыв перекрывающих пород как минимум на 15–25 км. Реконструкция же геологического разреза каскамской свиты позволяет установить максимальную глубину ее эрозионного среза лишь на 5–8 км. Это, а также имеющиеся в литературе указания о распространенности пород высоких давлений в метаморфических комплексах умеренной или малой глубинности [22, 64, 104] и, наоборот, отсутствии метаморфизма в прогибах, мощность осадочных отложений в которых достигает 25 км и более [28, 63], не согласуется с существующими до сих пор представлениями о "метаморфизме погружения"

Приводимые к тому же некоторыми авторами [70, 84] приближенные оценки изменения температур в земной коре показывают, что современный геотермический градиент (Γ_0), при различных вариантах интенсивности тепловых потоков, может обеспечить нарастание температуры с глубиной в следующем порядке: 5 км — от 80 до 151°С, 10 км — 120–294°С, 20 км — 225–527°С, 30 км — 300–695°С. Из этих цифр видно, что средние значения температуры, достигаемые на глубине 20–30 км, могли бы формировать в докембрии лишь породы фаций зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов.

В поисках выхода из этого противоречия многие геологи и геофизики вынуждены были искать причину высоких температур и давлений вне связи с мощностями пород. Некоторые ученые [83] причину высоких давлений, превышающих литостатические нагрузки, видят в избыточном давлении, создаваемом "тектоническими перегрузками". Возникновение таких перегрузок одни исследователи объясняют локальным и очень быстрым погружением соответствующих зон [95], другие — флюидным сверхдавлением [14]. Однако по свидетельству самих же авторов причины и механизм тектонических перегрузок до сих пор остаются неясными и во многом дискуссионными. Кроме того, петроструктурные данные, полученные Р. Рутландом [62], "опровергают любую гипотезу об избыточных давлениях".

С другой стороны, многие авторы признают, что метаморфизм, характерный для докембрия, мог осуществляться лишь при более интенсивном тепловом режиме Земли. Так, В.В.Хлестов [74] объясняет его более высокими температурами земной поверхности в архее ($\sim 200^\circ\text{C}$). Тогда при сравнительно небольших значениях $\Gamma_T = 40-60^\circ\text{C}/\text{км}$ высокотемпературный метаморфизм должен был проявляться на глубинах от 10 до 35 км. Однако это противоречит данным геологических наблюдений, свидетельствующих о формировании пород эклогитовой и гранулитовой фаций на значительно меньших глубинах — 5–10 км [64]. У.Файф [87], напротив, предполагает повышенные геотермические градиенты в архее ($\Gamma_T = 100^\circ\text{C}/\text{км}$), объясняя их активными конвекционными потоками в мантии. В таком случае, температуры, необходимые для формирования пород эклогитовой и гранулитовой фаций, могли реализоваться на глубине 8–10 км. Однако, исходя из величины давления, измеряемого мощностями перекрывающих толщ, литостатические нагрузки на этих глубинах не должны были бы превышать 2–3 кбар и, следовательно, не могли обеспечить условия, необходимые для формирования указанных фаций по давлению.

Таким образом, ни одно из указанных выше предположений не разрешает противоречия, которое можно назвать "парадоксом регионального метаморфизма": при малых значениях Γ_T температуры, необходимые для метаморфизма, реализуются на очень больших глубинах, что не согласуется с геологическими наблюдениями о сравнительно небольшом эрозионном срезе докембрийских толщ [22, 64] и, наоборот, при повышенных значениях Γ_T необходимые температуры реализуются на малых глубинах, где давление, обусловленное преимущественно литостатическими нагрузками, явно недостаточно для образования соответствующих фаций.

По нашему мнению [37, 38], это противоречие снимается, если рассматривать эволюцию термодинамического режима регионального метаморфизма с позиции гипотезы расширяющейся Земли О.Х.Хильгенберга [90], поддерживаемой и развиваемой многими геологами и геофизиками [72, 79]. В последние годы В.Н.Лариным [36] предложен и механизм расширения нашей планеты, основанный на известных представлениях В.И.Вернадского о широком распространении гидридных соединений в глубинах Земли.

Полагая, что размеры Земли увеличиваются по экспоненциальной функции и принимая за основу величины радиуса Земли, приводимые О.Х.Хильгенбергом [91, 21] от позднего докембрия (0,6 млрд. лет) до настоящего времени (рис. 11), нетрудно вывести выражение этого изменения:

$$\frac{R_T}{R_Q} = e^{-0,0199\sqrt{T}}, \quad (1)$$

где R_T — средняя величина радиуса Земли в любой прошедший момент геологического времени; R_Q — средняя величина радиуса Земли в со-

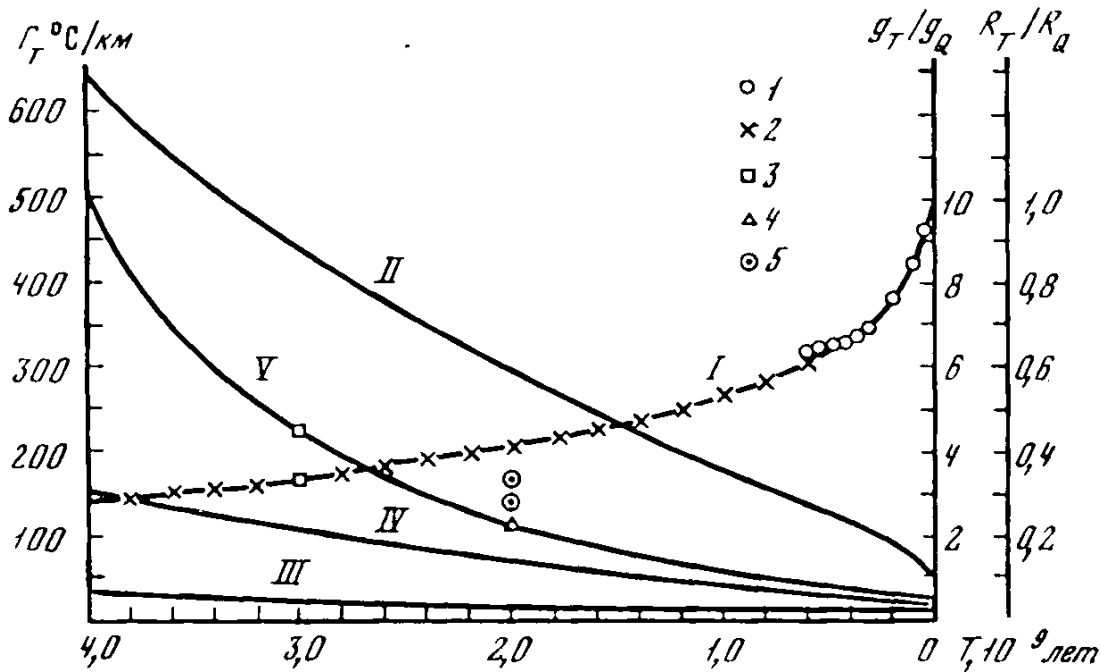


Рис. 11. Характер изменения радиуса и гравитационного поля Земли и палеогеотермических градиентов на докембрийских щитах

I – изменение радиуса; *1* – по О.Х. Хильгенбергу [91] и В.П. Колчанову [21], *2* – экстраполяция по формуле $R_T/R_Q = e^{-0,0199\sqrt{T}}$; *II* – изменение ускорения силы тяжести; *III* – *V* – изменение геотермического градиента: *III* – $\Gamma_T(R_T=R_Q; K_T > 1)$; *IV* – $\Gamma_T(R_T < R_Q, K_T = 1)$; *V* – $\Gamma_T(R_T < R_Q, K > 1)$; *3*–*4* – значения Γ_T , рассчитанные по наблюдаемым температурам регионального метаморфизма каскамской (*3*) и тальинской (*4*) свит; *5* – значения Γ_T , рассчитанные по наблюдаемым температурам гранитизации каскамской свиты

временную эпоху; *T* – геологическое время, отсчитываемое от настоящего момента, в млн. лет.

Экстраполяция по формуле (1) для более отдаленных геологических эпох показывает, в частности, что на рубеже 4 млрд. лет радиус Земли составлял всего $0,28 R_Q$. На рис. 11 также хорошо видно, что темп расширения земного шара в докембрии был значительно медленнее по сравнению с палеозоем и особенно мезо-кайнозоем. Полагая, что масса Земли (*M*) и гравитационная постоянная (*f*) существенно не изменялись в течение геологического времени, из известной формулы

$$g = \frac{M}{R^2} \quad (2)$$

нетрудно получить отношение

$$\frac{g_T}{g_Q} = \left(\frac{R_Q}{R_T} \right)^2 = e^{0,0398\sqrt{T}}, \quad (3)$$

где g_T – средняя величина ускорения силы тяжести на Земле в любой

прошедший момент геологического времени; g_Q — средняя величина ускорения силы тяжести на Земле в современную эпоху.

Кривая изменения ускорения силы тяжести, рассчитанная по формуле (3), показана на рис. 11. Возможное уменьшение в течение геологического времени гравитационной постоянной, как это предполагают физики П. Дирак, П. Иордан и др., принципиально не изменит характера кривой g_T/g_Q и лишь увеличит ее крутизну, указывая на еще больший темп ослабления силы тяжести на Земле за этот же период. На рис. 11 видно, что сила тяжести в архее (2,6–4 млрд. лет) в 8–13 раз превышала современную и понизилась к концу докембрия до $2,8 g_Q$. Простейшие расчеты показывают, что при $g_T = 10 g_Q$ (среднее для архея) давление в 10–15 кбар реализовывалось на глубине 4–6 км, что хорошо согласуется с указанными выше геологическими данными.

Не вдаваясь в детальное обсуждение представлений о расширяющейся Земле, следует лишь подчеркнуть, что они наиболее естественным образом объясняют новообразование океанов, тогда как уменьшение силы тяжести в течение геологической истории позволяет, на наш взгляд, решить некоторые спорные вопросы докембрийского породообразования. Так, например, из приведенных выше расчетов следует, что на ранних этапах развития Земли длительные литостатические нагрузки, усиленные повышенной гравитацией, могли создавать на малых глубинах и больших площадях условия полной замкнутости системы в отношении порового флюида, т. е. условия, необходимые для образования пород высоких давлений.

Последние, как известно, специфичны как по распространенности их в земной коре, так и по приуроченности к определенным стадиям развития древних подвижных зон. Породы эклогитовой и гранулитовой фаций известны на всех материках, занимают большие площади в пределах древних платформ и имеют преимущественно архейский возраст [10, 70]. Предполагается также [43], что на ранних этапах развития земной коры эклогиты имели более широкое распространение, но в период "гранулитового метаморфизма" и последующей гранитизации были вытеснены гранатовыми амфиболитами, пироксен-плаггиоклазовыми сланцами и гнейсами. В пределах отдельных щитов, например на Алданском [19], устанавливается даже прямое соответствие между фациями метаморфизма и стратиграфическими подразделениями докембрия: в раннем архее — гранулитовая, в позднем — амфиболитовая, в раннем протерозое — эпидот-амфиболитовая и низкотемпературная часть амфиболитовой фации.

Согласно формационной систематике метаморфических пород А. А. Маракушева [43, 45], докембрийские комплексы гранатовых амфиболитов, гранат-двупироксеновых основных гранулитов (плаггиоклазовых эклогитов) и т. д. с подчиненным развитием метагипербазитов относятся к формации А (догранитный метаморфизм), формирование которой связывается с начальными стадиями дислокационного развития древних эвгеосинклиналей. Как уже отмечалось выше, образование

экологитизированных основных пород каскамской свиты также относится к ранним фазам складчатости, время проявления которой совпадает с внедрением друзитов и датируется \geq в 3 млрд. лет. Согласно же выявленной тенденции изменения ускорения силы тяжести, g_T при этом значении возраста должно было превышать g_Q в 9 раз (рис. 11) и, следовательно, давление в 13 кбар могло реализовываться на глубине порядка 5,5 км.

Полученные данные позволяют рассматривать и возможные изменения значений палеогеотермического градиента в поверхностных слоях древней сиалической коры, где общий фон повышенных температур при региональном метаморфизме создавался преимущественно путем кондуктивного теплопереноса из более глубоких горизонтов [70]. По современным представлениям большая часть внутреннего тепла Земли имеет радиогенную природу. С учетом периода полураспада главнейших долгоживущих изотопов все авторы [8, 40] принимают, что общий поток радиоактивного тепла Земли в прошлом (Q_T) превосходил его современное значение (Q_Q). Данные Г.В.Войткевича [8] позволяют (пренебрегая другими возможными источниками тепла) определить величину отноше-

ния $\frac{Q_T}{Q_Q} = K_T \geq 1$ для любого момента геологического времени.

Исходя из соотношения $Q = qS$, где q — удельный тепловой поток, а S — площадь поверхности Земли, имеем

$$\frac{Q_T}{Q_Q} = K_T = \frac{q_T S_T}{q_Q S_Q}. \quad (4)$$

Произведя простейшие преобразования, получим

$$\frac{q_T}{q_Q} = K_T \frac{S_Q}{S_T} = K_T \left(\frac{R_Q}{R_T} \right)^2. \quad (5)$$

Учитывая, что $q = \lambda \Gamma$, где λ — коэффициент теплопроводности, а Γ — геометрический градиент, и принимая в первом приближении $\lambda_T = \lambda_Q$, имеем

$$\frac{q_T}{q_Q} = \frac{\Gamma_T}{\Gamma_Q} = K_T \left(\frac{R_Q}{R_T} \right)^2. \quad (6)$$

Подставляя из (3) в (6), окончательно получим

$$\Gamma_T = \Gamma_Q \cdot K_T \left(\frac{R_Q}{R_T} \right)^2 = \Gamma_Q K_T \cdot e^{0,0398 \sqrt{T}}. \quad (7)$$

Таблица 7

Сопоставление расчетных значений палеогеотермических градиентов P - T условий метаморфизма пород юго-западного обрамления

Этап (свиты)	T , млрд. лет	P , кбар (наблюдаемые)	t , °C (наблюдаемые)	$R_T = R_Q; g_T = g_Q; K_T > 1$	
				h , км	t , °C
1	2	3	4	5	6
Региональный метаморфизм (ks_{1-3})	3,0	13-7	900-700	48-26	1200-750
Гранитизация (ks_1)	2,0	7-4	650-500	26-15	500-280
Региональный метаморфизм (tl)	2,0	5	400	18	340

Известно, что на современной Земле наименьшие значения геотермических градиентов, характеризующиеся к тому же минимальной дисперсией, типичны для щитов древних платформ. Так, в частности, средняя величина Γ_Q на Балтийском и Украинском щитах составляет

12°С/км [50]. Согласно гипотезе О.Х.Хильгенберга, отвергающего дрейф материковых глыб через океаны, вся поверхность Земли в докембрии была покрыта сиалической корой (коровый шар). С этих позиций современные щиты древних платформ являются в достаточной степени представительными ее фрагментами как по вещественному составу коры, так и по структурным связям с более глубокими слоями Земли. Это обстоятельство позволяет приближенно принимать $\lambda_T = \lambda_Q$ и считать $\Gamma_Q = 12^\circ\text{C}/\text{км}$ исходной величиной при расчетах палеогеотермических градиентов, существовавших в верхних горизонтах докембрийской сиалической коры.

Исследование уравнения (7) показывает следующее (см. рис. 11). 1. В случае нерасширяющейся Земли изменение Γ_T должно было осуществляться лишь за счет изменяющегося во времени потока радиогенного тепла ($R_T = R_Q; K_T > 1$). Тогда в архее (2,6-4 млрд. лет) Γ_T не превышал 22-40°С/км. 2. В случае расширяющейся Земли и стабильного потока радиогенного тепла ($R_T < R_Q; K_T = 1$) повышенные значения Γ_T в прошлом определялись увеличением удельных тепловых пото-

с эмпирическими данными геотермобарометрических определений
Печенгской структуры

$R_T < R_Q; g_T > g_Q; K_T \geq 1$			$\Gamma_T, ^\circ\text{C}/\text{км}$ вычисленные по колонкам 4 и 7
$h, \text{км}$	$t, ^\circ\text{C}, K_T = 1$	$t, ^\circ\text{C}, K_T > 1$	
7	8	9	10
5,5-3,0	600-330	1260-690	165-235
4,5-3,0	325-180	520-290	145-165
3,5	250	400	115

ков за счет значительно меньшей поверхности Земли ($S_T < S_Q$). При этом в архее величина Γ_T уже достигала $92-154^\circ\text{C}/\text{км}$. 3. В случае расширяющейся Земли и изменения во времени общего потока радиогенного тепла ($R_T < R_Q; K_T > 1$), т. е. совместного действия обоих рассматриваемых факторов, палеогеотермические градиенты достигали максимальных значений. В том же интервале времени, 2,6-4 млрд. лет, они изменялись от 166 до $508^\circ\text{C}/\text{км}$.

Сопоставление рассчитанных значений палеогеотермических градиентов с данными геотермобарометрических определений, характеризующих P, T -условия метаморфизма пород каскамской и тальинской свит (табл. 7), позволяет сделать следующие выводы: 1. В случае расширяющейся Земли температуры формирования указанных метаморфических фаций, вычисленные по соответствующему Γ_T ($R_T = R_Q; K_T > 1$), сопоставимы с их наблюдаемыми значениями. Однако, рассчитанные при этом глубины в 2-6 раз превышают установленные по геологическим данным максимально допустимые мощности перекрывающих толщ. 2. В случае расширяющейся Земли и стабильного потока радиогенного тепла ($R_T < R_Q; K_T = 1$) рассчитанные температуры не достигают критических величин, необходимых для формирования соответствующих фаций. В этом варианте значения глубин уже согласуются с геологическими данными. 3. В случае расширяющейся Земли и изменяющегося теплового потока ($R_T < R_Q; K_T > 1$) полученные в результате расчетов

глубины, температуры и палеогеотермические градиенты (табл. 7, колонки 7, 9, 10) наиболее полно удовлетворяют данным геологии и геотермобарометрии как для гранулитовой, так и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. В то же время отмечаемое при гранитизации некоторое превышение наблюдаемых температур и вычисленных по ним палеогеотермических градиентов по сравнению с теоретическими (см. рис. 11) по всей вероятности, связано с дополнительным тепловым потоком, обусловленным процессами гранитообразования.

Проведенные исследования позволяют считать, что область значений Γ_T , заключенная между кривыми IV и V на рис. 11, представляется наиболее приемлемой для характеристики температурного режима регионального метаморфизма в геологической истории докембрийских щитов.

Представляется также, что рассчитанные значения Γ_T для 3 млрд. лет достаточно правдоподобны, поскольку соизмеримы с величиной геотермического градиента ($100^\circ\text{C}/\text{км}$), приводимой У.Файфом [87] для архея.

Время следующего этапа метаморфических преобразований пород каскамской свиты (региональная гранитизация) датируется 1,8 млрд. лет. Медленное уменьшение ускорения силы тяжести от $g_T = 9g_Q$ до $g_T = 5g_Q$, достигнутое к этому периоду времени, с одной стороны, обусловило значительную длительность "догранитного метаморфизма" (≥ 1 млрд. лет), а с другой — не могло уже, по-видимому, препятствовать активному проявлению восходящих движений, сопровождаемых гранитоидным магматизмом. Наступившее изменение геотектонического режима (инверсионная и постинверсионная стадии развития древних подвижных зон), в свою очередь, способствовало постепенному сокращению роли догранитного метаморфизма и усилению метаморфизма, сопряженного с формированием гранитоидов. Широко проявленные в этот период времени плагиогранитизация и плагиомигматизация, накладываясь на догранитные метаморфические образования, привели к интенсивной переработке их с уменьшением объемного веса от $d_v = 3,16$ до $d_v = 2,60$ (см. табл. 5, рис. 8), так как "только со снижением давления появляется возможность метаморфических превращений, сопровождаемых значительным возрастанием объема" [43, стр. 297].

Вместе с тем региональная гранитизация способствовала омоложению возраста исходных пород. Образовавшиеся в конечном итоге комплексы в формационной систематике метаморфических пород А.А.Маракушева соответствуют формации полиметаморфических образований группы Б-I и частично Б-II, подтверждая тем самым намеченную им эволюцию метаморфизма подвижных зон: А → Б-I → Б-II.

Таким образом, можно предположить, что специфика докембрийского петрогенезиса состоит в том, что в силу существования высоких значений g_T и Γ_T , процессы регионального метаморфизма осуществлялись на малых глубинах и в течение очень длительного времени. При этом общая продолжительность метаморфизма в докембрийских подвижных зонах от времени накопления вулканогенно-осадочных толщ, материал которых сразу же подвергался метаморфизму, до завершения складчатости могла достигать 1–1,5 и более млрд. лет (см. табл. 8).

Геологическое развитие, возрастное положение и медно-никелевая минерализация юго-западного обрамления Печенгской структуры

История геологического развития

Изложенный в предыдущих разделах материал позволяет дать новую интерпретацию докембрийской геологической истории района. Последний рассматривается как часть древней подвижной области, в развитии которой намечаются шесть главных этапов.

1. Этап прогибания сопровождался накоплением мощных толщ терригенно-вулканогенных пород (каскамская свита) с телами межпластовых основных интрузий.

2. В ранний этап складчатости происходил региональный метаморфизм этих пород в условиях гранулитовой фации и внедрение базит-гипербазитовых интрузий, преобразуемых в друзиты.

3. Инверсия тектонических движений привела к разделению подвижной области на геосинклинальные поднятия (По́дозерский антиклинорий) и промежуточные прогибы с накоплением в пределах последних глинисто-терригенных отложений с прослоями вулканитов (тальинская свита).

4. Этап главной фазы складчатости сопровождался метаморфическими изменениями пород каскамской и тальинской свит в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, расчленением и растаскиванием до- и раннескладчатых интрузивных тел на блоки, развитием будинажа и Fe-Mg-Ca и Fe-Ca метасоматоза. Гранитизация и ультраметаморфизм (формирование гнейсо-гранитных куполов) проявились главным образом в пределах геоантиклинальных поднятий.

5. С заключительными фазами складчатости связано формирование межпластовых нарушений и отслоений по контактам разнородных пород. В зонах глубинных разломов, разграничивающих геоантиклинальные поднятия и промежуточные прогибы, они были благоприятными для локализации позднекладчатых пегматитов и ультраосновных интрузий. Последние обычно никеленосны и в данном районе, как и в пределах Аллареченского района [9], относятся к габбро-перидотитовой формации.

6. После консолидации складчатой области (платформенный этап) внедрялись дайки диабазов, не затронутые процессами метаморфизма.

Предлагаемая трактовка последовательности образования основных пород данного района в значительной мере согласуется с характером развития магматизма в Беломорье [77]. Генетическое родство сопоставляемых комплексов подтверждается сходством морфологии, условий залегания и характером взаимоотношений тел эффузивных и интрузивных пород.

живных пород, общностью их петрографического и химического составов и сходством продуктов полиметаморфического преобразования. При этом, учитывая новое понимание геологической истории Беломорья [78], отрицающее два тектоно-магматических цикла в беломорском архее, комплекс раннескладчатых интрузий (друзитов) каскамской свиты представляется автору одним из важнейших "реперов" единства геологической истории сопоставляемых районов. На этом основании породы каскамской свиты должны относиться к кольско-беломорской серии.

К-Аг возраст

С целью выяснения возрастного положения вулканогенно-суперкрустальных образований юго-западного обрамления Печенгской структуры автором было проведено детальное геохронологическое изучение последовательности формирования и метаморфического преобразования исходных пород каскамской и тальинской свит, включая развитые среди них интрузивные комплексы, а также радиологическое датирование коррелируемых [66] с ними образований Терско-Варзугского прогиба.

Плохая сохранность неизмененных реликтов первичных минералов не позволяет радиометрически датировать время накопления исходных терригенно-осадочных и эффузивных толщ. Определения же радиологического возраста метаморфических пород по различным пороодообразующим минералам [33] характеризуют время формирования складчатых структур и синхронных с ними процессов плагиогранитизации и ультраметаморфизма, равное 2000–1800 млн. лет (табл. 8). Согласно геохронологической шкале 1964 г., этот интервал относится к границе нижнего и среднего протерозоя и согласуется со статистическими максимумами К-Аг возраста структурного формирования саамид и беломорид, т. е. с возрастом аналогичных минералов, образованных при гранитизации амфиболитов и гнейсов кольско-беломорской серии 1950–1830 млн. лет [11, 46], а также синкинематических гранитоидов – 2038–1838 млн. лет [46, 77]. В то же время цифры, полученные нами по реликтам первичномагматического лабрадор-битовнита и анортита из раннескладчатых интрузий габбро-норитов, прорывающих породы нижней толщи каскамской свиты (3380–2645 млн. лет), однозначно свидетельствуют, что время образования последних ниже границы протерозой-архей – 2600–2500 млн. лет. Подобные соотношения были получены Э.К.Герлингом и И.И.Матвеевой [11] для беломорид, гранитизированные гнейсы которых датируются в 1900–2000, а прорывающие их друзиты – в 2400–2910 млн. лет, а также Л.Н.Овчинниковым и С.И.Вороновским для Воронежского кристаллического массива (вмещающие породы смородинского участка КМА – 2000 млн. лет, а прорывающие их интрузии габбро-норитов смородинского комплекса – 3150–3350 млн. лет).

Таким образом, анализ радиологических данных подтверждает геолого-петрографические выводы и позволяет сделать заключение о том, что породы юго-западного обрамления Печенгской структуры должны быть исключены из "тундровой" серии Печенгско-Варзугской зоны ниж-

непротерозойских карелид и рассматриваться в качестве составной части широко развитой в пределах северо-западной части Кольского полуострова кольско-беломорской серии. Возраст заложения рассматриваемой части подвижного пояса, включая этапы прогибания и накопления вулканогенно-осадочных толщ каскамской свиты, должен датироваться цифрами, значения которых по шкале 1964 г. не моложе верхнеархейских, а возраст их структурного формирования, включая накопление и метаморфизм глинисто-терригенных отложений тальинской свиты, — верхний архей—нижний протерозой.

Подтверждением этого вывода служит также и значительное сходство позднескладчатых гипербазитов каскамской свиты с никеленосными интрузиями Аллареченского района. Общие черты для них следующие: литологическая однотипность вмещающих пород, идентичность морфологии и ориентировки складок и осложняющих их более мелких структурных элементов, приуроченность интрузий к межпластовым нарушениям, а также сходный характер их метасоматического изменения. Последние, как было показано выше, носят явно регрессивный характер и обусловлены влиянием послемагматических процессов, связанных с вмещающими их гнейсо-гранитами. Одновременность этих процессов доказывается сходными цифрами К-Аг определений по соответствующим минералам из гнейсо-гранитов (1640—1675 млн. лет) и из флогопитовых тремолититов и актинолититов (1635—1774 млн. лет).

Радиологическое датирование метаморфических пород Терско-Варзугского прогиба, относящихся к "истинной" тундровой серии [57] и коррелируемых С.Н. Суловой [66] с породами юго-западного обрамления Печенгской структуры (кислогубская свита с тальинской, а залегающие выше витегубская и арваренчская — с каскамской), показало значительный разброс цифр от 1920 до 1520 млн. лет и несопоставимость их с возрастом регионально-метаморфизованных пород каскамской и тальинской свит (2645—2050 млн. лет).

Сульфидная минерализация и некоторые вопросы генезиса медно-никелевых руд

Как известно, медно-никелевые месторождения Кольского полуострова связаны преимущественно с проявлениями ультраосновного магматизма различной формационной принадлежности, отражающими определенные этапы в истории развития докембрия Балтийского щита. При этом наряду с первично-магматической концентрацией Си и Ni в ультрабазитах важную роль играет метаморфизм и связанные с ними процессы рудообразования. В северо-западной части Кольского полуострова месторождения и рудопроявления подобного типа широко известны и подробно изучены в пределах Печенгского и Аллареченского рудных полей [9]. За последние годы в пределах описываемого района, расположенного в нескольких десятках километров к юго-запад-западу от Печенгских и к запад-северо-западу от Аллареченских месторождений, геологи Мурман-

Таблица 8

Схема возрастной последовательности образования и полиметаморфизма Печенгской структуры

Этап	Первично-осадочные породы	Первично-магматические породы
Активизация		Внедрение секущих даек диабазовых порфиритов (1)
Перерыв		
Прогрессивный метасоматический процесс (гранитизация) и послемагматические изменения	<p>Микроклинизация, мусковитизация и окварцевание плагиогнейсов (2,3) и гранитогнейсов (7,8)</p> <p>Внедрение позднекладчатых пегматитов (9) и гипербазитовых интрузий и их метасоматическое изменение (4-6), связанное с послемагматическими процессами в синкладчатых гранито-гнейсах</p> <p>Образование порфиробластических амфиболитов (каскамская и тальинская свиты: 14 и 13); плагиошпатизация (11) и биотитизация (12) амфиболитов (15,16) и гнейсов (17) каскамской свиты, завершающиеся формированием плагиогранитов и мигматитов (10)</p> <p>Внедрение синкладчатых интрузий гранитов (18)</p>	
Региональный метаморфизм	<p>Преобразование терригенно-осадочных пород в различные кристаллические сланцы (тальинская свита, 19-21) и параамфиболиты (каскамская свита, 22-24), а основных вулканитов - в ортоамфиболиты</p> <p>Внедрение раннекладчатых основных (28) и ультраосновных интрузий (27), их жильных фаций (26) и их метаморфизм (образование друзитов, 25)</p>	
Дометаморфический	<p><u>Тальинская свита</u> Песчано-алевритовые осадки</p> <p><u>Каскамская свита</u> Вулканогенные и терригенно-осадочные породы</p>	<p>Межпластовые тела основных пород</p> <p>Широкое проявление основного и среднего вулканизма, сопровождаемое внедрением базитов</p>

* Среднеквадратичная погрешность измерения.

фического преобразования кристаллических пород юго-западного

Минерал (№ пробы)	K, %	$\frac{^{40}\text{Ar}}{\text{HMM}} \cdot 10^{-4}$	Возраст, млн. лет
Валовая проба (1)	0,43	95	508 \pm 30*
Перерыв			
Роз (2)	1,74	1830	1707 \pm 51
Би (3)	7,03	7920	1785 \pm 80
Акт (4)	0,13	133	1635 \pm 80
Акт (5)	0,19	214	1774 \pm 80
Трж (6)	0,14	145	1698 \pm 60
Мкр (7)	11,41	11300	1640 \pm 45
Би (8)	6,20	6920	1675 \pm 40
Би (9)	4,66	5500	1840 \pm 70
Би (10)	4,18	4760	1798 \pm 80
Пл _{0,20-0,45} (11)	0,15	164	1750 \pm 70
Би (12)	4,30	5515	1860 \pm 85
Роз (13)	0,38	462	1693 \pm 75
Роз (14)	0,04	49	1870 \pm 90
Роз (15)	0,44	505	1805 \pm 65
Роз (16)	0,41	495	1866 \pm 90
Би (17)	6,90	8020	1822 \pm 70
Би (18)	7,33	9260	1922 \pm 60
Роз (19)	0,54	700	1952 \pm 70
Роз (20)	0,36	505	2050 \pm 95
Би (21)	6,92	8300	1853 \pm 80
Роз (22)	0,78	970	1900 \pm 80
Роз (23)	0,30	379	1920 \pm 90
Роз (24)	0,38	509	1990 \pm 90
Акт (25)	0,04	58	2000 \pm 90
Роз (26)	0,25	330	1975 \pm 90
Пл _{0,70-0,95} (27)	0,02	44	2645 \pm 100
Пл _{0,6-0,8} (28)	0,07	246	3380 \pm 160

Неизмененные реликты первично осадочных и магматических минералов не сохранились

ской ГР) выявили ряд новых медно-никелевых рудопроявлений. Так, к югу от горы Куройви (см. рис. 1) бурением вскрыто рудное тело, приуроченное к лежащему боку одной из ультраосновных интрузий, расположенных в зоне эндоконтакта гнейсо-гранитного массива с породами каскамской свиты.

В ультраосновных породах позднескладчатого комплекса сульфидные минералы представлены пентландитом, пирротином и халькопиритом. Пентландит-1 характеризуется крайне неравномерным распределением в ультраосновных породах. Максимальное его количество ($\geq 8\%$) отмечается в оруденелых интрузиях, где он образует крупные индивидуализированные скопления размером до 2 мм. Присутствие в пентландите-1 незамещенных включений магматических рудных и силикатных минералов, с одной стороны, и наличие в нем прожилково- и петельчато-коррозионных микроструктур замещения новообразованным магнетитом-2 (см. рис. 3,14), с другой, однозначно свидетельствуют об образовании этого минерала в магматическую стадию. Пирротин-1 и халькопирит-1 (до 5% каждый) присутствуют в сростках, реже в виде самостоятельных ксеноморфных выделений (0,01 – 0,2 мм), корродирующих обычно пентландит-1. Иногда в сростках с ними встречаются зерна сиреневого пирротина, характеризующегося более высокой отражательной способностью и анизотропией.

Практически во всех гипербазитах наблюдается метасоматическая зональность, состоящая из трех последовательно сменяющих друг друга зон. В порядке возрастания интенсивности процесса выделяются: серпентинизированный гипербазит, тяготеющий обычно к внутренним частям интрузивных тел; актинолитизированный и флогопитизированный тремолитит переходной зоны и флогопитовый актинолитит, развитый в эндоконтакте и вдоль трещин, секущих эти тела. Во всех зонах изредка сохраняются реликтовые зерна оливина, раннего хлорита и серпентина. Контакты между зонами обычно нерезкие, мощность отдельных зон не превышает 1–2 м.

Предшествующие метасоматическому процессу серпентинизация и ранняя хлоритизация оливина сопровождаются образованием в нем тончайших линзо- и нитевидных выделений магнетита-2. Серпентин-магнетитовые прожилки имеют симметрично-зональное строение; изредка серпентин нацело замещает оливин, а магнетит-2 частично пирротин-1 и халькопирит-1. Наименее интенсивным выражением метасоматического процесса служит образование бесцветного амфибола – тремолита. Представлен он мелкозернистым агрегатом, выполняющим каемки и прожилки в оливине, а также гомоосевыми псевдоморфозами по пироксену, реже крупными (до 2,5 мм) порфиробластами. Кристаллохимическая формула тремолита (проба 1301, табл. 2): $(\text{Ca}_{1,09} \text{Na}_{0,51} \text{K}_{0,20})_{1,80} (\text{Mg}_{3,86} \text{Fe}^{2+}_{0,80} \text{Fe}^{3+}_{0,25} \text{Mn}_{0,06} \text{Ti}_{0,03})_{5,00} [(\text{Si}_{7,49} \text{Al}_{0,51})_8 \text{O}_{22}] (\text{OH}_{1,83} \text{F}_{0,14})_{2,00}$; $-2V = 82^\circ$; $cNg = 10^\circ$; $n_g = 1,648$; $n_p = 1,633$; $F = 22\%$. Процесс тремолитизации обычно сопровождается появлением в амфиболитах избыточного ильменита-2, образующего густую "сыпь" преимущественно в централь-

ной их части. Вместе с тремолитом в незначительных количествах (до 0,5%) образуется бледно-коричневый флогопит ($-2V=10^\circ$, $n_g \approx n_m = 1,612$).

В переходной зоне тремолит перекристаллизовывается с укрупнением зерен и замещается светло-зеленым амфиболом актинолит-гастингситового состава (проба 1301/1, табл. 2): $(Ca_{1,85}Na_{0,72}K_{0,16})_{2,73}(Mg_{3,73}Fe_{0,92}^{2+}Fe_{0,26}^{3+}Mn_{0,02}Ti_{0,08}Al_{0,20})_{5,21}[(Si_{6,39}Al_{1,61})_8O_{22}(OH_{1,79}F_{0,11}O_{0,05})_{1,95}]$; $-2V=82^\circ$; $cNg=16-22^\circ$; $n_g=1,655$; $n_p=1,639$; $F=24\%$.

В зоне наиболее интенсивного метасоматоза наблюдается дальнейшее увеличение железистости амфиболов. Голубовато-зеленый амфибол здесь имеет следующую кристаллохимическую формулу (проба 1180/1, табл. 2): $(Ca_{1,84}Na_{0,59}K_{0,10})_{2,53}(Mg_{3,35}Fe_{1,10}^{2+}Fe_{0,48}^{3+}Mn_{0,02}Ti_{0,07}Al_{0,04})_{5,06}[(Si_{6,84}Al_{1,16})_8O_{22}(OH_{1,65}F_{0,12}O_{0,11})_{1,88}]$; $-2V=84-85^\circ$; $cNg=21-24^\circ$; $n_g=1,659$; $n_p=1,648$; $F=32\%$. В составе слюд также отмечается переход к более железистым разновидностям ($-2V=10-15^\circ$; $n_g \approx n_m = 1,622$). Флогопитовые актинолититы имеют мелко-, среднезернистую, немато-, лепидогранобластовую структуру и сланцеватую текстуру.

В отдельных интенсивно метасоматически измененных телах ультраосновных пород флогопит-актинолитовая зона нередко становится рудным телом, поскольку именно с этой зоной связано сульфидное оруденение халькопирит-пентландит-пирротиновое и пирротиновое. Средние содержания Ni и Cu в одном из рудных тел участка Рунийюки составляют соответственно: 0,65 и 0,45% — в бедновкрапленных; 4,99 и 3,65% — в густовкрапленных и 9,95 и 1,32% — в сплошных рудах.

Халькопирит-2 (от 1 до 10%) образует ксеноморфные выделения размером 0,01–0,3 мм, иногда с веретенообразными двойниками давления. Присутствует, как правило, в сростках с пирротин-2, вместе с которым участвует в замещении пентландита-1, вплоть до его полного исчезновения; пентландит-1 при этом замещается также виоларитом, валлеритом и кубанитом. Иногда по халькопириту-2 развивается макинавит, образующий удлиненно-линзовидные (вдоль трещинок) и ксеноморфные выделения с сильным двуотражением и резкой анизотропией. Очень редко встречаются сростки халькопирита-2 с борнитом. Последний, в свою очередь, содержит мельчайшие пластинчатые и решетчатые выделения халькопирита-3, образующегося в результате распада твердого раствора борнит-халькопирит. Пирротин-2 (от 2,5 до 60%) образует ксеноморфные скопления (до 3–5 см) и сростки с халькопиритом-2; изредка выполняет тончайшие (< 0,005 мм) трещинки в амфиболах и включает реликты магматических рудных минералов. Слабомагнитный и имеет неоднородное внутреннее строение, отчетливо проявляющееся при травлении парами царской водки. Замещает магматический пентландит-1, при этом в пирротине по периферии зерен и трещинам спайности появляются мелкие пластинчатые и пламенеvidные (< 0,001 мм) выделения

пентландита-2 (см. рис. 3,15). Пентландит-2 – продукт распада пентландит-пирротинового твердого раствора. В наиболее оруденелых участках флогопит-актинолитовой зоны новообразованный пентландит представлен и более крупными самостоятельными выделениями.

На заключительной стадии метасоматического процесса появляется поздний хлорит. Он образует единичные чешуйки и маломощные прожилки, секущие сланцевую ткань актинолитов; часто развивается по рудным минералам, включая пирротин-2 и халькопирит-2. Обычно это бесцветные мелкие субидiomорфные чешуйки с темно-серыми цветами интерференции и волнистым погасанием. Самый поздний по времени образования – кальцит. Он образует редкие порфиробласты размером до 2–3 мм, развивающиеся как в актинолитах, так и в секущих их монохлоритовых прожилках. Порфиробласты имеют ситовидное строение и нередко зональны.

Как было показано выше (см. главу 1) формирование медно-никелевого оруденения в позднекладчатых гипербазитах генетически связано с поздней щелочной стадией послемагматического изменения вмещающих их гнейсо-гранитов. С этой точки зрения роль гипербазитовых интрузий рассматривается нами, с одной стороны, как источник первично-магматического никеля, связанного с кристаллизацией ультраосновной магмы, и с другой – как благоприятная среда нейтрализации растворов кислотной стадии и осаждения рудных компонентов на фронте ее прохождения.

Данные, приведенные по позднекладчатым гипербазитам юго-западного обрамления Печенгской структуры свидетельствуют о значительном сходстве этих образований с никеленосными интрузиями Аллареченского района [9]. Для них характерны литологическая однотипность и разновозрастность вмещающих пород, идентичность морфологии и ориентировки складок и осложняющих их более мелких структурных элементов, приуроченность рудных интрузий к межпластовым нарушениям и к зонам контактов амфиболитов с гнейсами и гнейсо-гранитами, а также сходный характер метасоматического изменения ультраосновных пород. Таким образом, полученные автором новые материалы по стратиграфии и геологическому строению каскамской свиты позволяют рассматривать области сочленения Нотозерского антиклинория с сопряженными синклинорными зонами как наиболее перспективные на обнаружение сульфидного медно-никелевого оруденения. При этом рудоносные интрузии следует ожидать среди разнородных по литологии и физико-механическим свойствам пород (амфиболиты и гнейсы), развитых вблизи гнейсо-гранитных массивов, а также в периферических частях последних. И, наконец, учитывая, что формирование пентландит-халькопирит-пирротинового оруденения определяется интенсивностью метасоматического изменения ультраосновных пород, промышленные концентрации Cu и Ni должны быть приурочены к зонам максимального развития флогопитовых актинолититов.

Правильность предлагаемых автором геолого-структурных признаков была подтверждена поисковыми работами. В частности, при проведении геофизических работ, сопровождавшихся бурением, к югу и юго-

востоку от горы Куройви была обнаружена новая серия зон сульфидного оруденения. Зоны расположены в 1–1,5 км к северу и северо-востоку от контакта гнейсо-гранитного массива, отчетливо повторяя его конфигурацию. Общая протяженность зон в пределах рассматриваемого района достигает 6 км; ширина отдельных участков оруденения колеблется от 50 до 250 м. Согласно исследованиям, проведенным в пределах указанной зоны, над выявленными участками сульфидного оруденения четко устанавливаются гидрохимические аномалии Ni, Cu, Σ Me (Zn, Cu, Pb) и SO_4 . Аномальные концентрации никеля при этом достигают 40 мкг/л, меди – 10 мкг/л, тогда как фоновые значения этих элементов не превышают 1 мкг/л.

Первичная природа амфиболитов

Амфиболиты (парагенезис: роговая обманка + плагиоклаз ± гранат, пироксен, эпидот, кварц и т. д.) служат классическим примером конвергентных пород, образующихся при региональном метаморфизме за счет различных по возрасту и составу изверженных, осадочных и метаморфических пород. Знание первичной природы амфиболитов необходимо для правильного понимания истории геологического развития докембрийских формаций, включая условия осадконакопления, характер магматизма и последовательность метаморфических преобразований. Решение этой проблемы имеет и практическое значение, поскольку амфиболиты, слагая значительные площади (до 20–30%) древних щитов и платформ, нередко являются вмещающими породами медно-никелевых, вольфрамовых, золото- и железорудных месторождений, а также наиболее крупных и богатых тел редкометальных пегматитов и связанных с ними цезийбиотитовых и холмквиститовых метасоматитов.

Термин "амфиболит" был впервые предложен Броньяром в 1827 г. для обозначения зернистого или сланцеватого агрегата темно-зеленой роговой обманки или светло-зеленого актинолита. Современный смысл этому термину дал Зенфт в 1857 г., после которого в петрографической номенклатуре за термином укоренилось значение общего наименования для метаморфических пород средних и высоких ступеней метаморфизма, состоящих главным образом из роговой обманки и плагиоклаза. В широком смысле термин "амфиболит" объединяет плагиоклаз-амфиболовые породы эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и частично гранулитовой фации регионального метаморфизма. В узком – олигоклаз-андезин-роговообманковые породы с содержанием роговой обманки не ниже 35% и отвечающие условиям амфиболитовой фации. Кроме того, выделено большое количество разновидностей амфиболитов: гранатовые, пироксеновые, эпидотовые, кварцсодержащие и т. д., а также целый ряд близких или переходных к амфиболитам пород. Тем не менее из-за близости химического состава амфиболитов, с одной стороны, с основными изверженными породами, с другой – с некоторыми разновидностями осадочных образований, термин "амфиболит" нередко подменяется такими определениями, как метабазит, мета-(эпи)диабаз, амфиболовый диабаз, мета-(эпи)диорит, метагаббро, роговообманковый сланец, амфиболовый гнейс и т. д. Различный смысл, вкладываемый раз-

ными авторами в эти определения, сильно запутывает терминологию, поэтому вслед за П.Г.Вербицким [4] автор настоящей работы считает, что собственно амфиболитами могут называться лишь разности, почти полностью утратившие свой первоначальный минеральный состав и структуру, т. е. когда происхождение их "может быть восстановлено только по переходным ступеням метаморфизма или на основании анализа окружающей геологической обстановки".

Представления о первичной природе амфиболитов противоречивы и могут быть разделены на три группы:

1. Амфиболиты, образующиеся за счет изверженных пород основного и среднего состава вследствие только "изохимического регионального метаморфизма", либо при дополнительном привносе щелочей. Сюда же следует отнести амфиболиты, рассматриваемые в качестве первичномагматических пород, т. е. "возникших при отщеплении из основной магмы", а также амфиболиты, образующиеся при ретроградном метаморфизме эклогитов и основных гранулитов или в результате "расслаивания и дробления изверженных пород основного и среднего состава". Во всех перечисленных случаях исходным материалом амфиболитов служат магматические породы, поэтому все они объединяются в группу ортоамфиболитов.

2. Под параамфиболитами подразумеваются породы, образующиеся при "изохимическом метаморфизме" за счет хемогенно-осадочных [82, 100] и вулканогенно-осадочных пород [58, 59, 92].

3. Особую группу составляют амфиболиты, образующиеся при контактовом метаморфизме (ороговиковании) в экзоконтактах гранитоидных интрузий, а также при метасоматическом изменении известняков или при базификации, связанной с региональной гранитизацией.

Несмотря на то, что обсуждению первичной природы рассматриваемых пород посвящена обширная литература, в настоящее время генезис только ортоамфиболитов (наличие в переходных разностях реликтовых структур и парагенезисов) установлен достаточно надежно. Генезис остальных типов, главным образом параамфиболитов, не всегда однозначен и бесспорен. Так, анализ литературных данных показывает, что в качестве первичного субстрата последних в разное время предполагались различные типы осадочных и вулканогенно-осадочных пород или их гипотетические сочетания: известняки и загрязненные известковистые осадки [82], доломитизированные мергели [100] и их железистые разности, глинистые мергели [67], доломитовые граувакки [86], пелит-доломитовые смеси [93], красноцветные глины с примесью карбонатного материала [49], карбонатно-алеврито-глинистые породы, глинисто-полевошпатовые граувакки [99], туфы основного состава [92], основные туффиты [58] и т. д.

Как известно [43], при региональном метаморфизме горных пород различного исходного состава в пределах одного и того же изохимического ряда смена минеральных парагенезисов сопровождается изменением концентраций только вполне подвижных компонентов: H_2O , CO_2 , K_2O и Na_2O . В связи с этим представляет интерес рассмотрение "химических особенностей пара- и ортоамфиболитов и их исход"

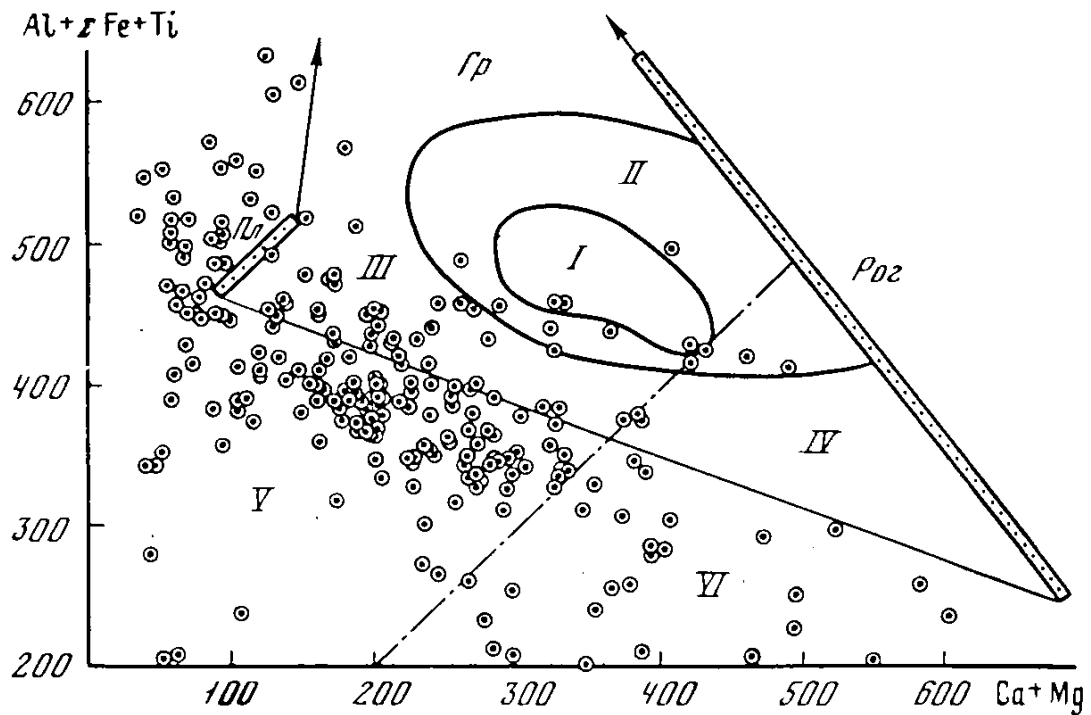


Рис. 12. Диаграмма распределения составов изверженных пород основного состава (I) с учетом всевозможных их разновидностей (II); изверженных пород среднего состава и основных вулканогенных граувакк; туффитов и туфов с прицесью глинистого (III) и карбонатного материала (IV); глин, аргиллитов, алевролитов, аркозовых и мергелистых песчаников (V) и глинистых, доломитовых и известковистых мергелей (VI) относительно "амфиболитового контура": $Ro_{120-55} + Il_{20-50} \pm Gr_{75-98}$. Кружки — красно- и пестроцветные глины

при помощи диаграмм, отражающих связь минерального состава с соотношением виртуальных компонентов и, таким образом, позволяющих более объективно оценить достоверность первичного субстрата амфиболитов различного генезиса. С этой целью автором была предложена видоизмененная диаграмма Б.Муана и де ля Роша [96], координатами которой служат атомные количества инертных компонентов: $Al+Fe+Ti$ и $Ca+Mg$ (рис. 12). Линии, соединяющие нанесенные на эту диаграмму переменные составы главных сосуществующих минералов амфиболитов (роговые обманки, плагиоклаз № 20–50 и альмандиновые гранаты), позволили выделить в ее пределах область составов, характеризующихся минеральными парагенезисами амфиболитов и гранатовых амфиболитов. Из принципа, положенного в основу рассматриваемой диаграммы, следует, что формирование данных парагенезисов должно происходить только за счет таких исходных составов, точки которых попадут в выделенный "амфиболитовый контур", тогда как составы, располагающиеся за его пределами, не могут привести к образованию аналогичных парагенезисов. В этом смысле предлагаемая диаграмма обладает рядом свойств, присущих диаграммам состав-парагенезис. Следует также отметить, что предлагаемая диаграмма решает поставленную задачу только в общем виде и не предназначена для широкого использования ее при разграничении амфиболитов на генетические типы.

На диаграмму было нанесено более 800 анализов магматических и осадочных пород, предложенных различными авторами в качестве исходного субстрата пара- и ортоамфиболитов. Выводы, полученные при этом, позволяют утверждать, что наиболее вероятными исходными породами ортоамфиболитов являются изверженные породы габбро-базальтового и, отчасти диоритового рядов (поля I, II), а параамфиболитов — основные вулканогенные граувакки, туффиты и туфогенные песчаники с незначительной (до 15–20%) примесью глинистого (поле III) или карбонатного (поле IV) материала, т. е. вулканогенно-осадочные породы, значительную часть которых составляют пирокластический или дезинтегрированный материал основных изверженных пород. Отмечаемые для этих образований различные соотношения между названными составными частями достаточно убедительно объясняют характерное для древних толщ разнообразие параамфиболитов от почти мономинеральных их разновидностей до амфиболсодержащих парагнейсов, с которыми они обычно и переслаиваются. Следует также отметить, что наблюдаемые при этом колебания в химическом составе различных типов амфиболитов должны, и это подтверждается статистически (см. ниже), незначительно отличаться от вариаций петрогенных и малых элементов в базальтоидах.

Остальные породы, по-видимому, не могут быть приняты в качестве исходного субстрата метаморфических амфиболитов, так как характеризуются либо незначительным избытком MgO (ультраосновные породы), либо дефицитом SiO₂, Al₂O₃ и FeO (породы типа "пелит-доломитовых смесей" и значительная часть "загрязненных" глин и мергелей, поля V, VI). Исключение составляют лишь пестроцветные и красноцветные глины с примесью (до 28%) карбонатно-доломитового материала, предложенные А.В.Сидоренко [49] в качестве "реальных осадков изохимических параамфиболитов". Так, нанесение на диаграмму (см.рис.12) более 250 анализов красноцветных глин из мезозойских и палеоген-неогеновых отложений Средней Азии и Северо-Восточного Кавказа (коллекция автора), включая заимствованные из диссертации О.В.Горбачева 80 анализов осадочных пород, "близких по химизму к амфиболитам", показало, что только 20% из них расположены в "амфиболитовом контуре" (поля III — 15%, II — 5% и I — 1%). Тем не менее принять безоговорочно даже эти 20% в качестве исходных пород параамфиболитов мешает несколько обстоятельств. Наиболее существенное из них — приуроченность красно- и пестроцветных глин преимущественно к платформенным осадочным образованиям при относительно редкой встречаемости их в геосинклиналях; формирование же многокилометровых толщ докембрийских параамфиболитов связывается исключительно с развитием древних подвижных зон. Наряду с этим, специфическая отличительная особенность рассматриваемых глин заключается в резком преобладании K над Na и высокой степени окисления железа, что, как известно, не свойственно амфиболитам [58, 59]. Это несоответствие можно проиллюстрировать диаграммой $(K/(K+Na)-Na/(K+Na))-(Fe^{3+}/\Sigma Fe-Fe^{2+}/\Sigma Fe)$, из которой (рис. 13) отчетливо видно, что рассматриваемые глины (поля 3 и 4) занимают область преобладания K над Na

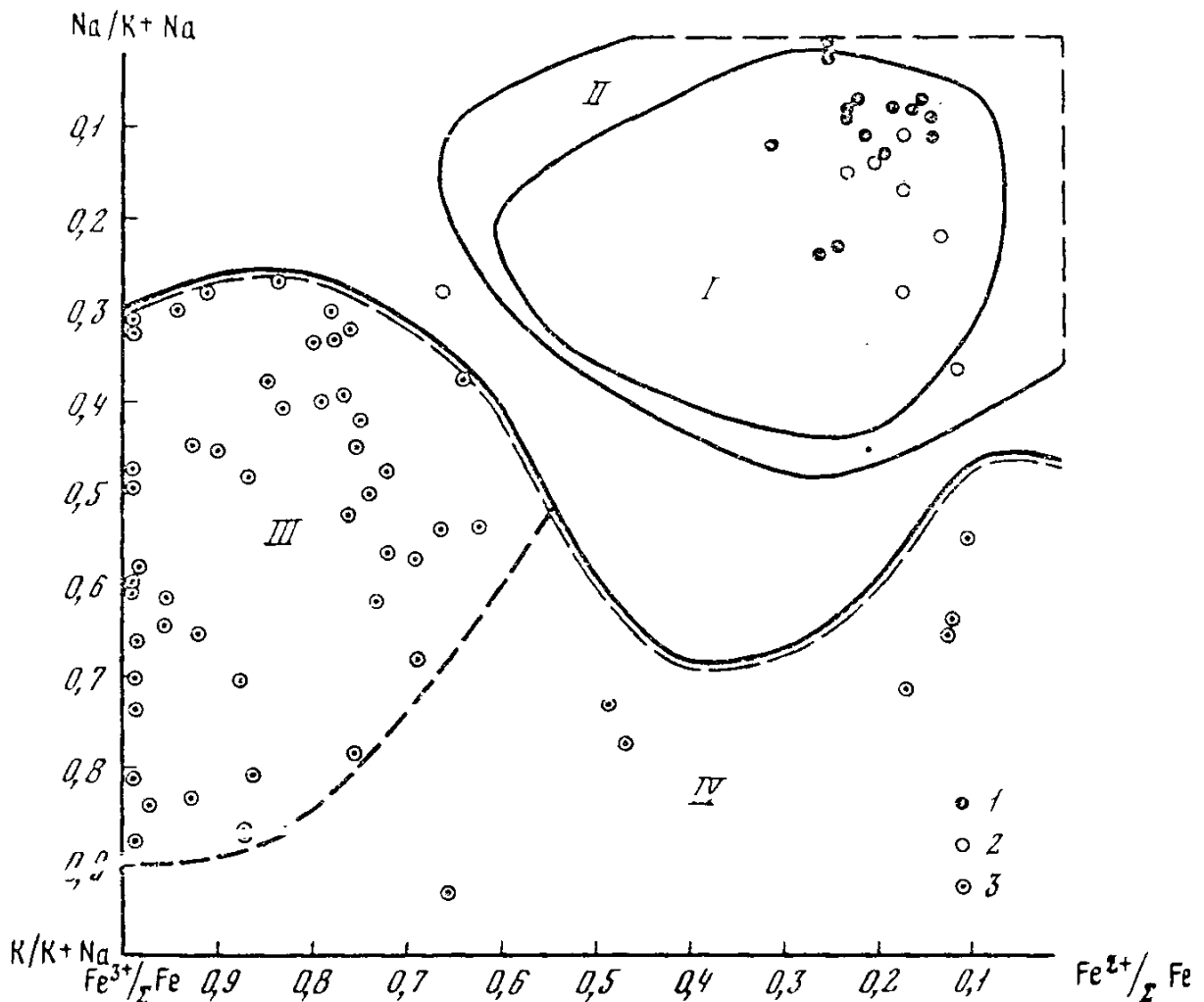


Рис. 13. Диаграмма $(\text{Na}/\text{K} + \text{Na} - \text{K}/\text{K} + \text{Na}) - (\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe} - \text{Fe}^{2+}/\Sigma\text{Fe})$. Оконтурены поля: I – изверженных пород основного состава; II – амфиболитов различного генезиса; III – красноцветных глин; IV – прочих глин, включая глины соленосных формаций

1 – ортоамфиболиты и 2 – параамфиболиты юго-западного обрамления Печенгской структуры, 3 – красно- и пестроцветные глины из "амфиболитового" контура (см. рис. 12)

и Fe^{3+} над Fe^{2+} , тогда как амфиболиты резко обособлены от них полем $2(\text{K} < \text{Na}, \text{Fe}^{3+} < \text{Fe}^{2+})$, в которое попадают и базальтоиды (поле I).

Если же учесть, что древние глины, в отличие от молодых, характеризуются более высоким содержанием К (в 6 раз) при почти неизменном Na [6], то не исключено, что на рассматриваемой диаграмме предлагаемые А.В.Сидоренко и др. [49] исходные породы докембрийских амфиболитов могут сместиться еще ниже от поля II. При метаморфизме таких пород, согласно диаграмме $(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti}) - (\text{Ca} + \text{Mg})$, в ассоциации роговая обманка + плагиоклаз неизбежно должен появиться калийсодержащий силикат (биотит), препятствующий возникновению чермакит-гастингситовых роговых обманок. Следовательно, за счет пород, "близких по химизму к амфиболитам", но отличающихся от них повышенным содержанием К, следует ожидать формирование не собственно амфиболи-

тов, а близких к ним по составу кристаллических сланцев с различным соотношением роговой обманки и биотита.

С целью проверки этого предположения автором были проведены экспериментальные исследования, моделирующие условия амфиболитовой фации регионального метаморфизма. В качестве исходного материала использовались палеоген-неогеновые глины Средней Азии с различным соотношением К над Na. Глины окрашены в малиновый и красновато-бурый цвет и имеют следующий состав: гидроокислы — 50–70%, каолинит и монтмориллонит — 15–30%, хлорит, доломит, кальцит, кварц, полевые шпаты — до 5% каждый. Эксперименты проводились в экзоклаве конструкции А.А.Штернберга. Для создания восстановительных условий метаморфизма исследуемый материал помещался в молибденовые ампулы диаметром 9 мм и длиной 58 мм. При моделировании условий "изохимического" метаморфизма в качестве раствора, заливаемого в реактор и компрессор, использовалась дистиллированная вода, а "неизохимического" — 1-молярный раствор NaCl (Na — 2,1%, K — 0,0003%, pH — 6,76).

Анализ раствора после эксперимента, в случае "неизохимической" модели метаморфизма, показал, что содержание в нем K увеличилось до 0,036%, а Na, наоборот, уменьшилось почти в 2 раза, до 1,3%; кислотность раствора при этом возросла до pH=3,44. Температура в опытах поддерживалась $700 \pm 5^\circ\text{C}$, давление — $1500 \pm 50 \text{ кг/см}^2$. Длительность опытов составляла 15 и 30 суток.

После выдержки образцов в заданных условиях все они независимо от модели метаморфизма приобрели плотное сложение и серую окраску. В некоторых образцах проявилась зональность, выраженная чередованием светло- и темно-серых полос, на фоне которых отчетливо видны различно ориентированные удлиненные и субизометричные обособления (1–3 мм). Исследования шлифов под микроскопом позволяют установить неоднородную структуру образцов, характеризующуюся пятнистым угасанием субпараллельно ориентированных участков. Из-за малой степени раскристаллизации продуктов эксперимента диагностика их оптическими методами сильно затруднена. Тем не менее при максимальных увеличениях среди новообразований отмечаются единичные выделения коричневого биотита, мусковита и бесцветного амфибола ($cNg = 20-23^\circ$). В зоне контакта образца со стенкой молибденовой ампулы иногда наблюдается развитие мельчайших радиально-лучистых скоплений бледно-зеленого амфибола.

Более полная картина изменения минерального состава глин до и после опыта устанавливается с помощью электронного микроскопа. При увеличениях до 40000 раз отчетливо наблюдается перекристаллизация исходных ксеноморфных выделений гидрослюд (см. рис. 3,16) в шестигранные чешуйки биотита (см. рис. 3,17). При этом в продуктах эксперимента, независимо от состава глины и раствора, всегда образуется небольшое количество удлиненно-призматических выделений амфибола (см. рис. 3,18).

Полученные результаты хорошо согласуются с выводами, полученными при анализе диаграммы (Al+Fe+Ti) — (Ca+Mg), и, таким образом,

позволяют утверждать, что в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма за счет красно- и пестроцветных глин должны формироваться преимущественно биотитовые и амфибол-биотитовые кристаллические сланцы.

Критерии разграничения пара- и ортоамфиболитов

Амфиболиты юго-западного обрамления Печенгской структуры ранее специально не изучались и поэтому в геологической литературе освещены очень слабо. Отрывочные данные о них имеются в работах [3, 16, 17, 66, 67]. Ниже кратко излагаются геолого-петрографические¹ и минералого-геохимические особенности орто-, пара- и метасоматических амфиболитов рассматриваемого района, предлагаемые в качестве критериев разграничения их на генетические типы.

Геологическое положение и петрографические особенности

Ортоамфиболиты участвуют в строении преимущественно нижней и верхней толщ каскамской и частично тальинской свит, а также присутствуют в виде метаморфизованных интрузивных образований, развитых в пределах указанных свит. Образуют преимущественно пластовые залежи (типа покровов, потоков и силлов), реже дайкообразные тела. Первые всегда приурочены к определенным стратиграфическим единицам разреза, характеризуются выдержанным простиранием на десятки километров при относительно малой мощности и согласным залеганием с вмещающими породами, участвующими в складчатых деформациях. Вторые характеризуются секущим залеганием, выполняя поперечные трещины отрыва, образованные в результате складчатости.

Ортоамфиболиты обладают, как правило, сланцеватой текстурой (амфиболиты по основным эффузивам), реже массивной (габбро-амфиболиты, и жильные тела амфиболитов по диабазам) и имеют гранонематобластовую структуру с участками нематобластовой и порфиробластовой. Главные парагенезисы: $Роl + Пл_{35-45} \pm Цз + Кв$; $Роl + Пл_{30-50} \pm Цз + Гр + Кв$; $Роl + Пл + Гр + Кв \pm Би$ (амфиболиты, образованные за счет основных эффузивных пород); $Роl + Пл_{30-45} + Кв \pm Эп$; $Роl + Пл + Кв \pm Эп \pm Гр$ (габбро-амфиболиты) и $Роl + Пл_{45-55} + Цз + Гр + Кв$ (амфиболиты по диабазам). Первично-магматическая природа этих амфиболитов однозначно доказывается наличием постепенных взаимопереходов с реликтовыми телами основных метаэффузивов, метагаббро и метадиабазов. Последние обычно представлены массивными разностями с

¹ Более подробно геолого-петрографическая характеристика амфиболитов приводится в главе I настоящей работы.

бластопорфировой, бластодолеритовой, бластоофитовой, бластогаббровой и т. п. структурами. Реликтовые парагенезисы ($Пл_{50-65} + Кл-Пи + Ил-Мт$; $Пл_{55-65} + Кл-Пи + О-Пи + Ил-Мт$; $Пл_{50-70} + Кл-Пи + О-Пи + Ол + Ил-Мт$) сохраняются, главным образом в метабазитах, однако разрозненные реликты клинопироксена и основного плагиоклаза иногда встречаются и в ортоамфиболитах. Зерна клинопироксенов, как правило, содержат включения тонкоиглочатого ильменита и по оптическим свойствам соответствуют таковым из метабазитов. Реликты плагиоклаза представлены сложно сдвойникованными кристаллами (№ 65–75) с включениями первично-магматических акцессорных минералов. Иногда в реликтовых плагиоклазах сохраняется сингенетическая прямая зональность, на которую накладывается более поздняя метаморфическая с раскислением внешних кайм до № 40–30.

В процессе метасоматического изменения значительная часть сланцеватых ортоамфиболитов (главным образом, в пределах нижней толщи каскамской свиты) подвергается плагиошпатизации, биотитизации и окварцеванию. В краевых частях пластовых и линзовидно-будинированных тел ортоамфиболитов наблюдается постепенное приближение к составу вмещающих гнейсов с образованием типичных лепидогранонематобластовых и пойкилобластовых структур и следующих парагенезисов: $Роl + Би + Пл_{30-25} + Кв$; $Роl + Гр + Би + Пл_{25-20} + Кв$; $Гр + Би + Пл_{20-18} + Кв$.

Параамфиболиты развиты главным образом в средней толще каскамской свиты, образуя также отдельные прослои в нижней и верхней толщах. Представлены они гранатовыми амфиболитами и анхимономинеральными разностями (амфиболовыми сланцами), образующими среди гнейсов хорошо выдержанные по простиранию прослои мощностью от 1–5 до 15–20 м. В целом для параамфиболитов характерны строгий стратиграфический контроль, постепенные переходы во вмещающие парагнейсы, прямая связь с последними как в отношении порообразующих минералов, так и в отношении способа образования. В отдельных прослоях гранатовых амфиболитов устанавливаются элементы параллельной слоистости. Толщи, вмещающие параамфиболиты, в целом также характеризуются четко выраженным слоистым (в том числе и ритмично-слоистым) строением. О первично-седиментационном происхождении рассматриваемых толщ свидетельствует и наличие в их составе магнетит- и графитсодержащих прослоев. Повышенные концентрации аллотигенного магнетита (до 3,5%) приурочены к амфиболсодержащим разностям гнейсов и характеризуются выдержанностью по простиранию на многие сотни метров. Тонкозернистые графитовые сланцы образуют линзовидные прослои в гранатовых амфиболитах и состоят из кварца (25–50%) и олигоклаза (5–15%), сцементированных графитовым материалом. Содержание последнего колеблется от 40 до 60%. Изучение изотопного состава углерода¹ графита из графитовых сланцев показало

¹Определение изотопного состава углерода проводилось В.С.Лебедевым во ВНИИЯГГе на приборе МИ-1305.

принадлежность его к группе легкого углерода со средним значением $\delta = -2,87\%$, что, согласно Г.Крейгу [85], характерно для ископаемых терригенных отложений.

Параамфиболиты имеют четко выраженную сланцеватую текстуру. Структура гранонематобластовая и нематобластовая с участками лепидогранонематобластовой и порфиробластовой. Наиболее распространены парагенезисы в гранатовых амфиболитах — $Роl + Пл_{20-40} + Кв + Гр + Би$; в анхимономинеральных амфиболитах — $Роl (\pm Би \pm Пил_{24-26} \pm Кв)$. К признакам, указывающим на первично-осадочное происхождение описываемых амфиболитов, относится также наличие в них реликтов несдвойникового кислого плагиоклаза (№ 15–23), нередко ассоциирующегося с метаморфогенным диопсид-салитом.

Метасоматические амфиболиты имеют значительно меньшее распространение. Формирование их связано с Fe-Mg-Ca и Fe-Ca метасоматозом и есть следствие гранитизации пород нижней толщи каскамской свиты. В метабазитах каскамской свиты и в породах комплекса раннескладчатых друзитов метасоматические амфиболиты развиты в виде обособленных пятнистых выделений (от 20×50 см и до 30×200 м) и имеют зональное строение: периферия сложена перекристаллизованными хлорит-актинолитовыми породами и переходными разностями, в центре — (гранат)-эпидот-роговообманковыми породами. Последние имеют массивную текстуру и крайне неравнозернистую структуру. Значительная их часть представлена скоплениями порфиробласт роговой обманки, граната и эпидота, среди которых иногда сохраняются реликты первично-магматического лабрадора и ильменомagnetита. Новообразованиями являются также турмалин и неравномерно вкрапленная пиритовая и халькопирит-пирротиновая минерализация.

Видовой состав, содержания и типоморфные особенности акцессорных минералов

Изучение акцессорных минералов в амфиболитах с целью выяснения их генезиса представляет очень важную задачу, поскольку отправным моментом для осуждения об их первоначальной природе является нахождение и детальное исследование реликтовых акцессориев (и их ассоциаций), отражающих в особенностях своей формы, состава и содержания характер исходных пород. Однако благодаря широко распространенному мнению о бедности минерального состава амфиболитов, а также из-за несовершенства технологических схем обогащения акцессорная минерализация этих пород до сих пор специально не изучалась.

Автором была разработана и экспериментально проверена методика извлечения акцессорных минералов из меланократовых пород — "амфиболитовая схема" [30, 31]. Предлагаемая схема отличается от существующих тем, что дробление исходной породы до 0,25 мм, предварительная расситовка раздробленного материала на грохоте (+0,16 и -0,16 мм), отдельная обработка неэлектро- и электромагнитной фракций на концентрационном столе, а также введение в схему обесшламливания на гидроциклоне и мокрого стадияльного доизмельчения "хвостов" — по-

зволяют получить концентраты аксессуарных минералов практически из всей массы обрабатываемой меланократовой породы и, таким образом, ликвидировать потери при промывке и необходимость сокращения отдельных фракций методом квартования.

В табл. 9 приведены средние содержания аксессуариев в орто-, пара- и метасоматических амфиболитах, сгруппированных в так называемые парагенетические ассоциации аксессуарных минералов: реликтовые, метаморфогенные, метасоматические и зоны окисления. Анализ этих данных позволяет сделать следующие выводы. По видовому составу и содержанию аксессуариев реликтовой ассоциации ортоамфиболиты характеризуются большим сходством с залегающими среди них телами основных метаэффузивов, а также с молодыми базальтами, например Средней Армении, Восточного Саяна и Гавайских островов. Более низкое содержание магнетита в ортоамфиболитах по сравнению с базальтоидами обусловлено замещением его значительной части силикатами в процессе метаморфизма основных пород. Наряду с этим реликтовые аксессуарии ортоамфиболитов по своему видовому составу мало отличаются от параамфиболитов, свидетельствуя тем самым о близости составов их исходных пород. Специфическими реликтовыми минералами параамфиболитов являются киноварь и графит, т. е. минералы, вообще не характерные для основных пород, а в ортоамфиболитах — сфалерит, присутствующий, кроме того, только в основных метаэффузивах и базальтах.

При сопоставлении средних содержаний реликтовых ассоциаций аксессуариев в орто- и параамфиболитах в последних устанавливаются явно более высокие (в 1,5–80 раз) концентрации ильменита, рутила-1, сфена-1, касситерита, циркона и молибденита. Преимущественное накопление этих минералов в исходных породах параамфиболитов определяется химической и механической устойчивостью их при выветривании и транспортировке и, таким образом, служит дополнительным признаком первично-осадочного генезиса данных амфиболитов.

Отличительной особенностью метасоматических амфиболитов является то, что они, с одной стороны, в значительной мере унаследуют аксессуарии замещаемых ими пара- и ортопород, с другой — в них отмечается широкое развитие новообразованных ассоциаций: турмалин, флюорит, апатит-2, сульфиды и др. (см. табл. 9).

При определении генезиса амфиболитов особую роль играют типоморфные особенности аксессуарных минералов, обладающие относительной устойчивостью к выветриванию и транспортировке, а также изменению *P-T* условий метаморфизма вплоть до гранулитовой фации.

Циркон. Несомненными достоинствами этого минерала являются: во-первых, широкая распространенность в различных по составу магматических, осадочных и метаморфических породах, во-вторых, циркон в отличие от ассоциирующих с ним аксессуариев всегда представлен хорошо ограненными кристаллами и очень слабо подвергается вторичным изменениям и, наконец, циркон чрезвычайно чувствительный минерал к изменению физико-химических условий кристаллизации и чут-

Таблица 9

Средние содержания аксессуарных минералов ($n \cdot 10^{-4}\%$) в неметаморфизованных основных эффузивах

Минерал	1	2	3	4
Реликтовые				
Магнетит	6906,6	40717,0	895,8	297,5
Ильменит	298,6	426,5	1998,8	43,5
Рутил-1	4,4	1,0	26,5	40,0
Сфен-1	10,4	Ед. зн.	16,0	Ед. зн.
Пирит-1	171,5	261,5	174,8	138,0
Сфалерит	4,7	1,0	-	4,0
Галенит	7,17	4,5	6,92	Ед. зн.
Киноварь	-	-	-	-
Молибденит	+	0,1	0,02	Ед. зн.
Вольфрамит	+	1,5	-	-
Касситерит	-	0,1	0,078	-
Циркон	23,2	1,0	4,34	27,5
Циртолит	-	-	0,06	-
Апатит-1	89,5	111,0	182,4	118,5
Монацит	-	-	-	-
Метаморфогенные				
Пирит-2	-	400,0	150,0	100,0
Шеелит	+	-	1,0	4,5
Гранат	Ед. зн.	433,5	8330,6	8077,5
Апатит- 2	-	-	400,0	100,0
Шпинель	3,3	-	-	-
Графит	-	-	-	-
Дистен	-	-	19,8	-
Ставролит	-	-	-	-
Муассанит	-	-	Ед. зн.	-
Кальцит	-	-	4,6	-
Метасоматогенные				
Пирит-3	-	-	50,0	-
Пентландит	-	-	-	-
Пирротин	Ед. зн.	3,5	12,8	-
Халькопирит	"	0,02	5,64	-
Арсенопирит	-	-	-	-
Рутил-2	-	-	10,0	43,5
Сфен-2	-	-	30,0	-
Флюорит	-	-	1,0	1,0
Турмалин	-	-	0,2	-
Барит	-	-	-	0,15

амфиболитах юго-западного обрамления Печенгской структуры и

5	6	7	8	9
Реликтовые				
-	37,7	9,75	1015,8	75,45,0
2,53	4744,0	1195,0	5323,0	7928,0
0,8	16,5	138,7	0,13	1,0
0,5	2406,0	3518,0	611,0	0,2
4,65	30,0	26,0	434,0	44,0
-	-	-	-	0,2
0,02	2,54	0,13	0,12	2,0
-	0,015	-	0,02	-
0,015	0,14	1,69	0,002	<0,003
-	-	-	0,04	-
0,2	2,5	0,75	0,018	1,0
1,5	8,74	2,33	3,12	0,04
-	-	-	Ед. зн.	-
31,5	70,5	60,5	90,0	8,0
-	-	-	0,12	-
Метаморфогенные				
Ед. зн.	63,5	Ед. зн.	-	50,0
0,1	0,08	2,26	0,037	1,0
269,5	17644,0	133,5	5617,0	9093,0
Ед. зн.	1500,0	900,0	600,0	70,0
0,3	-	0,00075	-	668,0
-	Ед. зн.	-	-	-
-	-	-	-	-
-	-	Ед. зн.	-	-
-	-	-	-	-
-	Ед. зн.	128,5	396,7	13,0
Метасоматогенные				
-	-	-	550,0	50,0
-	Ед. зн.	-	-	Ед. зн.
105,0	946,0	83,0	-	1094,0
2,5	403,5	0,25	1,9	138,0
0,5	-	-	-	0,6
-	20,0	100,0	-	-
-	150,0	150,0	125,0	-
-	Ед. зн.	0,03	1,6	-
-	0,075	Ед. зн.	121,6	0,3
-	-	-	-	-

Таблица 9 (окончание)

Минерал	1	2	3	4	
Акцессорные минералы зоны окисления					
Гематит	291,8	-	-	0,25	
Лейкоксен	37,9	-	-	54,0	
Лимонит	20,5	-	Ед. зн.	4,0	
Марказит	-	1,5	0,62	-	
Малахит	3,87	-	0,002	Ед. зн.	

Примечание. 1 - основные эффузивы Северной Армении, $N = 25$, [48]; Знаком "+" отмечено присутствие соответствующих акцессорных минералов в базальтах Восточного Саяна и Гавайских островов [41]; 2 - основные метаэффузивы; 3 - ортоамфиболиты по основным эффузивам; 4 - ортоамфиболиты по диабазам; 5 - габ-

ко реагирует на изменения этих условий изменением облика и габиту-са своих кристаллов.

Исходя из поставленной задачи, значительный интерес представляет рассмотрение признаков, присущих первично-магматическим акцессориям изверженных пород ультраосновного, основного и среднего состава. В частности, собранные нами литературные данные [48, 51, 81] по акцессорному циркону показывают, что: а) содержание его в ультраосновных породах крайне низкое (0,00-0,01 г/т в перидотитах, 0,00-5,0 г/т изредка до 30,0 г/т в пироксенитах); в основных вулканических породах содержание циркона также незначительно (0,01-10,0 г/т в базальтах, 0,1-50,0 г/т в долеритовых и диабазовых порфиритах). Наибольшего размаха крайние значения содержаний циркона достигают в субвулканических и интрузивных образованиях - 1,0-100,0 г/т в габбро и диоритах и особенно в роговообманковых габбро и габбро-пегматитах;

б) характер окраски и размеры циркона определяются, главным образом, степенью раскристаллизации породы и, в меньшей мере, зависит от ее состава. Наиболее мелкие светло-окрашенные зерна циркона отмечаются в основных эффузивах (0,08 × 0,05 мм); более крупные светло-бурые - в субвулканических диабазах (0,10 × 0,05 мм) и жильных габбро (0,12 × 0,07 мм);

в) наряду с широко распространенными в гранитоидах "цирконовым", "гиацинтовым" и "копьевидным" типами в основных интрузивных породах очень часто присутствуют короткопризматические цирконы с облием дипирамидальных граней, нередко придающих кристаллам субизометрический (округлый, окатанный) облик с удлинением, не превышающим 2,0. Еще в большей мере цирконы яйцевидной и овально-удлинен-

5	6	7	8	9
Акцессорные минералы зоны окисления				
3,2	-	Ед. зн.	2,0	-
-	0,75	-	-	-
Ед. зн.	45,0	4,5	167,8	-
-	0,75	-	-	-
0,005	-	Ед. зн.	Ед. зн.	-

бро-амфиболиты; 6 – гранатовые параамфиболиты; 7 – анхимоминеральные параамфиболиты; 8 – порфиробластические амфиболиты талынской свиты; 9 – порфиробластические амфиболиты комплекса раннескладчатых друзитов.

ной формы (зародыши кристаллов) характерны для основных вулканических пород, свидетельствуя о выделении этого минерала в раннюю магматическую стадию.

Значительное сходство рассмотренных особенностей первично-магматического циркона и широко используемых в геологической практике признаков циркона, свидетельствующих об осалочном происхождении метаморфических пород (наличие окатанных и округлообломочных зерен с шероховатой поверхностью, удлинение которых не превышает 2,0; присутствие разноокрашенных цирконов с преобладанием непрозрачных зерен красновато-бурого цвета и т.д.), указывает на то, что к последним следует относиться с осторожностью. Это тем более необходимо, поскольку при метаморфизме реликтовые зерна циркона, независимо от их генезиса, могут частично растворяться и (или) обрастать регенерационной оболочкой [75], а темноокрашенные кристаллы – осветляться [76]. Сомнительными представляются также выводы о разграничении пара- и ортоамфиболитов по наличию и отсутствию в них циркона, так как по данным одних авторов [73] "амфиболиты, не содержащие циркон", относятся к ортопородам, а по данным других [53] – к парапородам.

В каждой пробе исследуемых нами амфиболитов изучались качественные признаки цирконов (морфологический тип, характер поверхности, цвет, прозрачность, наличие обломочных и окатанных зерен и т.д.), а также осуществлялось массовое измерение их облика, определяемого, как известно, длиной l и толщиной d кристалла. В каждой пробе измерялось до 100 кристаллов; всего было измерено около 2000 кристаллов. Результаты измерений, представленные в виде частотных кривых (рис. 14), характеризуют особенности распределения $E(E = l/d -$

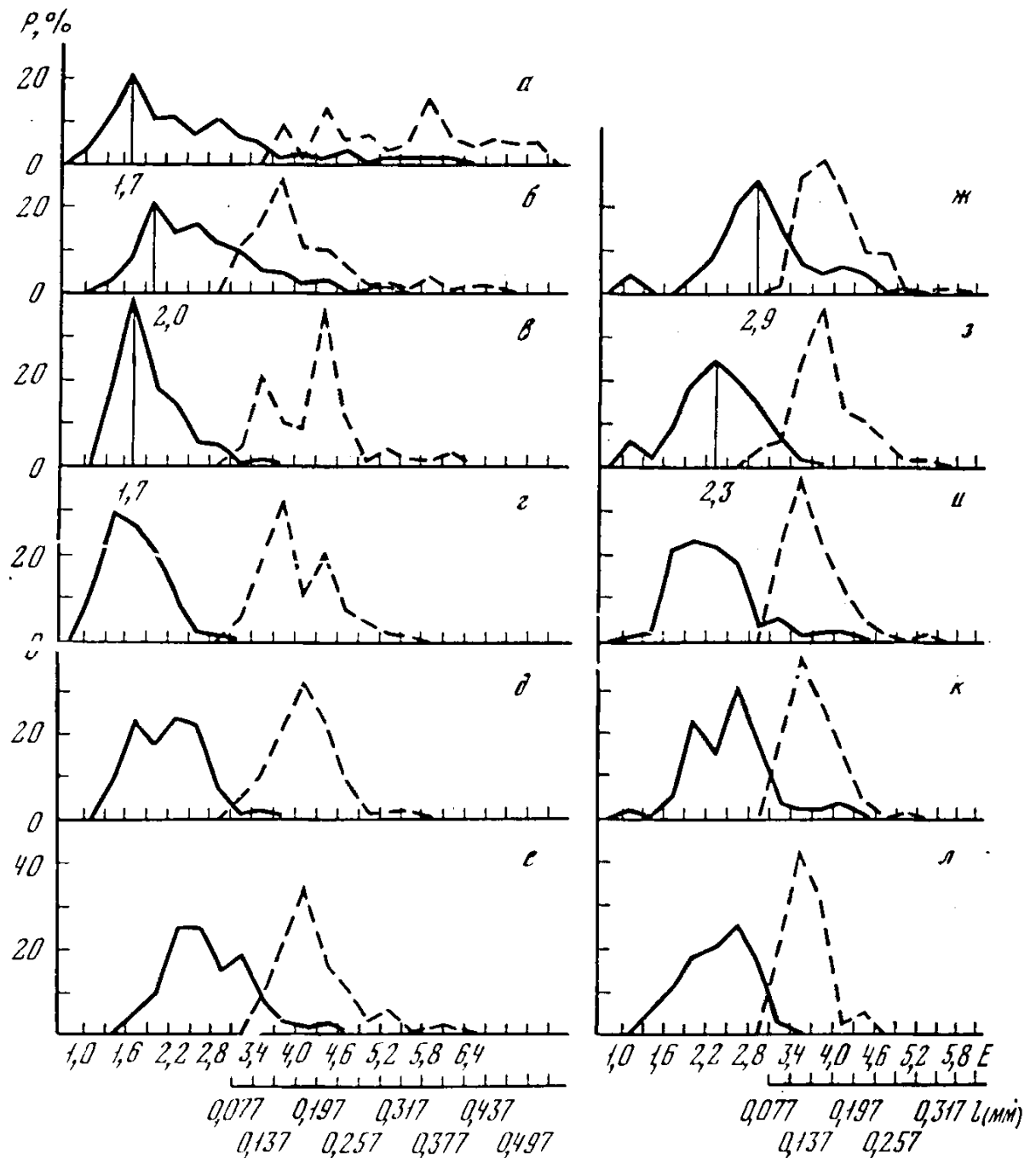


Рис. 14. Кривые распределения частот E и l в амфиболитах и ассоциирующих с ними породах юго-западного обрамления Печенгской структуры

a – ортоамфиболит по габбро; $б$ – ортоамфиболит по жильному диабазу; $в$ – ортоамфиболит по базальтоиду; $г$ – полосчатый амфиболит; $д$ – микроклинизированный амфибол-гранат-биотитовый гнейс; $е$ – гранат-биотитовый плагиогнейс; $ж$ – анхимономинеральный параамфиболит; $з$ – гранатовый параамфиболит; $и$ – гранат-биотитовый парагнейс; $к$ – порфиробластическая гранат-роговообманковая порода; $л$ – биотит-мусковитовый кристаллический сланец

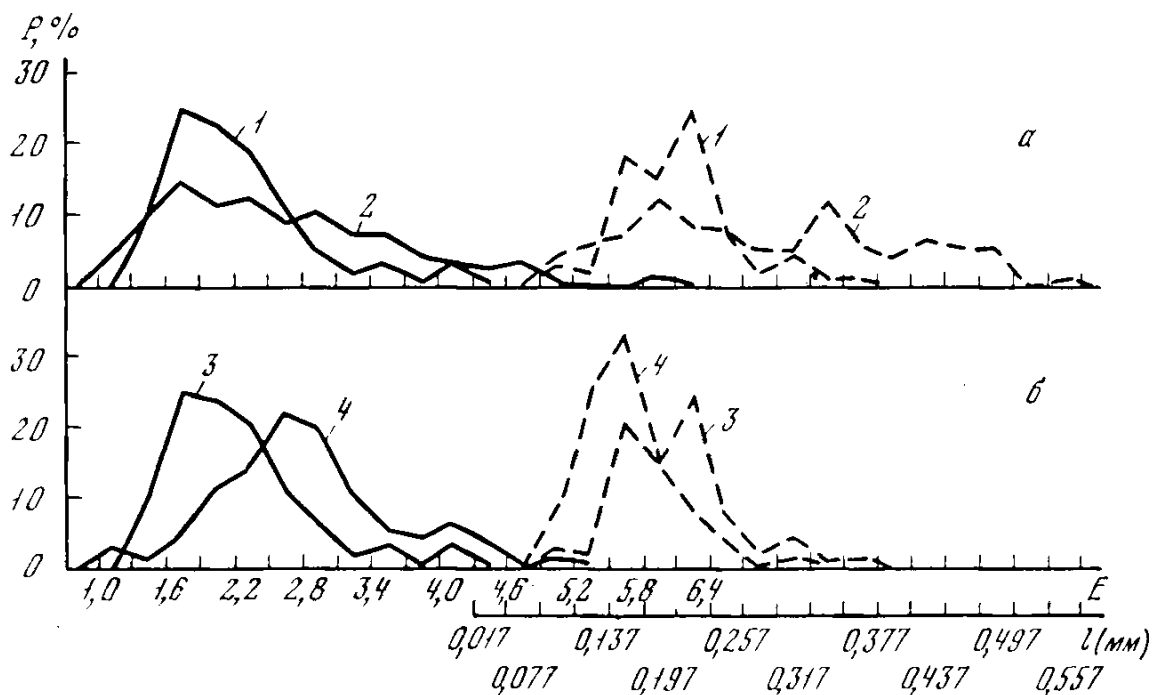
удлинение — сплошная линия) и l — абсолютные размеры длины кристаллов в мм (пунктирная линия). Статистическая проверка закона распределения этих величин по оценкам асимметрии и эксцесса показала, что практически все эмпирические распределения согласуются с логарифмически-нормальным законом. При сопоставлении генетических типов амфиболитов между собой проверка гипотез о равенстве средних значений E проводилась с помощью t -критерия, предложенного Д.А. Родионовым [60].

В результате установлено, что прозрачные и полупрозрачные мелкие кристаллы циркона во всех изученных типах амфиболитов окрашены в одинаковые светло-розовые и светло-желтовато-бурые тона; непрозрачные более крупные кристаллы — в коричневатобурые. Общим для всех типов амфиболитов является наличие в них обломанных (частично, видимо, в процессе обработки проб) и округленных (сглаженные ребра призм и вершинок дипирамид) кристаллов со сходной шероховатоячеистой поверхностью граней. Практически во всех амфиболитах присутствует некоторое количество искаженных форм циркона, а также сростков циркона, преимущественно по призме (100) и (110): в последнем случае кристаллы приобретают уплощенный, а нередко и асимметричный облик. Из микровключений в цирконе, являющихся также общими для всех амфиболитов, отмечаются ильменит, реже тонкоигльчатый апатит.

Сопоставление результатов изучения габитуса цирконов, определяемого относительным развитием простых форм, с учетом распространенности главных морфологических типов циркона и статистической оценкой их облика в различных генетических группах амфиболитов, включая вмещающие их породы и продукты гранитизации, показывает следующее.

Ортоамфиболиты, образовавшиеся за счет основных интрузивных и субвулканических пород, характеризуются преобладающим развитием гиацинтового и гиацинтового длиннопризматического типов ($l \geq 1,3$ мм) на фоне цирконового, субизометрического и копьевидного типов, что соответственно подтверждается и полимодальным характером их частотных кривых E и l (см. рис. 14, а, б). Напротив, в ортоамфиболитах, образовавшихся по основным эффузивам, цирконы гиацинтового и цирконового типов присутствуют примерно в равных соотношениях с некоторым преобладанием последнего типа. При этом кривая распределения частот E (см. рис. 14, в) имеет один резко выраженный максимум, существенно отличаясь от вышеописанных кривых (рис. 14, а, б). Более наглядно это отличие проявляется при сопоставлении усредненных кривых E и l (рис. 15, а). Проверка гипотезы о равенстве средних значений E в ортоамфиболитах, образовавшихся за счет основных эффузивных и интрузивных пород, показывает значимое различие как между единичными пробами: $t = 7,79$, так и между усредненными группами этих пород: $t = 6,76$.

В метасоматически измененных разностях ортоамфиболитов (роговообманковые гнейсы → биотитовые гранито-гнейсы → плагиогранитовые



Р и с. 15. Диаграмма сопоставления усредненных кривых распределения частот E и l в пара- и ортоамфиболитах юго-западного обрамления Неченгской структуры:

a – ортоамфиболиты по базальтоидам (1) и по габбро (2); b – ортоамфиболиты по базальтоидам (3) и основным туффитам (4)

мигматиты) отмечается последовательное увеличение содержания уплощенных цирконов цирконового типа (до 90%), что соответственно отразилось и на форме кривых распределения частот E и l (см. рис. 14, ϵ , δ , e).

В параамфиболитах преобладает гиацитный тип циркона со слабо развитой призмой (100) – в анхимономинеральных разновидностях до 95%, в гранат-полевошпатовых – до 70%, причем в последних отмечается значительное количество (до 10–15%) дипирамидальных кристаллов, вообще не характерных для основных изверженных пород. На кривой распределения частот E наличие последних выражено небольшим максимумом слева от основного (см. рис. 14, $ж$, $з$). В биотитовых парагнейсах, участвующих вместе с параамфиболитами в строении ритмично-слоистой толщи, цирконы также представлены, главным образом гиацитным типом, но характеризуются несколько отличной по форме кривой частот E (см. рис. 14, $и$). Тем не менее равенство средних значений E между параамфиболитами и непосредственно переслаивающимися с ними парагнейсами подтверждается статистически ($t = 1,02$), и, таким образом, служит еще одним доказательством осадочного происхождения этих амфиболитов.

В свою очередь, различия, наблюдаемые в габитусе цирконов между пара- и ортоамфиболитами, достаточно наглядно проявляются и в их облике, как это можно видеть при сопоставлении усредненных кривых распределения E и l (см. рис. 15, $б$). Проверка гипотезы о равенстве

средних значений E в пара- и ортоамфиболитах также указывает на существенные различия как между единичными пробами: $t = 11,40$, так и между усредненными группами этих пород: $t = 10,79$.

В метасоматических амфиболитах, образовавшихся при порфиробластическом замещении двуслюдяных парасланцев, цирконы представлены, главным образом, цирконовым и гиацинтовым типами с некоторым преобладанием последнего. В парасланцах преобладает "гиацинтовый" тип кристаллов (до 95%). Отличительной особенностью габитуса этих цирконов является минимальное количество простых форм — одна призма (100) или (110) и одна дипирамида (111). Различное соотношение морфологических типов циркона в данных породах подтверждается неодинаковым характером распределения частот E (см. рис. 14, *к, л*) и статистическим неравенством средних значений E , где $t = 3,50$. Не исключено, что в метасоматических амфиболитах цирконы гиацинтового типа — реликтовые, т.е. сохранившиеся при замещении парасланцев, а кристаллы цирконового типа — новообразованная генерация.

Таким образом, проведенное нами исследование типоморфных особенностей акцессорного циркона из различных генетических групп амфиболитов позволяет сделать следующие выводы.

1. Общими, а следовательно, не информативными для всех изученных типов амфиболитов являются такие признаки циркона, как цвет, прозрачность, характер поверхности кристаллов и присутствие в них микровключений, а также наличие в пробе округлых и обломанных зерен.

2. Существенные отличия, выявленные при статистической оценке габитуса цирконов (определяемого относительным развитием простых форм) и их облика (определяемого соотношением длины и толщины кристаллов) могут быть рекомендованы в качестве информативного критерия при реконструкции первичной природы докембрийских амфиболитов и разграничении их на генетические типы.

Ильменит. Данный минерал является характерным и наиболее распространенным минералом амфиболитов. Он достаточно полно отражает особенности химизма материнских пород (например, согласно Е.В. Францесон, в ильмените из основных пород отмечается повышенное содержание Mg). Ильменит относится к широко распространенным минералам основных пород, где обычно содержится в первично-магматическом магнетите, образуя структуры распада твердого раствора ильменит + магнетит, гомогенизация и распад которого происходит в интервале $1200-400^\circ \text{C}$. Наряду с этим в основных породах ильменит иногда встречается в пироксенах в виде тончайших игловидных зерен (графическая структура), ориентированных вдоль трещин спайности минерала-хозяина. Предполагается, что подобные выделения обусловлены совместным выпадением из твердого раствора пироксена и Fe-Ti окислов.

В результате минераграфических исследований большой серии полированных шлифов установлено следующее.

В реликтовых участках основных пород (метаэффузивы, метагаббро и т.д.) ильменит присутствует в виде тончайших (0,005–0,1 мм) пласти-

нок в магнетите, являясь продуктом распада твердого раствора ильменит+магнетит. Пластинки ильменита, как правило, образуют в магнетите решетчатую структуру (см. рис. 3, 7). Включения тонкопластинчатого ильменита наблюдаются также вдоль спайности отдельных зерен клино- и ортопироксенов. В разновидностях, переходных от метабазитов к ортоамфиболитам, в зернах ильменомагнетита наблюдается отчетливая тенденция к замещению магнетита силикатами (актинолит, хлорит и др.); пластинки и решетки ильменита при этом сохраняются без изменения. При псевдоморфной амфиболизации пироксенов ильменитовые включения, наблюдающиеся в них, также остаются почти без изменений.

В ортоамфиболитах магнетит, как правило, вообще не устойчив, тогда как ильменит в относительно массивных разностях этих пород сохраняется или как фрагмент отпрепарированных реликтовых решеток распада, или групповых обособлений пластинчатого ильменита (см. рис. 3, 11). В амфиболитах с отчетливой кристаллизационной сланцеватостью ильменитовые пластинки нередко обладают плоскостной ориентировкой и представляют собой новообразованный (перекристаллизованный) ильменит. В то же время здесь так же, как и в первых двух случаях, внутри отдельных порфиробласт роговой обманки и особенно граната могут еще сохраняться "забронированные" пластинчатые включения реликтового ильменита. В метасоматически измененных амфиболитах наблюдается частичное замещение ильменита рутил-сфеновым агрегатом, причем ксеноморфные, реже игольчатые, выделения рутила, как правило, располагаются в центральных частях зерна, а сфен образует извилистые каемки с периферии. В редких случаях отмечается субграфическое замещение ильменита сфеном.

В параамфиболитах реликты решетчатых структур распада твердого раствора ильменит+магнетит отсутствуют. Ильменит здесь представлен неправильными, обычно удлиненными зернами (от 0,05 до 0,5 мм) и их сростками, ориентированными в виде прерывистых цепочек параллельно сланцеватости. Края зерен прямолинейные или округлые, нередко с глубокими заливами. По характеру внутреннего строения зерна ильмениты подразделяются на массивные и сетчатые; последние представлены тонко- и грубосетчатым ильменитом, ячейки которого заполнены сфеном. Иногда в пределах одного и того же зерна наблюдается постепенный переход от сетчатой разности к массивной. Массивные разности содержат тончайшие игловидные выделения ильменит-2.

Отличительной особенностью описываемых параамфиболитов является присутствие в них равновесного с ильменитом сфена. Известно, что ильменит и сфен так же, как ильменит и магнетит, не встречаются одновременно в больших количествах. В гранитах, например [41], всегда сильно преобладает один из двух минералов, благодаря различному содержанию в расплаве Fe, Ti и Ca, а также величине окислительно-восстановительного потенциала, обуславливающего нахождение железа преимущественно в закисной (ильменит) или окисной (магнетит,

сфен) форме. В описываемых породах ильменит резко преобладает над сфеном в гранатовых параамфиболитах ($Il/C\phi = 1,6 - 5,5$), тогда как в переслаивающихся с ними анхимономинеральных разностях наблюдается обратная картина — $Il/C\phi = 0,09 - 0,8$. В то же время содержание ильменита в указанных породах на 2–3 порядка выше, чем магнетита — $Il/Mt = 120 - 4000$. Резкое и выдержанное, не зависимо от состава пород, преобладание ильменита над магнетитом указывает на восстановительные условия формирования параамфиболитов, а различный характер соотношения $Il/C\phi$ в гранатовых и анхимономинеральных амфиболитах свидетельствует главным образом о первично-неоднородном распределении Fe и Ca в исходных породах. Так, при метаморфизме пород, обогащенных Ca, преобладающая часть Ti идет на образование сфена, тогда как в нормально кальциевых — связывается в ильменит, который при последующих метасоматических изменениях подвергается частичному замещению рутилом и сфеном-2.

Петрохимическая и геохимическая характеристика

Химический состав амфиболитов отражает состав слагающих их минералов и, по-видимому, не может рассматриваться в качестве устойчивого генетического признака, поскольку данная группа пород характеризуется довольно незначительными вариациями минерального состава. Тем не менее, исходя из классических представлений Ф. Бекке, У. Грубенмана, В. Гольдшмита и других об "изохимическом" характере метаморфизма, среди геологов широко утвердилось мнение о том, что в пределах довольно крупных участков земной коры, подвергшихся региональному метаморфизму, амфиболиты сохраняют состав исходных осадочных или изверженных пород без существенных изменений, за исключением H_2O и CO_2 . В связи с этим сторонники изохимического метаморфизма считают возможным использование химического состава амфиболита, пересчитанного соответствующим способом, для определения его первичной природы. Наиболее распространенными попытками разграничить пара- и ортоамфиболиты по химизму является сопоставление петрогенных элементов и элементов-примесей амфиболита с содержаниями их в осадочных или изверженных породах соответствующего состава с помощью различного рода отношений и диаграмм [15, 58, 93, 94, 98, 100, 103], а также методов математической статистики [13, 102 и др.].

Поскольку достоинства и недостатки всех этих методов получили подробное освещение в монографии А.В. Сидоренко [53] и реферативном обзоре И.Е. Медведевой [47], здесь лишь еще раз акцентируем внимание на том, почему различия между содержанием тех или иных элементов в пара- и ортоамфиболитах или невелики, или вовсе отсутствуют.

Главной причиной, на наш взгляд, безусловно являются неверные представления большинства исследователей о литологическом типе исходных пород параамфиболитов. Так, на значительной части известных

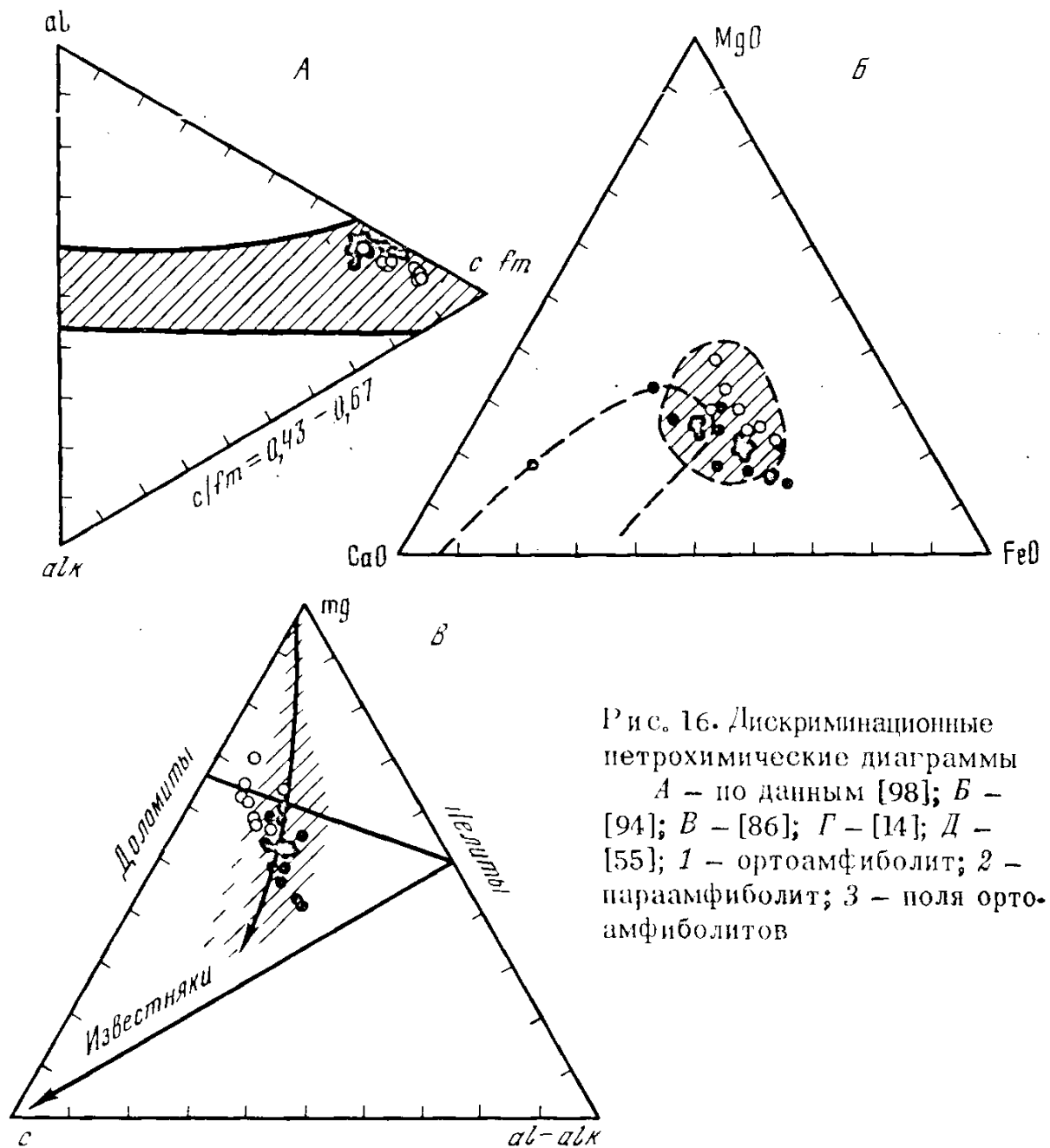
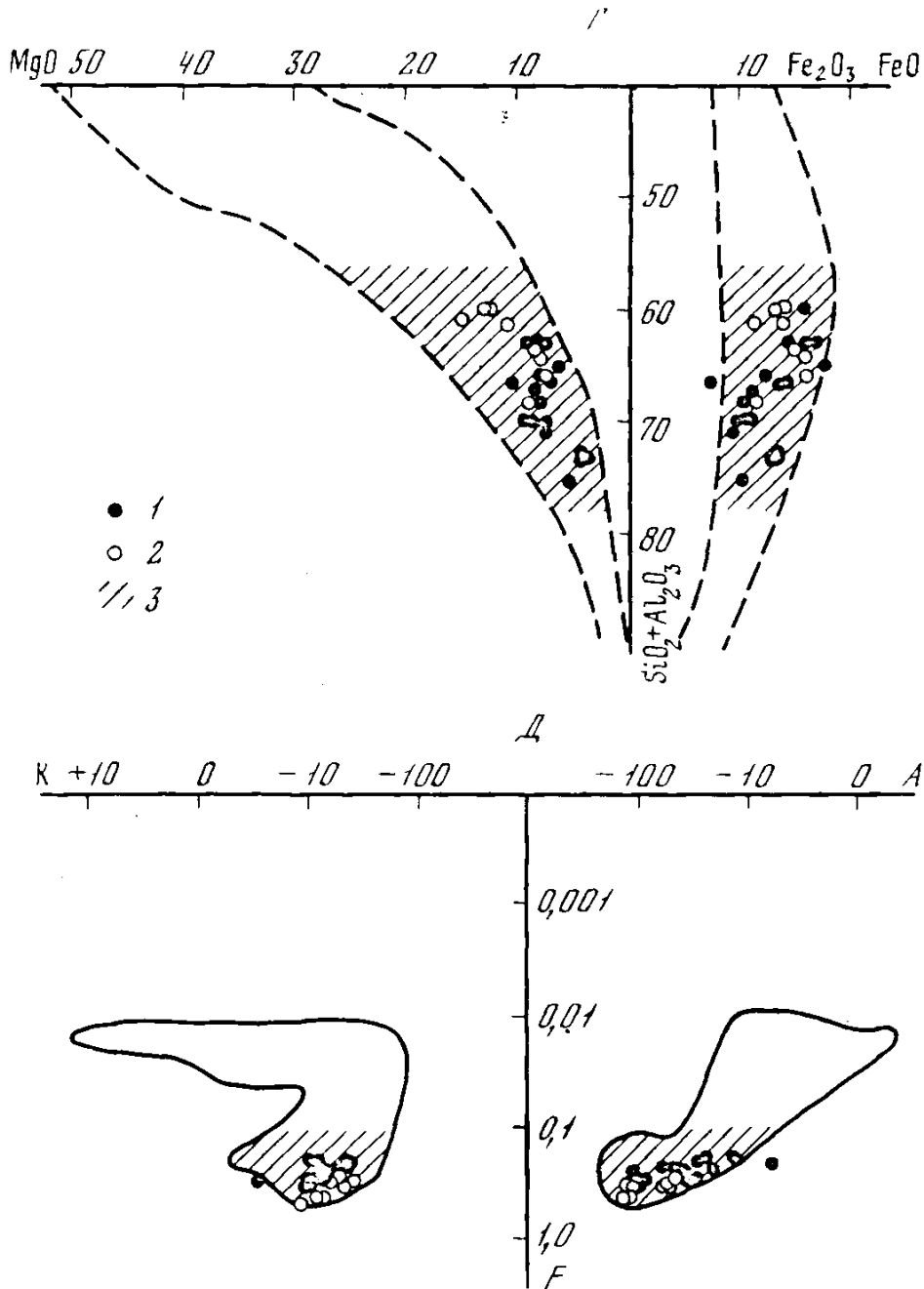


Рис. 16. Дискриминационные петрохимические диаграммы
 А – по данным [98]; Б – [94]; В – [86]; Г – [14]; Д – [55]; 1 – ортоамфиболит; 2 – параамфиболит; 3 – поля ортоамфиболитов

к настоящему времени петро- и геохимических диаграмм поля параамфиболитов оконтурены на основании составов "доломитовых сланцев", "глинистых мергелей", "пелит-доломитовых смесей" и т.д. Указанные породы, как это было показано выше, значительно отличаются от параамфиболитов избытком или дефицитом SiO_2 , Al_2O_3 , MgO и FeO и именно поэтому подавляющая их часть, несмотря на четкие геологические доказательства осадочного генезиса, попадает в поле основных изверженных пород. Для иллюстрации этого положения химические анализы исследуемых нами пара- и ортоамфиболитов (см. табл. 5) были пересчитаны по наиболее популярным в настоящее время петрохимическим методам: P. Niggli [98], K.R. Walker et al. [94], B.E. Leake [93], H.A. Доморацкого [15] и А.А. Предовского [58]. При нанесении анализов на соответствующие диаграммы оказалось, что фигуративные точки всех орто- и всех параамфиболитов, за редким исключением, попа-



ли в поля основных пород (рис. 16); исключение составили несколько анализов параамфиболитов, смещенных на диаграмме Б. Лица от линии "тенденции дифференциации основной магмы" в сторону "тенденции образования глинисто-карбонатной смеси", а на остальных диаграммах, как это ни парадоксально, в поле осадочных пород попали только анализы ортоамфиболитов и метабазитов.

Рассмотрение же петрохимических особенностей указанных амфиболитов с помощью разработанной нами диаграммы (рис. 17), отражающей связь минеральных парагенезисов с соотношением виртуальных инертных компонентов, позволяет заключить следующее: все фигуративные точки пара- и ортоамфиболитов располагаются в пределах "амфиболитового контура", причем ортоамфиболиты смещены в сторону альмандиновых гранатов и все без исключения попадают в поле составов основных изверженных пород (поля I, II); точки параамфиболитов,

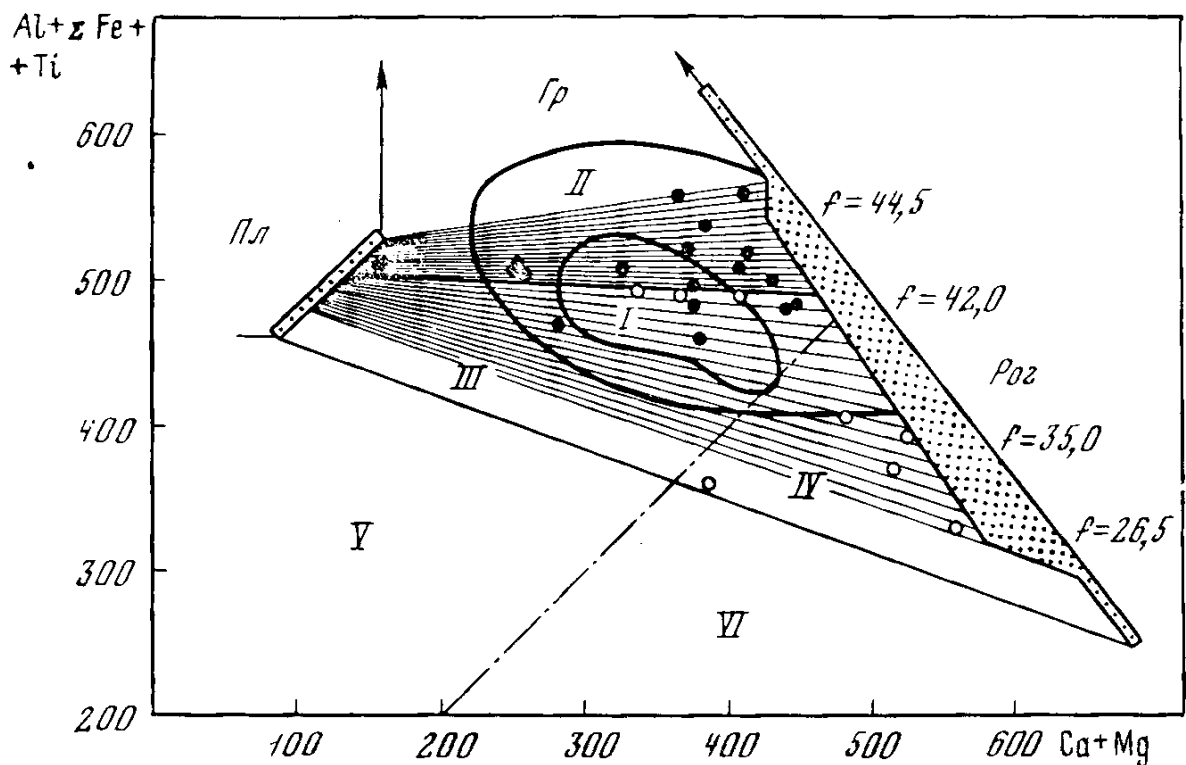


Рис. 17. Диаграмма, характеризующая связь минеральных парагенезисов амфиболитов юго-западного обрамления Печенгской структуры с соотношением виртуальных инертных компонентов: $(Al + Fe + Ti) - (Ca + Mg)$

I, II – поля изверженных пород основного состава (усредненные составы пород – *I* и с учетом всевозможных разновидностей – *II*); *III* – поле изверженных пород среднего состава и основные вулканогенные граувакки, туффиты и туфы с примесью глинистого (*III*) и карбонатного материала (*IV*); *V* – поле глин, аргиллитов, алевролитов, аркозовых и мергелистых песчаников; *VI* – поле глинистых, доломитовых и известковистых мергелей. Жирной конной разграничены области, занимаемые преимущественно орто- (черные точки) и параамфиболитами (кружки)

наоборот, смещаются в область ассоциаций с Са-пироксеном, занимая при этом поле *IV* (основные вулканогенные граувакки, туффиты и туфогенные песчаники с примесью карбонатного материала) и частично перекрываются с полями *II, I*, что согласуется с геолого-петрографическими признаками их седиментационного происхождения.

Что же касается математической оценки значимости различий химических составов пара- и ортоамфиболитов и содержаний в них элементов-примесей, то практическая применимость тех или иных уравнений зависит не только от справедливости принятых при их расчете допущений (нормальный или логнормальный закон распределения, равенство ковариационных матриц и т.д.), но также и от представительности, а главное – достоверности ("генетической чистоты") исходных выборок пара- и ортоамфиболитов. Такие выборки (на что нередко указывают и сами авторы), ставят под сомнение выводы о первичной природе амфиболитов, основанные на статистических способах разграничения.

И, наконец, при изучении химизма амфиболитов очень часто не учитываются их минеральные парагенезисы. Вследствие этого в сравниваемые выборки попадают "альбит-актинолитовые амфиболиты" [97], "антофиллитовые амфиболиты" [80], "тремолитовые и тремолит-эденитовые амфиболиты" [53] и т.д., т.е. породы, характеризующиеся значительными вариациями химического состава, нередко выходящего за рамки крайних содержаний петрогенных элементов группы собственно амфиболитов. С целью как-то обозначить эти рамки, автором настоящей работы была предпринята попытка вычислить средний химический состав амфиболита с соответствующими статистическими оценками дисперсии (S^2) и точности \bar{X} при 95% уровне значимости (λ), а также установить размах крайних содержаний каждого петрогенного элемента (табл. 10). В выборку ($n = 195$), собранную, главным образом по литературным данным, включались анализы пород, характеризующиеся минеральным парагенезисом: $Por + Pl_{20-50} \pm K \pm Il \pm Gr \pm \Delta n$, при содержании роговой обманки не менее 35%.

Наряду с этим были вычислены средние содержания петрогенных элементов в различных генетических типах исследуемых нами амфиболитов. Проверка гипотезы о равенстве средних составов пара- и ортоамфиболитов каскамской свиты с помощью t -критерия указывает на отсутствие значимых различий между содержаниями петрогенных элементов, за исключением Fe_2O_3 ($t = 2,25$), подтверждая тем самым близость составов их исходных пород.

Кроме того, в исследуемых породах произведено количественное определение 42 элементов-примесей (табл. 11), однако содержания 10 из них (W, Au, As, Cd, In, Tl, Ce, Hf, Th, U) оказались ниже чувствительности применяемых методов анализа. Сравнение средних содержаний микроэлементов в пара- и ортоамфиболитах с помощью t -критерия (табл. 12) показывает статистически значимые отличия для Sc, Ti, Cr, Ni, Zr, Sn, Pb и Nb концентрации которых, за исключением Sc, выше в параамфиболитах. Более высокие концентрации Ti, Zr, и Sn в параамфиболитах обусловлены повышенным содержанием в них ильменита, сфена, циркона и касситерита (см. табл. 9), имеющих тенденцию накапливаться, главным образом в процессе формирования исходных туфогенно-осадочных пород. Повышенные содержания Ni, а возможно Cr и Pb связаны с наложенной сульфидной (халькопирит-пентландит-пирротиновой) минерализацией проявленной в позднекладчатых интрузиях, развитых среди параамфиболитов средней толщи каскамской свиты.

Сравнение средних содержаний микроэлементов в ортоамфиболитах и реликтовых телах метабазитов (см. табл. 11) показывает несомненное сходство их составов, за исключением Sc, Mn и Co, подтверждая первично магматическую природу этих амфиболитов и одновременно свидетельствуя об инертном поведении большинства микроэлементов при региональном метаморфизме. Кроме того, было проведено сравнение средних содержаний микроэлементов в параамфиболитах с их "вероятным и осадочными аналогами" — красноцветными глинами [49]; в

Таблица 10

Химический состав (вес. %) среднего амфиболита

Показатель	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
\bar{X}	49,34	1,34	15,03	3,06	9,62	0,24
$X_{\min} - X_{\max}$	32,82-	0,02-	9,77-	1,00-	0,70-	0,05-
S^2	13,09	0,58	5,63	3,10	7,31	0,33
λ	0,51	0,11	0,33	0,25	0,38	0,08

Таблица 11

Средние содержания микроэлементов ($n \cdot 10^{-4}\%$) в амфиболитах юго-западного

Порода	n	Sc	Ti	V	Cr	Mn
Основные метаэффузивы	34	25,8	2991,2	417,6	64,5	2438,5
Ортоамфиболиты	47	31,1	2826,7	430,0	49,5	2970,2
Параамфиболиты	25	18,7	5320,0	428,0	388,8	2660,0
Метасоматические амфиболиты	11	27,3	4954,5	480,0	26,4	1845,5
Красноцветные глины	220	8,4	1766,4	97,0	67,8	637,6

Таблица 11 (окончание)

Порода	Sr	B	Li	Rb	Cs	Ba
Основные метаэффузивы	137,2	22,5	8,4	36,0	2,0	64,7
Ортоамфиболиты	78,8	14,3	5,0	29,0	2,0	21,3
Параамфиболиты	48,8	16,1	42,0	57,0	0,3	840,0
Метасоматические амфиболиты	36,8	8,6	10,0	20,0	-	72,7
Красноцветные глины	137,8	190,3	51,0	100,0	0,2	625,2

Таблица 12

Сравнение средних содержаний микроэлементов в пара- и ортоамфиболитах Средней Азии с помощью t -критерия Стьюдента

Сравниваемые группы пород	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu
Ортоамфиболиты - основные метаэффузивы	2,02	0,35	0,28	0,75	2,14	2,37	1,89	0,26
Ортоамфиболиты - параамфиболиты	5,18	4,91	0,04	3,40	1,11	1,81	4,28	1,86
Параамфиболиты - красноцветные глины	8,16	7,32	9,12	3,20	9,67	3,86	4,18	9,95

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺
6,80	10,21	2,15	0,64	0,15	1,07
2,50-	3,28-	0,16-	0,02-	0,01-	0,03-
-13,70	-18,46	-5,23	-2,84	-1,46	-2,72
5,19	5,37	3,08	0,29	-	0,34
0,32	0,32	0,25	0,07	-	0,10

обрамления Печенгской структуры и в красноцветных глинах Средней Азии

Co	Ni	Cu	Zr	Ga	Ge	Zn	Mo	Sn	Pb	Nb
74,1	33,7	123,0	27,7	15,6	3,1	113,6	2,3	5,9	6,6	3,1
59,6	21,3	130,1	31,1	17,7	1,7	126,4	1,6	4,6	5,6	3,0
104,0	175,2	79,8	93,2	19,4	1,8	139,2	4,8	5,5	8,2	3,5
36,8	6,9	28,9	41,8	26,2	2,2	131,8	1,3	7,7	14,9	3,1
10,5	25,3	62,4	116,1	9,1	-	259,2	1,6	4,8	21,8	8,0

Be	Ag	F	Ta	Y	Yb	La	Sb	Hg	Bi
0,03	0,5	147,1	0,1	1,6	-	0,9	-	-	-
0,02	0,1	340,4	-	1,4	-	0,6	-	-	-
-	1,6	480,0	0,7	7,2	0,2	-	-	-	-
0,3	0,7	1000,0	-	4,6	-	-	-	-	-
1,1	0,1	53,3	10,0	9,9	0,9	62,3	2,6	4,1	1,1

юго-западного обрамления Печенгской структуры и в красноцветных глинах

Zr	Ga	Ge	Zn	Mo	Sn	Pb	Nb	Sr	B
0,78	1,72	1,17	1,34	1,24	1,08	0,99	0,47	0,67	1,77
5,54	1,25	0,49	1,16	1,14	0,44	2,77	2,94	3,13	0,65
2,01	10,03	-	9,26	1,16	0,95	12,23	4,81	5,18	19,23

Таблица 13

Мажоритарные ряды микроэлементов в пара- и ортоамфиболитах юго-западного

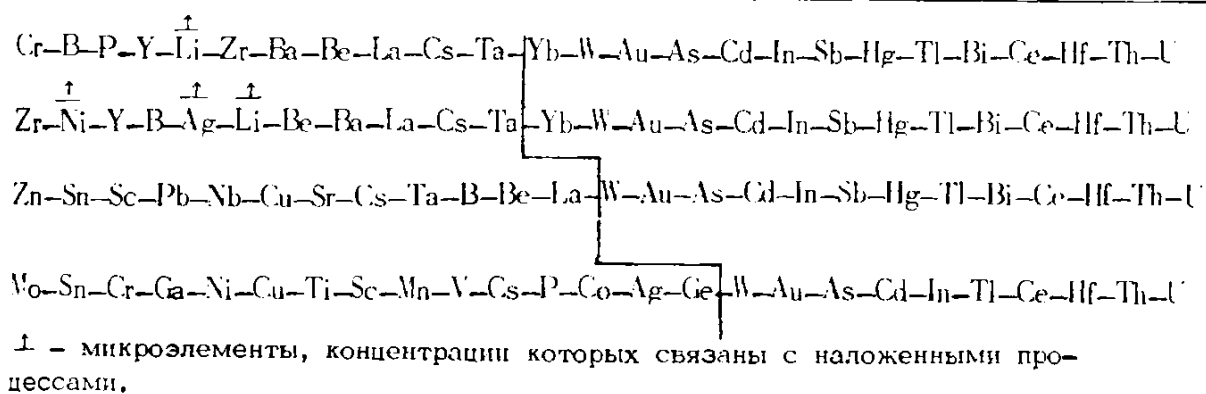
Основные метаэффузивы:	$\overset{\uparrow}{\text{Co}}-\overset{\uparrow}{\text{Sr}}-\overset{\uparrow}{\text{Sc}}-\overset{\uparrow}{\text{Mn}}-\overset{\uparrow}{\text{V}}$	-Mo- $\overline{\text{Ag}}$ -Sn-Cu-Ga-Rb-Zn-Ti-Nb- $\overset{\uparrow}{\text{Ni}}$ -Pb-
Ортоамфиболиты по основным эффузивам:	$\overset{\uparrow}{\text{Mn}}-\overset{\uparrow}{\text{Sc}}-\overset{\uparrow}{\text{P}}-\overset{\uparrow}{\text{V}}-\overset{\uparrow}{\text{Co}}-\overset{\uparrow}{\text{Cu}}$	-Ga-Ge-Zn-Sr-Sn-Mo-Ti-Rb-Nb-Pb-Cr-
Параамфиболиты:	$\overset{\uparrow}{\text{Ba}}-\overset{\uparrow}{\text{Cr}}-\overset{\uparrow}{\text{Ag}}-\overset{\uparrow}{\text{Ni}}-\overset{\uparrow}{\text{Mo}}-\overset{\uparrow}{\text{Li}}$	-Y- $\overset{\uparrow}{\text{Co}}$ -P-Ti-Rb-Mn-Zr-V-Ga-Ge-Yb-
Красноцветные глины:	$\overset{\uparrow}{\text{Hg}}-\overset{\uparrow}{\text{Sb}}-\overset{\uparrow}{\text{Bi}}-\overset{\uparrow}{\text{La}}-\overset{\uparrow}{\text{Yb}}-\overset{\uparrow}{\text{Be}}$	-B-Ta-Y-Ba-Li-Rb-Pb-Zn-Zr-Sr-Nb-

Примечание. В рамках показаны парагенетические ассоциации главных микроэлементов.

последнюю выборку вошли анализы 220 проб, собранных автором в различных районах Средней Азии, в том числе и несколько десятков проб красноцветных доломитовых глин заунгузской свиты (Центральная Туркмения), использованных О.В. Горбачевым в качестве "основы для такого сопоставления". Проверка гипотезы о равенстве средних в сравниваемых группах пород по *t*-критерию (см. табл. 11) показывает существенные различия по всем элементам, за исключением только Mo и Sn.

С целью более детального анализа характера распределения микроэлементов в орто-, пара- и метасоматических амфиболитах, а также в сопоставляемых с ними метабазитах и красноцветных глинах нами были рассчитаны мажоритарные ряды¹ (табл. 13), позволяющие оценить представительность сразу всех 42 элементов по их относительному содержанию в сравниваемых группах пород и на этом основании выявить главные, т.е. наиболее характерные элементы для каждой группы. Сопоставление последовательности распределения микроэлементов в указанных мажоритарных рядах по коэффициентам порядковой (ранговой) корреляции подтверждают близость составов ортоамфиболитов и метабазитов ($r = 0,94$); незначительные отличия между орто- и параамфиболитами ($r = 0,76$) и, наконец, резкое отличие параамфиболитов от "изохимичных" с ними красноцветных глин ($r = 0,39$). При этом главными, т.е. характерными микроэлементами в основных метаэффузивах и ортоамфиболитах являются: Mn, Sc, V, Cu и Sr; в параамфиболитах – Ba, Cr, Ag, Ni и Y; в красноцветных глинах – Hg, Bi, La, Be и B. Следует однако заметить, что среди перечисленных элементов встречаются и такие, вариации содержаний которых зависят главным образом от интенсивности наложенных процессов: Cu и Ni при сульфидной минерализации амфиболитов; Hg – при насыщении красноцветных глин нефте-газоносными парами и т.д.

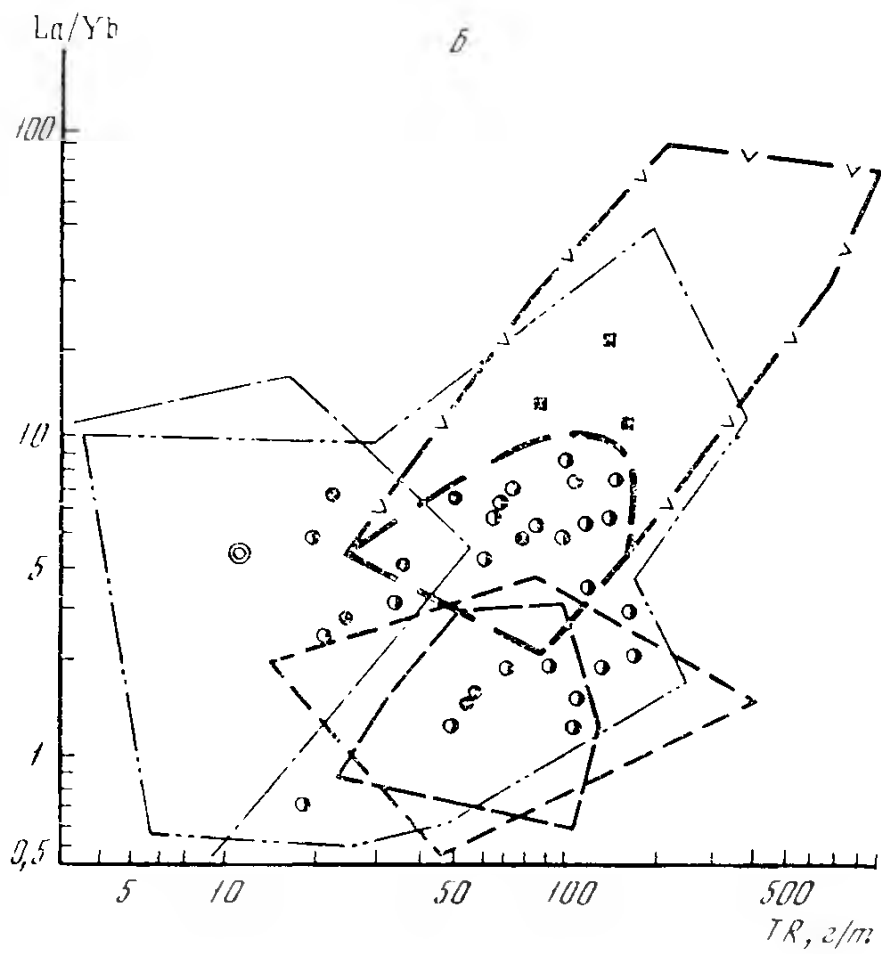
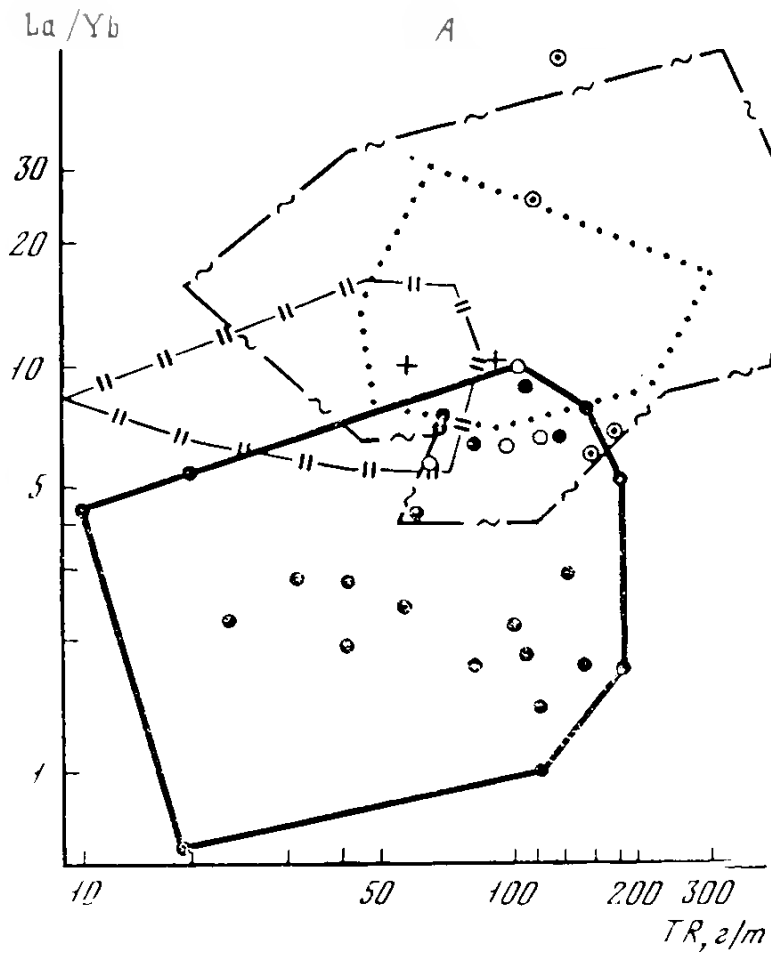
¹Мажоритарные ряды рассчитывались на ЭВМ "Урал-14Д" с помощью экспериментальной программы "Ранг" (алгоритм В.З. Туманяна, программа Э.Н. Позднякова).



Выявленные группы главных элементов, вариации содержаний которых не связаны с наложенными процессами, можно рассматривать в качестве микроэлементных парагенетических ассоциаций, присущих различным генетическим типам амфиболитов для сопоставления их между собой и с предлагаемыми исходными аналогами. В данном случае микроэлементные парагенетические ассоциации ортоамфиболитов полностью соответствуют основным метаэффузивам и резко отличаются от параамфиболитов, указывая тем самым на различное соотношение этих элементов в соответствующих им исходных породах, а следовательно, и на различные условия их формирования (покровы основных эффузивов и основные вулканогенно-осадочные породы). Вместе с тем резко отличное положение этих и других, менее характерных, элементов в различных концах мажоритарных рядов пара- и ортоамфиболитов позволяет наметить большое число всевозможных отношений между микроэлементами, значимо различающихся в сравниваемых группах, например: Ti/Sc ($t_{эмп.} = 6,1$ при $t_{крит.} \leq 1,96$); Ti/V ($t_{эмп.} = 5,6$); Cr/Sc ($t_{эмп.} = 2,49$); Cr/V ($t_{эмп.} = 5,14$); Sr/Ba ($t_{эмп.} = 4,8$); Sc/Co ($t_{эмп.} = 5,72$) и т.д.

Из предыдущих разделов очевидно, что совокупность всех перечисленных выше особенностей амфиболитов юго-западного обрамления Печенгской структуры отвечает на вопрос о генезисе этих пород лишь наполовину, указывая на сходство их состава с основными изверженными породами или продуктами их дезинтеграции и переотложения, оставляя при этом открытым вопрос о характере основного магматизма, господствовавшего в докембрии.

Связано это с тем, что в толеитах орогенных областей и платформ, океанического дна и островных дуг, а также в субщелочных и щелочных базальтах континентов и океанических островов содержания значительной части петрогенных элементов и элементов-примесей изменяются в небольших пределах, при этом граничные интервалы между ними существенно перекрываются. В то же время использование таких окислов, как Na_2O и K_2O , определяющих, в



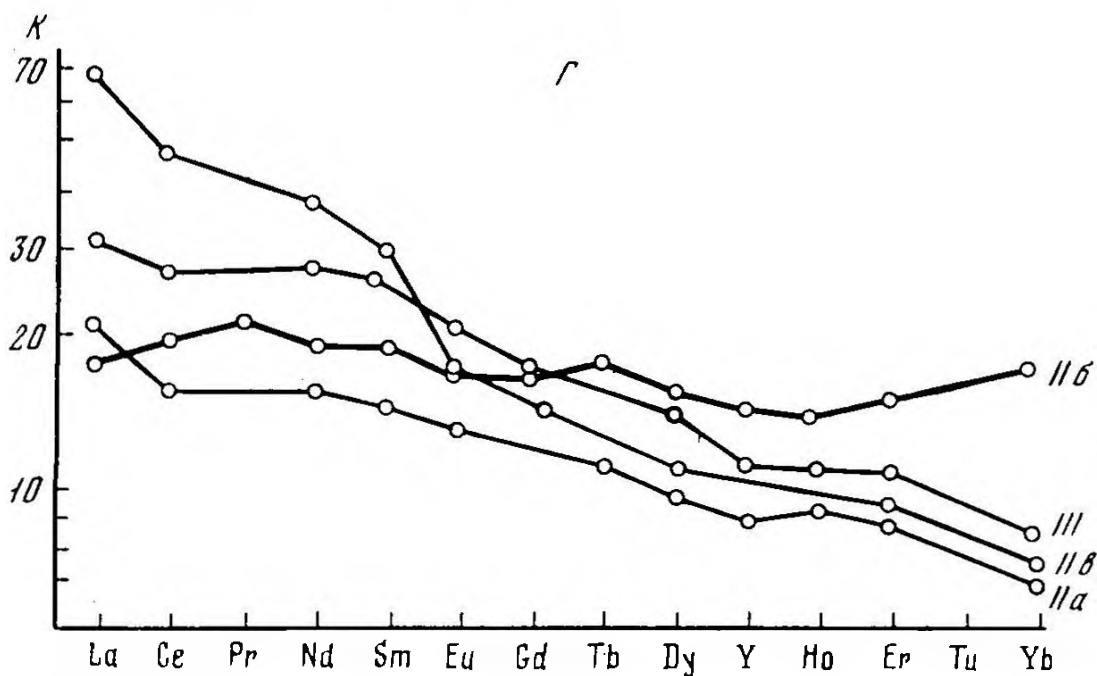
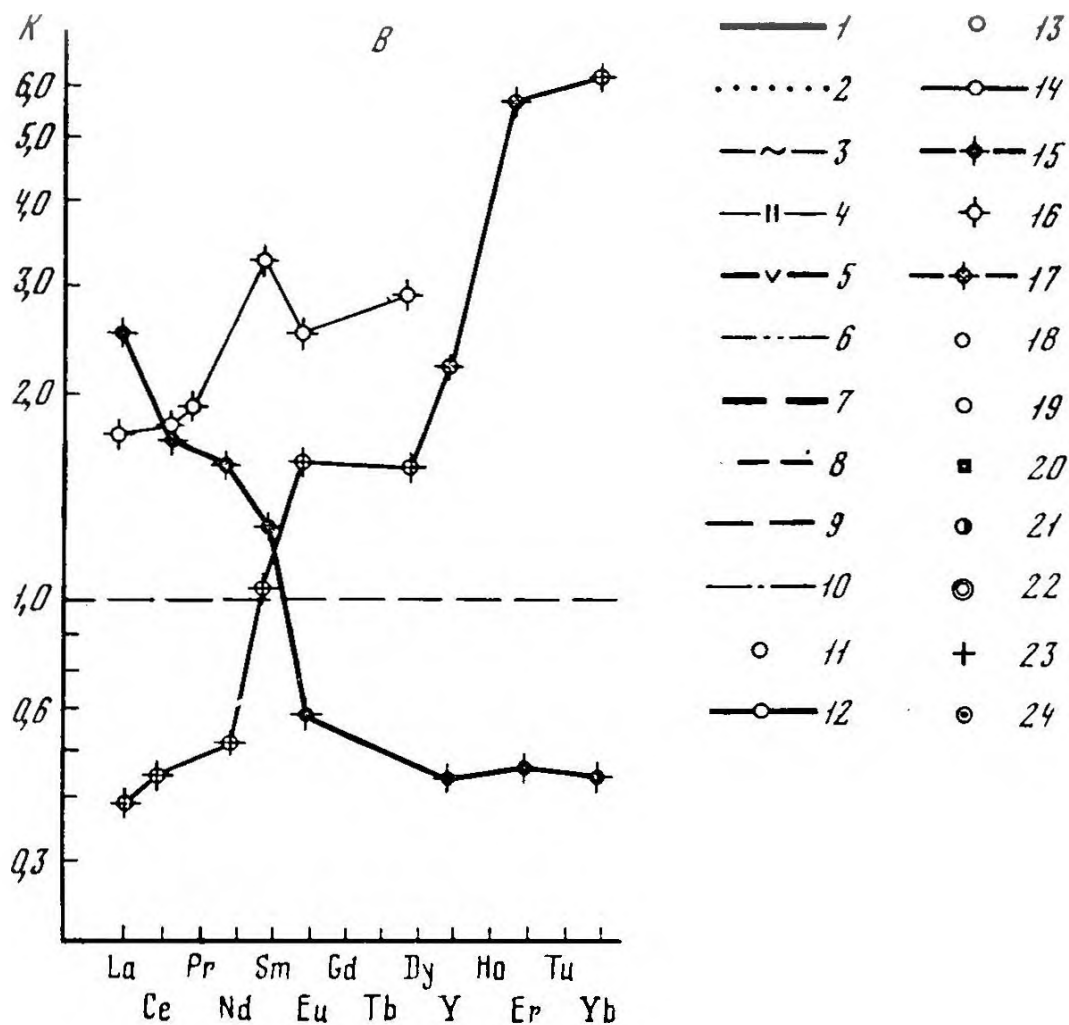


Рис. 18. Диаграммы состав (La/Yb) – содержание TR для амфиболитов, основных и ультраосновных изверженных пород и осадочных образований. – А, Б, В – тенденции изменения состава TR при метасоматическом изменении амфиболитов юго-западного обрамления Печенг-

Окончание подписи к рис. 18.

ской структуры (по схеме гранитизации и при Fe-Ca и Fe-Mg-Ca метасоматозе); G – средние составы TR различных генетических типов амфиболитов относительно среднего состава TR хондритов; K – степень относительной концентрации отдельных лантаноидов в продуктах метасоматического изменения (числитель) к конкретной исходной породе (знаменатель).

1 – поле амфиболитов; 2 – поле песчаных пород и граувакк; 3 – поле сланцев и глин; 4 – поле карбонатных пород [7, 39 и др.]; 5 – поле континентальных базальтов; 6 – поле континентальных габбро; 7 – область толеитов континентального типа; 8 – поле толеитов океанического дна и рифтов; 9 – поле толеитов островных дуг и орогенных зон континентов; 10 – поле ультраосновных пород альпинотипного и стратиформного типов; 11 – ортоамфиболиты по толеитам океанического типа; 12 – толеиты островных дуг и океанического дна; 13 – ортоамфиболиты по щелочным базальтам; 14 – параамфиболиты по основным вулканогенным грауваккам и туффитам; 15, 16, 17 – кривые изменения состава TR при метасоматических изменениях амфиболитов: по схеме гранитизации (15) и при Fe-Ca и Fe-Mg-Ca метасоматозе (16 и 17); 18, 19 – орто- и параамфиболиты юго-западного обрамления Печенгской структуры; 20 – амфиболиты по субщелочным и щелочным базальтам; 21 – амфиболиты различных генетических типов; 22 – хлорит-актинолитовые сланцы по "друзитам" раннескладчатого комплекса; 23 – докембрийские граувакки [89]; 24 – красноцветные глины Средней Азии

частности, различную щелочность основных пород, также затруднительно, ибо их содержания могут значительно изменяться при метаморфизме [43].

Гораздо большей контрастностью распределения в основных породах характеризуются содержания редкоземельных элементов и иттрия (TR). Значительная дисперсия состава и содержания TR в различных типах основных пород позволяет использовать данную группу элементов в качестве геохимического индикатора при разграничении амфиболитов на генетические типы. Обоснованием изохимического характера перераспределения TR в процессе регионального метаморфизма основных изверженных и эффузивно-осадочных пород является близость величин коэффициентов распределения TR в пироксенах и амфиболитах, а также в основных и более кислых плагиоклазах [101].

Собранные нами данные по составу (отношение La/Yb) и содержанию TR в амфиболитах юго-западного обрамления Печенгской структуры [1], а также других регионов [7, 39 и др.] прежде всего сопоставимы с различными осадочными породами (рис. 18, а). Как видно из этого рисунка, лишь небольшая часть амфиболитов, обогащенных легкими лантаноидами и суммой TR, попадает в область распространения осадочных пород геосинклиналей.

Согласно диаграммам $(Al + Fe + Ti) - (Ca + Mg)$ и $(K / (K + Na - Na / (K + Na)) - (Fe^{3+} / Fe - Fe^{2+} / Fe))$ глины и породы типа "пелит-доломитовых смесей", лежащие за пределами "амфиболитового контура" (см. рис. 12), следует исключить из рассмотрения. Следовательно, обогащенные Се амфиболиты могли образоваться за счет песчаных пород, в поле которых лежат и основные вулканогенные граувакки (см. рис. 18, а). Тот факт, что амфиболиты средней толщи каскамской свиты, относимые по геолого-петрографическим признакам к пара-породам, попадают в область распространения основных граувакк или граничат с ней (см. рис. 18, а), служит дополнительным критерием, подтверждающим вывод о седиментационном происхождении параамфиболитов, обогащенных легкими TR. Однако главная масса амфиболитов по составу и содержанию TR явно лежит в стороне от поля распределения обломочных пород. Какова же природа этих амфиболитов?

Сравнение распространенности TR в амфиболитах с многочисленными данными по TR для основных и ультраосновных пород (см. рис. 18, б) показывает следующее: 1) все амфиболиты, без исключения, находятся в полях составов TR основных пород (базальтов и габбро); 2) небольшая группа амфиболитов и переходных к ним по составу амфиболовых пород (хлорит-актинолитовые и т.п.) попадает в область альпинотипных и стратиформных ультрабазитов, частично перекрывающую поле нормальных габбро, габбро-норитов и толеитовых базальтов. Произвести разграничение амфиболитов по составу-содержанию TR на производные ультраосновного или основного ряда в данной области практически невозможно. Поэтому единственным надежным критерием в этом случае остается минеральный и химический состав исследуемых пород; 3) подавляющая масса амфиболитов, включая и названные выше параамфиболиты, лежит в области состава TR толеитовых базальтов континентов, орогенных областей, островных дуг и океанов. Исключение составляют лишь слабо метаморфизованные продукты поздне- и посторогенных этапов основного магматизма (субщелочные и щелочные базальты), характеризующиеся максимальными величинами отношения La / Yb и суммы TR.

Таким образом, подавляющая масса докембрийских ортоамфиболитов ($\Sigma Ce / \Sigma Y = 0,9 - 1,35$; $TR = 68 - 94$ г/т) сформировалась за счет продуктов толеитового магматизма ($\Sigma Ce / \Sigma Y = 0,85 - 1,10$; $TR = 64 - 82$ г/т), характерного для геосинклинальных областей. Первоначальным субстратом параамфиболитов ($\Sigma Ce / \Sigma Y = 1,7$; $TR = 105$ г/т) служили основные вулканогенные граувакки, туфы и туфоогенные песчаники ($\Sigma Ce / \Sigma Y = 2,3$; $TR = 95$ г/т), образовавшиеся при дезинтеграции и перетолжении главным образом толеитовых базальтов и их интрузивных аналогов. Дополнительным критерием для отнесения большей части докембрийских амфиболитов к продуктам метаморфизма толеитов служит повышенное относительное содержание Eu, характерное для толеитовых пород по сравнению с щелочными базальтами, о чем можно судить по величине отношения Eu / Sm (табл. 14). Средняя величина

Таблица 14

Типы распределения TR в амфиболитах и их неметаморфизованных элементах, в г/г

Тип амфиболитов	Порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Cd
I	Хлорит-актинолитовые сланцы (1)*	1,0	2,1	0,34	1,5	0,42	0,14	0,6
	Перидотит Полярного Урала (1)	1,8	3,3	0,6	2,1	0,88	-	0,9
II	а Ортоамфиболиты по толентам континентального типа (10)	6,8	15,6	2,6	10,1	3,1	1,0	3,4
	Базальт о.Парамушир, Курилы (1)	8,0	15,6	2,5	12,0	3,7	1,2	4,8
	б Ортоамфиболиты по толентам океанического типа (4)	5,85	19,2	2,78	12,0	3,86	1,25	5,27
	Толенты островных дуг (16)	4,1	8,5	1,52	7,94	2,85	0,94	3,76
	Толенты океанического дна (35)	4,0	11,5	2,05	9,9	3,5	1,21	5,15
	Архейские зеленосланцевые породы, Австралия (2)	3,85	7,65	1,35	6,55	-	0,84	1,85
в	Ортоамфиболиты по щелочным базальтам (3)	21,5	45,8	5,9	23,0	6,1	1,3	4,65
	Оливиновый базальт, Африка (1)	24,5	45,0	5,5	19,5	4,5	1,1	6,1
III	Параамфиболиты (5)	10,4	26,5	4,3	17,9	5,4	1,55	5,4
	Граувакки, Онтарио (1)	14,3	-	3,3	14,7	-	0,90	2,2
IV	Метасоматические амфиболиты (6)	5,5	13,8	1,9	9,6	2,9	1,08	3,3

* Цифры в скобках - число анализов TR.

** Сумма TR, включая Y.

Eu/Sm в ортоамфиболитах составляет 0,33; в параамфиболитах - 0,32; в трапах Сибирской платформы - 0,37; в толентах островных дуг - 0,35, что достаточно близко к среднему значению Eu/Sm в хондритах (0,365). В щелочных же базальтах средняя величина Eu/Sm не поднимается выше 0,27.

Перераспределение TR в процессе метасоматического изменения ортоамфиболитов нижней толщи каскамской свиты сопровождается увеличением отношения $\Sigma La / \Sigma Yb$, при фиксации легких TR и выносе тяжелых TR (см. рис. 18, в). Формирование метасоматических амфиболи-

Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	TR**	$\frac{La}{Yb}$	$\frac{Ce}{Y}$	$\frac{Eu}{Sm}$
0,08	0,5	0,09	0,27	-	0,21	0,04	2,75	10,0	4,7	1,2	0,33
0,19	0,95	0,24	0,47	-	0,57	-	4,8	17,0	3,2	1,1	-
0,61	3,25	0,70	1,9	-	1,3	0,22	17,5	68,4	5,2	1,35	0,32
0,8	4,6	0,95	2,2	-	1,9	-	24,0	82,0	4,2	1,1	0,32
0,9	4,95	1,00	3,25	0,43	3,4	0,60	29,5	94,0	1,7	0,91	0,33
0,46	4,55	0,98	2,49	0,41	2,62	0,40	23,0	64,5	1,57	0,67	0,33
0,86	5,0	1,00	3,35	0,52	2,83	0,53	31,0	82,4	1,4	0,64	0,35
0,37	3,4	0,75	1,8	0,28	1,9	-	-	51,0	2,0	0,84	-
0,95	3,4	0,68	2,1	-	1,4	-	20,0	137,0	15,4	3,1	0,21
1,0	4,3	0,9	2,8	-	2,1	-	24,0	140,0	11,7	2,5	0,25
0,95	4,4	0,84	2,4	-	1,6	0,35	23,0	105,0	6,5	1,7	0,29
0,71	-	0,56	2,1	0,24	1,6	0,25	17,0	95,0	8,9	2,3	-
0,59	3,1	0,5	2,5	0,37	1,9	0,3	19,0	66,4	2,9	1,1	0,37

тов, напротив, сопровождается обогащением тяжелыми TR (см. рис.18, в) при росте TR (Fe-Са метасоматоз). Так как состав и концентрация TR в метасоматических растворах в этом случае регулируется степенью выноса TR и составом исходных пород, подвергшихся гранитизации, то для метасоматических амфиболитов, следует ожидать значительных изменений как в соотношении, так и в содержании TR.

Заканчивая обсуждение характера распределения TR в докембрийских амфиболитах и в амфиболовых сланцах, среди них можно выделить четыре главных типа.

I. Хлорит-актинолитовые породы (амфиболовые сланцы), образующиеся главным образом за счет ультраосновных пород ряда перидотиты-оливиновые гаэбро-нориты, характеризуются минимальными содержаниями TR.

II. Ортоамфиболиты, образующиеся за счет: а) толеитов континентального типа и гаэбро; б) толеитов типа островных дуг и океанического дна; в) субщелочных и щелочных базальтов. Последние характеризуются максимальными значениями TR при наибольшем относительном обогащении легкими лантаноидами.

III. Параамфиболиты, образующиеся за счет основных вулканогенных граувакк, туфов и туффитов с глинистым или карбонатным цементом. Отличаются обычно повышенным содержанием при умеренном обогащении легкими TR (но меньшим, чем в ортоамфиболитах, формирующихся по щелочным базальтам).

IV. Метасоматические (порфиробластические) амфиболиты, образующиеся при Fe-Ca и Fe-Mg-Ca метасоматозе по регионально метаморфизованным породам различного состава и генезиса, включая "экзоконтактовые" фации гранитных интрузий и т.д. Резко варьируют по содержанию и составу TR в зависимости от петрохимического типа замещаемых пород.

Относительно распространенности выявленных групп ортоамфиболитов в докембрии пока можно высказать лишь предварительные соображения. В частности, близость состава TR в ортоамфиболитах группы IIб к таковому толеитовых базальтов островных дуг и океанического дна, а также к докембрийским ортопородам зеленокаменных толщ Австралии и одновременно — к составу TR в хондритах (рис. 18,г) позволяет предполагать их преимущественное развитие в раннем докембрии; ортоамфиболиты группы IIа, по-видимому, более характерны для конца архея — протерозоя. Ограниченность сведений по ортоамфиболитам группы IIб не позволяет в настоящее время перейти к более конкретным выводам и обобщениям. Однако сходство составов TR в этих амфиболитах и толеитах островных дуг, несомненно один из наиболее важных признаков при реконструкции последовательных стадий проявления основного магматизма в глубоком докембрии, используя для этого аналогию с особенностями развития островных дуг.

В заключение следует особо отметить, что рассмотренные выше признаки разграничения пара- и ортоамфиболитов юго-западного обрамления Печенгской структуры имеют в значительной мере региональное значение и без учета местных условий не могут быть рекомендованы в качестве универсальных. Однако применение перечисленных выше статистических приемов обработки минералого-геохимических данных, сгруппированных на основании геолого-петрографических и иных, не зависящих друг от друга признаков, позволит, по мнению автора, успешно использовать выявленные критерии и на любой другой территории.

Заключение

Основные результаты исследования сводятся к нескольким выводам, одни из которых имеют непосредственное отношение к исследуемому району, в том числе и в связи с перспективной оценкой его никель (1–4), а другие касаются общих закономерностей метаморфизма основных пород докембрия и генезиса амфиболитов (5–9).

1. Существенно уточнено геологическое строение юго-западного обрамления Печенгской структуры; в частности, установлено, что породы каскамской свиты смяты в кулисообразно расположенные брахи-синклинальные складки, образующие синклинорную зону, сопряженную с Нотозерским антиклинорием, и подразделяются на три толщи: нижнюю и среднюю – вулканогенно-осадочные и верхнюю – существенно эффузивную.

2. Установлен архейский возраст накопления исходных вулканогенно-осадочных толщ каскамской свиты (>3380 млн. лет), возрастные рубежи регионального метаморфизма пород каскамской и тальинской свит (2645–2000 млн.лет), их гранитизации и ультраметаморфизма (2000–1800 млн.лет) и послемагматических изменений синскладчатых гнейсо-гранитов (1800–1635 млн. лет). Совокупность геолого-петрографических и геохронологических данных позволяет исключить каскамскую свиту из состава "тундровой" серии Печенгско-Варзугской зоны нижнепротерозойских карелид и рассматривать ее как составную часть кольско-беломорской серии.

3. Интрузивные образования объединены в пять комплексов, соответствующих главным этапам развития древней подвижной области: а) доскладчатые интрузии основных пород, б) раннескладчатые интрузии базитов и гипербазитов (друзитов) и связанные с ними жильные тела амфиболитов по диабазам, в) синскладчатые гнейсо-граниты и малые тела плагиогранитов, г) позднескладчатые интрузии ультраосновных пород и д) постскладчатые дайки основных пород. Показано, что последовательность образования основных-ультраосновных пород данного района согласуется с характером развития магматизма в Беломорье.

4. В позднескладчатых гипербазитах выявлена метасоматическая зональность: серпентинизированный гипербазит → актинолитизированный и флогопитизированный тремолитит → флогопитовый актинолитит. С последней зоной обычно связано халькопирит-пентландит-пирротит-

новое и пирротинное оруденение. Установлено, что поднескладчатые интрузии гипербазитов, с одной стороны, были источником первичномагматического никеля, с другой — благоприятной средой для нейтрализации растворов кислотной стадии послемагматических процессов (связанных с формированием вмещающих их гнейсо-гранитов) и осаждения рудных компонентов на фронте ее прохождения.

5. В основных породах юго-западного обрамления Печенгской структуры выявлены два этапа регионального метаморфизма: к первому относится доскладчатый региональный метаморфизм гранулитовой фации ($P=12-7$ кбар, $T=900-700^{\circ}\text{C}$), ко второму — синскладчатые регрессивные изменения эклогитизированных основных пород каскамской свиты и прогрессивный метаморфизм глинисто-терригенных пород тальинской свиты амфиболитовой фации ($P=7-4$ кбар, $T=670-550^{\circ}\text{C}$) при инертном поведении компонентов. Метасоматические изменения связаны с главными фазами складчатости и протекали в условиях изофациальных со вторым этапом; смена ступеней минеральных равновесий при этом в меньшей мере зависит от P и T и определяется изменением режима щелочей.

6. Противоречие, наблюдаемое между сравнительно небольшой глубиной первоначального погружения (8–10 км) исходных вулканогенно-осадочных пород и высокой степенью их метаморфизма ($P=7-12$ кбар, $T=70-900^{\circ}\text{C}$), объясняется длительными литостатическими нагрузками, усиленными повышенной гравитацией и более высокими величинами палеогеотермического градиента в поверхностных слоях древней сиалической коры докембрийских щитов, значения которых рассчитаны, исходя из данных О.Х. Хильгенберга о расширяющейся Земле.

7. С помощью предложенной автором диаграммы, отражающей связь минерального состава амфиболитов с соотношением виртуальных инертных компонентов, установлено, что наиболее вероятными исходными породами ортоамфиболитов служат изверженные породы габбро-базальтового и, отчасти, диоритового рядов, а параамфиболитов — основные и вулканогенные граувакки, туффиты и туфогенные песчаники с примесью (до 15–20%) глинистого и (или) карбонатного материала.

8. Выявлены следующие критерии разграничения пара- и ортоамфиболитов:

а) ортоамфиболиты отличаются от параамфиболитов морфологией тел, условиями их залегания, типом реликтовых текстур и структур, реликтовыми парагенезисами и составом породообразующих минералов;

б) с помощью разработанной автором методики извлечения аксессуаров в амфиболитах выявлено около 40 минералов, относящихся к четырем парагенетическим ассоциациям: реликтовой, метаморфогенной, метасоматической и зоны окисления. Установлено сходство реликтовых аксессуаров ортоамфиболитов с основными метаэффузивами и базальтоидами. Специфической особенностью параамфиболитов является наличие в них, с одной стороны, типично осадочных аксессуарных

минералов (киноварь, графит), с другой — резко повышенные концентрации первично магматических аксессуаров, имеющих тенденцию накапливаться при формировании туфогенно-осадочных пород (ильменит, циркон, касситерит и др.);

в) изучение типоморфных особенностей акцессорных минералов в амфиболитах позволило выявить существенные отличия в них вариаций габитуса и облика кристаллов циркона (статистически значимые различия между морфологическими типами и удлинениями цирконов, с одной стороны, в ортоамфиболитах, образовавшихся за счет основных эффузивных и интрузивных пород, с другой — между цирконами из пара- и ортоамфиболитов), а также установить диагностические признаки ильменита (сохранение в ортоамфиболитах ильменитовых решеток распада после замещения акцессорного ильмено-магнетита силикатами в процессе амфиболитизации базитов и отсутствие их в пара-амфиболитах);

г) исследование особенностей распределения микроэлементов в амфиболитах с помощью методов математической статистики (сравнение средних содержаний по t -критерию, расчет мажоритарных рядов и сопоставление последовательности распределения элементов в этих рядах по коэффициентам ранговой корреляции и т.д.) позволило выявить характерные парагенетические ассоциации реликтовых микроэлементов, значимо различающихся в орто- и параамфиболитах, и, исходя из этого, наметить ряд отношений (Cr/V , Ti/Sr и т.д.) для разграничения амфиболитов на генетические типы.

9. Анализ характера распределения состава и содержания редкоземельных элементов (TR) в амфиболитах показывает, что ортоамфиболиты образовались главным образом за счет основных пород толеитового состава, а параамфиболиты — по продуктам дезинтеграции их (основные вулканогенные граувакки и туфогенные песчаники). Установлено, что особенностью раннедокембрийского магматизма является преимущественно развитие толеитов двух типов: континентального и типа островных дуг.

Литература

1. Балашов Ю.А., Кременецкий А.А., Швец В.М. Геохимические критерии природы докембрийских амфиболитов. — Геохимия, 1972, № 11, с. 1358–1371.
2. Беляев О.А. Специфика проявления ультраметаморфических процессов в породах каскамской свиты (северо-запад Кольского полуострова). В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1972, вып. 3, с. 57–63.
3. Беляев О.А., Петров В.П. Метаморфизм пород свиты талья (северо-запад Кольского полуострова). — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1972, вып. 4, с. 119–124.
4. Вербицкий П.Г. О номенклатуре и терминологии в петрографии. — Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952, № 4, с. 81–85.
5. Веселовская М.М. Химико-минералогическое исследование в области пироксенов диопсид-авгитового ряда. — Тр. ИГи АН СССР. Петрогр. сер. (№ 39), 1950, вып. 86, с. 71–110.
6. Виноградов А.П., Ронов А.Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы. — Геохимия, 1956, № 2, с. 3–18.
7. Влияние тектоники и вулканизма на состав и содержание редкоземельных элементов в геосинклинальных осадках. — В кн.: Международный геохимический конгресс: тезисы докладов. М., 1971, с. 185–197.
8. Войткевич Г.В. Проблемы радиогеологии. М.: Госгеолтехиздат, 1961, 351 с.
9. Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л.: Наука, 1971, 141 с.
10. Геохронология кристаллических комплексов Алданского массива. — В кн.: Петрология гранулитовой фации Алданского щита / Михайлов Д.А., Герлинг Э.К., Левченко О.А. и др. М.: Наука, 1973, с. 210–217.
11. Герлинг Э.К., Матвеева П.И. Возраст основных пород, определенный К-Аг методом. — В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций: Доклады советских геологов на 22 сессии МГК. М.: Наука, 1964, с. 328–341.
12. Граменицкий Е.Н., Кременецкий А.А. Петрографические особенности амфиболитов тундровой серии (северо-запад Кольского полуострова). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, т. 44, № 5, с. 140–142.
13. Лагелайский В.Б. Химизм амфиболитов. — В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. Л.: Наука, 1965, с. 68–75.
14. Добрецов Н.Л. Жадеитовые породы как индикатор высоких давлений в земной коре. — В кн.: Международный геологический конгресс: 22-я сессия. Доклады советских геологов. Проблема 16. М.: Недра, 1964, с. 137–150.
15. Доморацкий Н.А. К вопросу определения первичной природы метаморфических пород по содержанию в них инертных компонентов. — Изв. ДГИ АН СССР, 1964, т. 46, с. 3–10.
16. Загородный В.Г. Друзиты северо-западной части Кольского полуострова (Печенгский район). — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 41–48.

17. Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Суслова С.Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. Л.: Наука, 1964. 208 с.
18. Кицул В.И. Петрология карбонатных пород ладожской формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 171 с.
19. Кицул В.И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита. — В кн.: *Метаморфические пояса СССР*. Л.: Наука, 1971, с. 71–91.
20. Кицул В.И., Шкодзинский В.С., Зедгенизов А.Н. Физико-химический анализ условий образования граната в основных кристаллических сланцах гранулитовой фации. — В кн.: *Петрология гранулитовой фации Алданского щита*. М.: Наука, 1973; с. 4–28.
21. Колчанов В.П. Палеогеографические построения О.Х.Хильгенберга для расширяющейся Земли. — *Геотектоника*, 1971, № 4, с. 99–107.
22. Коржинский Д.С. Факторы минеральных равновесий и минералогической фации глубинности. М.: Изд-во АН СССР, 1940. 99 с.
23. Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.
24. Коржинский Д.С. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. — В кн.: *Магматизм и связь с ним полезных ископаемых*. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 21–30.
25. Коржинский Д.С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1962, № 1, с. 10–25.
26. Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 298 с.
27. Кориковский С.П. Влияние некоторых внешних условий на состав и парагенезисы кальциевых амфиболов. — В кн.: *Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии*. М.: Наука, 1968, с. 138–164.
28. Косминская И.П. Строение земной коры глубоководных впадин Черного, Каспийского, Японского, Охотского и Берингова морей по сейсмическим данным. — *Бюл. МОИП. Отд-ние геол.*, 1961, № 6, с. 99–100.
29. Костюк Е.А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М.: Наука, 1970. 312 с.
30. Кременецкий А.А. Схема извлечения акцессорных минералов из меланократовых пород. — *Бюл. МОИП. Отд-ние геол.*, 1969, № 5, с. 140.
31. Кременецкий А.А. Акцессорные минералы амфиболитов различного генезиса (северо-запад Кольского полуострова) и методика их извлечения. — В кн.: *Материалы по минералогии Кольского полуострова*. Л.: Наука, 1972, № 9, с. 92–99.
32. Кременецкий А.А. Критерии первичной природы докембрийских амфиболитов. — В кн.: *Геология, минералогия, геохимия и сырьевая база редких элементов: Тезисы докладов*. М., 1973, с. 18–20.
33. Кременецкий А.А., Вороновский С.Н., Овчинников Л.Н. К-Аг возраст метаморфических пород юго-западного обрамления Печенгской структуры (Кольский полуостров). — *Докл. АН СССР*, 1974, т. 216, № 2, с. 397–400.
34. Кременецкий А.А., Скрябин В.Ю., Юшко Н.А. Геологическое строение и медно-никелевая минерализация юго-западного обрамления Печенгской структуры. — *Сов. геология*, 1975, № 4, с. 59–69.
35. Кременецкий А.А., Юшко Н.А. Типоморфные признаки акцессорного циркона как критерий генезиса докембрийских амфиболитов (на примере северо-запада Кольского полуострова). — В кн.: *Материалы по минералогии Кольского полуострова*. Л.: Наука, 1974, вып. 10, с. 78–85.
36. Ларин В.И. Гипотеза изначально гидридной Земли (новая глобальная концепция). М.: Недра, 1975. 100 с.

37. Лишневский Э.Н., Кременецкий А.А. О природе высоких давлений при региональном метаморфизме. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма (тезисы докладов Всесоюз. симпозиума). Л.: ВСЕГЕИ, 1974, с. 57–58.
38. Лишневский Э.Н., Кременецкий А.А. О природе высоких давлений и значениях геотермических градиентов в геологической истории докембрийских щитов. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 2, с. 434–437.
39. Лутц Б.Г., Минеев Д.А. Парагенетический анализ, геохимия и минералогия метаморфических пород Уфалейского массива на Урале. — В кн.: Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Недра, 1967, с. 59–104.
40. Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 277 с.
41. Ляхович В.В. Акцессорные минералы (их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки). М.: Наука, 1968. 276 с.
42. Макиевский С.И. Геология метаморфических толщ Северо-Запада Кольского полуострова. Л.: Наука, 1973. 151 с.
43. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
44. Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968. 200 с.
45. Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 322 с.
46. Масленников В.А. Абсолютная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968, с. 60–77.
47. Медведева И.Е. Амфиболиты: современные данные о вещественном составе и генезисе. — В кн.: Геохимия, минералогия, петрография. М.: ВИНТИ, 1973, т. 7, с. 100–142.
48. Мнацаканян А.Х. Акцессорно-минералогические и геохимические особенности меловых вулканических серий Северной Армении как индикаторы комагматичности и металлогенической специализации вулканических комплексов. — В кн.: Акцессорные минералы и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов. М.: Наука, 1965, с. 39–78.
49. О вероятных осадочных аналогах амфиболитов / Сидоренко А.В., Теняков В.А., Горбачев О.В., Жук-Почкутов К.А., Розен О.М. — Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 4, с. 907–909.
50. Обзор данных по тепловым потокам в СССР. — В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли / Любимова Е.А., Поляк Б.Г., Смирнов С.И., Сергиенко С.И. и др. М.: Наука, 1973.
51. Опыт статистического изучения акцессорных цирконов из верхнемеловых–третичных гранитоидов Центральной Камчатки / Кременецкий А.А., Волюнец О.Н., Колосков А.В., Флеров Г.Б., Шилин Н.Л. — Геология и геофизика, 1968, № 5, с. 108–112.
52. Панеях Н.А., Федорова М.Е. Равновесие роговая обманка — биотит в гранитоидах. — Вестн. МГУ. Геология, 1973, № 4, с. 94–98.
53. Пара- и ортоамфиболиты докембрия / Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен О.М., Жук-Почкутов К.А., Горбачев О.В. М.: Наука, 1972. 210 с.
54. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.
55. Породообразующие пироксены / Добрецов Н.Д., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутюлин В.А. М.: Наука, 1971. 454 с.
56. Последовательность метаморфических процессов в основных породах юго-западного обрамления Печенгской структуры / Кременецкий А.А., Граменицкий Е.Н., Катаева З.Т., Орлов В.С. — Сов. геология, 1971, № 8, с. 68–87.

57. Потрубович Л.Н., Соколова В.Н., Селивановская Е.Е. Стратиграфия Терско-Варзугского геосинклинального прогиба. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Л.: Недра, 1967, вып. 7, с. 3–19.
58. Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970. 115 с.
59. Предовский А.А. К проблеме орто- и параамфиболитов. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1971, вып. 2, с. 132–138.
60. Родионов Д.А. Задача сопоставления средних содержаний логнормально распределенных компонентов в породах. — Геохимия, 1962, № 8, с. 732–736.
61. Рудник В.А. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и пороодообразованию. Л.: Недра, 1966. 118 с.
62. Рутланд Р.У. Избыточное тектоническое давление. — В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967, с. 125–146.
63. Саттон Дж. Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм. — В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967, с. 24–28.
64. Соболев В.С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии. — Геология и география, 1964, № 1, с. 7–73.
65. Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.
66. Суслова С.Н. К стратиграфии карелид северо-западной части Кольского полуострова. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 1, с. 187–190.
67. Суслова С.Н. К вопросу о литологическом составе гнейсо-сланцевой толщи тундры Талья (Кольский полуостров). — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л.: Наука, 1971, с. 84–108.
68. Ушакова Е.Н. Биотиты метаморфических пород. М.: Наука, 1971. 346 с.
69. Фации метаморфизма / Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.Е. М.: Недра, 1970. 432 с.
70. Фации регионального метаморфизма высоких давлений / Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. М.: Недра, 1974. 360 с.
71. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Л.: Недра, 1966, вып. 8. 366 с.
72. Хизен Б.К. Ложа океанов. — В кн.: Дрейф континентов. М.: Мир, 1966, с. 114–158.
73. Хильтова В.Я., Савельев А.А. к методике разделения орто- и параамфиболитов. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970, с. 80–84.
74. Хлестов В.В. Об особенностях метаморфических процессов в раннем докембрии. — Геология и геофизика, 1970, № 8, с. 81–86.
75. Хоппе Г. Проблема морфологии акцессорного циркона. — Минералог. сб. Львов. ун-та, 1966, № 20, вып. 4, с. 554–557.
76. Шулешко И.К., Савельев А.А. Поведение детритовых цирконов при прогрессивном региональном метаморфизме: (На примере метаморфической зональности среднего течения р. Мамы). — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л.: Наука, 1971, с. 149–157.
77. Шуркин К.А. Магматические породы Беломорского комплекса. — В кн.: Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 14, с. 101–117.
78. Шуркин К.А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968, с. 5–60.

79. Эдъед Л. Динамическая модель Земли. – Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР, 1957, № 6, с. 52–58.
80. Юрьев Л.Д. Новый тип амфиболитов для СРСР. – Доповіді АН УССР. Сер. Б., 1968, № 5, с. 413–415.
81. Ященко Н.Н., Ларина Т.Ф. Особенности морфологии и окраски цирконов эффузивных, субвулканических и интрузивных пород: (На примере Северного Казахстана). – Тр. Совещания Лабор. акцесс. минералов ИМГРЭ. М., 1968, с. 191–196.
82. Adams F.D. On the origin of the amphibolites of the Laurention area, Canada. – *J. Geol.*, 1909, vol. 17, p. 1–18.
83. Backlund H.G. Zur genetischen Deutung der Eclogite. – *Geol. Rndsch.*, 1936, Bd. 27, T. 1, S. 47–61.
84. Birch F. Physics of the crust. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1955, vol. 62, p. 101–117.
85. Craig H. The geochemistry of the stable isotopes of carbon. – *Geochim. et cosmochim. acta*, 1953, vol. 3, N 2/3.
86. Eckelmann F.D., Poldervaart A. Geologic evolution of the Beartooth Mountains, Montana. Pt 1. Archean history of the Quad Creek area. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1957, vol. 68, N 10.
87. Fyfe W.S. The granulite facies partial melting and the Archean crust. – *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1973, vol. A 273, N 1235, p. 457–461.
88. Green D.H., Ringwood A.E. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. – In: *Petrology of the upper mantle*. Dept Geophys., Geochem. Austral. Nat. Univ. Publ., 1966, N 444.
89. Haskin L.A., Wildeman Th.R., Frey F.A. et al. Rare earths in sediments. – *J. Geophys. Res.*, 1966, vol. 71, N 24.
90. Hilgenberg O.C. Vom wachsenden Erdball Berlin: Verf-Verl., 1933, S. 55.
91. Hilgenberg O.C. Die Paläogeographie der expandierenden Erde vom Karbon bis zum Tertiär nach paläomagnetischen Messungen. – *Geol. Rndsch.*, 1966, Bd. 55, H. 3, S. 878–924.
92. Kamp P.C. van den. Geochemistry and origin of metasediments in the Haliburton–Madoc area, southeastern Ontario. – *Can. J. Earth Sci.*, 1968, N 5, p. 1337–1372.
93. Leake B.E. The chemical distinction between orto- and para-amphibolites. – *J. Petrol.*, 1964, vol. 5, N 2, p. 238–254.
94. Metamorphic and metasomatic convergence of basis igneous rocks and lime-magnesia sediments of the Precambrian of North-Western Queensland/K.R. Walker, et al. – *J. Geol. Soc. Austral.*, 1960, vol. 6, pt 2, p. 149–177.
95. Miyachiro A. Evolution of metamorphic belts. – *J. Petrol.*, 1961, vol. 2, N 3, p. 277–311.
96. Moine B., de la Roche H. Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. – *C.r. Acad. sci. D*, 1968, t. 267, p. 2084–2087.
97. Narebski W. Geochemistry and the problem of origin of metabasic rocks of the Rudawy Janowickie Mts. (E. Karkonosze). – *Bul. Acad. pol. sci. Sér. sci. geol. et geogr.*, 1968, v. 26, N 1, p. 1–7.
98. Niggli P. Petrographische Provinzen der Schweiz. – *Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, 1919, v. 64, H. 1-2.
99. Rivalenti G., Sighinolfi G.P. Geochemical study of graywackes as a possible starting material of para-amphibolites. – *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1969, v. 23, N 3, p. 173–188.
100. Rosenbusch H. Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart, 1910. 692-S.

101. Schnetzler C.O., Philipotts J.A. Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts-2. – *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, v. 34, N 3, p. 331–340.
102. Shaw D.M., Kudo A.M. A test of the discriminant function in the amphibolite problem. – *Miner. Mag. (Tilley volume)*, 1965, vol. 34, N 286.
103. Simonen A. Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennidic, early Archean supracrustal rocks in South-Western Finland. – *Bull. Commiss. géol. Finl.*, 1953, N 160, p. 1–36.
104. Smulikowski K. Comments on eclogite facies in regional metamorphism. – *Rept of XXI Ses. Intern. Geol. Congr. II. Copenhagen*, 1960, p. 372–382.

Оглавление

	ВВЕДЕНИЕ	3
<u>1 глава.</u>	ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, МЕТАМОРФИЗМ И МАГМАТИЗМ ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРЫ	7
	Геолого-петрографическая характеристика вулканогенно-супер- крупных комплексов	7
	Каскамская свита	7
	Гальинская свита	25
	Метаморфизм и метасоматизм основных вулканогенно-осадоч- ных пород	27
	Геолого-петрографическая характеристика интрузивных ком- плексов	42
	Доскладчатые интрузии основных пород	42
	Раннескладчатые интрузии базитов и гипербазитов (друзитов)	43
	Синскладчатые гнейсо-граниты	46
	Позднескладчатые интрузии ультраосновных и основных пород	47
	Постскладчатые основные дайки	48
	Метаморфизм и метасоматизм интрузивных пород	48
	Термодинамический режим метаморфизма в докембрии	51
<u>2 глава.</u>	ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ, ВОЗРАСТНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И МЕДНО-НИКЕЛЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРЫ	59
	История геологического развития	59
	К-Аг возраст	60
	Сульфидная минерализация и некоторые вопросы генезиса мед- но-никелевых руд	61
<u>3 глава.</u>	ГЕНЕЗИС ДОКЕМБРИЙСКИХ АМФИБОЛИТОВ И КРИТЕРИИ ИХ РАЗГРАНИЧЕНИЯ	68
	Первичная природа амфиболитов	68
	Критерии разграничения пара- и ортоамфиболитов	74
	Геологическое положение и петрографические особенности	74
	Видовой состав, содержание и типоморфные особенности аксессуарных минералов	76
	Петрохимическая и геохимическая характеристика	87
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ	103
	ЛИТЕРАТУРА	106

