

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Л. А. ВИНОГРАДОВ,
М. Н. БОГДАНОВА,
М. М. ЕФИМОВ

ГРАНУЛИТОВЫЙ
ПОЯС
КОЛЬСКОГО
ПОЛУОСТРОВА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ЛЕНИНА КОЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ ИМ. С. М. КИРОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Л. А. Виноградов,
М. Н. Богданова, М. М. Ефимов

ГРАНУЛИТОВЫЙ ПОЯС КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

3444



ЛЕНИНГРАД
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1980



УДК 551.1/4:552.4(470.21)

Виноградов Л.А., Богданова М.Н., Ефимов М.М. Гранулитовый пояс Кольского полуострова. Л., „Наука“, 1980. 208 с.

Характеризуется геологическое строение и метаморфизм пород гранулитового пояса на Кольском полуострове. Описывается состав пород и минералов. Рассматривается возможность широкого метасоматоза при региональном метаморфизме. Выделяются палингенные базит-ультрабазитовые члены гранулитовой серии и затрагиваются вопросы связи магматизма с метаморфизмом и тектоникой. Книга рассчитана на геологов, интересующихся указанными проблемами. Лит. - 148 назв., ил. - 55, табл. - 33.

Ответственный редактор
канд. геол.-мин. наук В.П. Петров

В $\frac{20805-689}{055(02)-80}$ 215-79. 1904020000

© Издательство „Наука“,
1980

ВВЕДЕНИЕ

На Кольском полуострове гранулиты занимают около 6,5 тыс. км² что составляет почти 6% площади полуострова. Из них 4,2 тыс. км² приходится на так называемый гранулитовый пояс, составляющий юго-восточное продолжение серии гранулитов, которая дугообразно протягивается также по территории Норвегии и Финляндии. В пределах этой серии в Финляндии имеются золоторудные жилы, в Норвегии — небольшие медно-никелевые месторождения, на площади Мурманской области в гранулитах размещается Ловнозерское месторождение сульфидных медно-никелевых руд, а многочисленные проявления их известны в пределах всей юго-восточной части гранулитового пояса. Кроме того, гранулиты содержат множество колчеданных рудных залежей, иногда с повышенными количествами меди и кобальта. В самое последнее время здесь обнаружено присутствие графит-молибденового оруденения и др.

Область сочленения гранулитового пояса с гнейсами, имеющая общую протяженность около 500 км, представляет собой долгоживущую тектоническую зону, контролирующую размещение многочисленных, разнообразных по возрасту и составу интрузивных тел, среди которых имеются массивы с медно-никелевым, титано-ванадиевым и титаномагнетитовым оруденением. Отдельные гипербазитовые тела, пространственно связанные с гранулитами, содержат небольшие, но богатые залежи железных руд. Все это выдвигает задачу специального изучения гранулитов на Кольском полуострове, их металлогении, а также геологического строения и рудоносности зон их ближайшего обрамления.

Соответственно целью предлагаемой работы служит характеристика геологии гранулитового пояса, отдельных особенностей метаморфизма пород, а также попытка рассмотреть некоторые детали связи между тектоникой, метаморфизмом и магматизмом.

Основное содержание данной книги составляет описание конкретного геологического объекта — гранулитового пояса Сариселян-тунтури, Туадаш-, Сальных и Колвицких тундр.

Второй по величине район развития гранулитов на Кольском полуострове (центральная часть полуострова) в книге не рассматривается, так как по нему имеется хорошая обобщающая работа Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайского (1968). Отдельные положения данной книги были опубликованы главным образом в местной печат-

ти, однако содержание их в целях сохранения последовательности общего изложения материала приводится и в настоящей работе.

Исследование выполнено в Геологическом институте Кольского филиала АН СССР. Авторы глубоко благодарны чл.-кор. АН СССР Г.И.Горбунову за постоянное внимание к нашей работе и ряд ценных советов по ее содержанию. Мы признательны П.М.Горяинову, А.А.Предовскому, Ю.Н.Яковлеву, В.Н.Спирову за критическое обсуждение рукописи, Т.Н.Ивановой за поддержку в проведении исследования, В.В.Кирнарской за большую помощь по подборке литературы по гранулитам, В.В.Баржицкому за помощь в работе.

Искреннюю признательность мы приносим редактору книги В.П.Петрову за объективную и содержательную критику.

Авторы пользуются случаем, чтобы почтить память своего бывшего руководителя Е.К.Козлова, сделавшего возможным осуществление данного исследования.

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ

АМФ	- амфибол	МЕ	- мейонит
АБ	- альбит	МГ	- магнетит
АН	- анортит	ОПИ	- ортопироксен
АНД	- андалузит	ОРТ	- ортоклаз
АП	- апатит	ПИ	- пироксен
БИ	- биотит	ПЛ	- плагиоклаз
БРО	- бурая роговая обманка	ПШП	- полевой шпат
ГИ	- гиперстен	РО	- роговая обманка
ГР	- гранат	РУ	- рутил
ДИ	- диопсид	СИЛ	- силлиманит
КВ	- кварц	СК	- скаполит
КИ	- кианит	СФ	- сфен
КОРД	- кордиерит	ШП	- шпинель
КПИ	- клинопироксен	ЭП	- эпидот
КШП	- калиевый полевой шпат	КАРБ	- карбонат
		ХЛ	- хлорит

1. КРАТКИЕ ИСТОРИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

Гранулитам посвящена обширная литература, охватывающая вопросы их первичной природы, вещественного состава, характера метаморфизма, номенклатуры и т.п. Здесь мы только резюмируем основные положения различных геологических школ по этим вопросам.

Со времен И.Лехмана, предложившего термин „гранулит“ для высокометаморфизованных пород Саксонии, имеющих гранитный состав, под этим названием объединялись либо первично-магматические породы (Holland, 1893; Eskola, 1914, 1920; Howie, 1955; Vogt, Washington, A.W.Groves, Tilly, Rajapolan - см. Roach, Duffel, 1968; Володин, 1953, и др.), либо высокометаморфизованные осадочно-вулканогенные (Eskola, 1952; Рабкин, 1959; Quesnel, Baddington, A.W.Groves - см. Roach, Duffel, 1968; Беляев, 1971, и др.) или осадочные образования (Vrendenburg, 1918; Subramaniam, 1959; Сидоренко и др., 1971, и др.).

Характер гранулитового метаморфизма разными исследователями оценивается по-разному. Одни из них полагают, что состав метаморфизованных в гранулитовой фации пород существенно не меняется. Вторая группа геологов для объяснения большого разнообразия пород гранулитовой серии в дополнение к перекристаллизации допускает ограниченное развитие таких процессов, как метасоматоз посредством диффузии, мигматизацию и палингенез (Schoeman, 1951; Pichamuthu, 1966; Ушакова, 1953; Compton, 1960). Представители третьего направления считают региональный метаморфизм высоких ступеней неотделимым от метасоматоза, причем некоторые авторы указывают, что продукты метасоматической переработки различных пород, как и продукты различных по характеру процессов, могут быть одинаковыми (Коржинский, 1947, 1955, 1973; Ramberg, 1952; Parras, 1958; Лападь-Арг, 1950; Рид, 1950; Read, 1957; Баддингтон, 1950; Каденский, 1958, 1961; A. Engel, C. Engel, 1958, 1960; Eade e.a., 1966; Маракушев, 1965, 1972; Семененко, 1972; Володичев, 1975, и др.).

Авторы данной работы также стоят на различных позициях, касающихся геохимии прогрессивного регионального метаморфизма. Их точки зрения отражены в соответствующих разделах книги.

Анализ литературы по гранулитам Индии, Канады, Анабарского и Алданского шитов и Кольского полуострова однозначно свидетельствует, что понятия „гранулитовая серия“, „чарнокитовая серия“ и „чарнокит-анортозитовая серия“ в большинстве случаев перекрывают друг друга, а нередко являются синонимами, но во всех случаях независимо от названия речь идет о специфическом наборе пород, имеющих состав от кислых до основных и ультраосновных. Как правило неизменными членами этого ряда являются чарнокиты (гиперстен-содержащие кислые гранулиты или граниты) и анортозиты.

В табл.1 сведены данные по вещественному составу четырех регионально развитых гранулитовых серий. В ней кроме общего сходства пород хорошо видна и аналогия между отдельными их разновидностями. Следует учесть, что границы между ними в значительной мере условны, поскольку в каждой серии присутствуют породы различных промежуточных составов, занимающих объем, часто соизмеримый с объемом главных петрографических разновидностей серии.

Геологическое строение гранулитового пояса Кольского полуострова и его вещественный состав определены в работах А.М.Шукевича, Е.И.Володина, Л.Я.Харитоновой (1958), К.Д.Беляева (1971), Е.А.Шлайштейна, Е.Г.Мининой, А.П.Лебедева (1937), И.В.Моисеева, И.С.Ожинского, З.А.Бурцевой, А.И.Антоновской, М.М.Враччинской, Е.Д.Чалых и других исследователей.

Причины и характер метаморфизма кольских гранулитов обсуждались В.А.Глебовичем и др. (1971), Г.М.Друговой и др. (1972), О.А.Беляевым, В.Г.Загородным и В.П.Петровым (1976), Т.А.Федковой, А.И.Ивлиевым, К.Д.Беляевым (1971), А.К.Яковлевой и Ю.Н.Яковлевым (1977).

В книге под „гранулитами“ понимается вся совокупность пород серии, преобразованных в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Это согласуется с результатами международной дискуссии по определению состава и терминологии гранулитов (Mehnert, 1972), где было решено, что к гранулитам следует относить породы, в которых:

- 1) ортопироксен, когда он есть, содержит до 10% глинозема;
- 2) клинопироксен – светло-зеленый, диопсид-геденбергитового ряда с низким содержанием железа. Некоторые пироксены могут быть богаты алюминием, но они всегда бедны натрием;
- 3) гранат большей частью богат глиноземом, но может быть пироповым и гроссуляровым. Обычна ассоциация железо-магнезиального граната с клинопироксеном;
- 4) роговая обманка первична: цвет ее от оливково-зеленого до бурого; содержит повышенное количество титана. Состав роговых обманок лежит между эденитом₅₀-чермакитом₅₀ и гастингситом₅₀-эденитом₂₅-чермакитом₂₅;

Таблица 1

Сопоставление пород гранулитовых серий по вещественному составу

T.H. Holland (1900 г.) - Индия	A.W. Groves (1935) - Мадрас	A.P. Subramanian (1959) - Индия	М. М. Рабкин (1959) - Ана- барский шт	A.A. Каденский (1961) - Ана- барский шт	R.A. Roach, S. Duffel (1968) - Канада	Л. А. Виноградов - Кольский полуостров
I. Кислые сос- тавляющие чар- нокитовой се- рии, включая чарнокиты в „строгом смы- сле“ и лептиты	Чарнокитовая серия	Чарнокитовая свита Аляскиты (лейко- кратовые граниты), чарнокиты (ГИ гра- ниты), эндербиты (ГИ гранодиориты)	Гранулиты и ГР гнейсы КВ+КШП+ПЛ+ГР лейкократовые гнейсы. Тонкие ленты в БИ-АМФ и БИ- ПИ-АМФ пла- гиогнейсах	ГИ граниты- чарнокиты КВ+ПО+КШП+ +ГИ+КПИ+БИ+ +АМФ+МГ 1. Собствен- но чарнокиты 2. Чарнокито- вые пегма- титы 3. МГ пегма- титы	Кислые гранулиты 1. Гранитные гра- нулиты (или ГИ граниты, подоб- ные чарнокитам в „строгом смы- сле“ 2. Гранодиорито- вые гранулиты (или ГИ граноди- ориты), аллогра- нитные гранулиты (или аллограниты), подобные аляски- там. Может быть, железистый ГР	Кислые гранулиты - КВ-ГР-ПШП кристаллосланцы и гнейсы 1. Гранулиты гранит- ного, аляскитового и чарнокитового состава 2. Гранулиты гранит- ного состава с СИЛ и свободным графитом 3. Гранулиты с син- генетичным пирит- пирротиниовым компо- нентом
II. Средние сос- тавляющие чар- нокитовой серии с разновозраст- ными жилами и шширами тонко- зернистых основ- ных пород		Гибридные породы Гомогенные грано- диориты с ксеноли- тами основных гра- нулитов и черно- кит-пироксеновые гранулитовые миг- матиты в сочета- нии со слоями из-	Гиперстеновые гнейсы ПЛ+КВ+КШП+ +ГИ, второсте- пенные АМФ+ +КПИ+БИ+МГ 1. Двупироксе- новые, АМФ-	Средние чар- нокиты ПЛ+ГИ+ДИ+ +БИ+МГ 1. Эндербиты 2. Плагио- гнейсы	Средние гранули- ты, БИ-ПИ-КВ- ПЛ гранулиты. Встречаются между слоями кислых гранули- тов, образуя тон- ко перемежающи- еся полосы, в	Гранулиты среднего состава - ПЛ-ГР-ПИ кристаллосланцы и гнейсы 1. ПЛ-ГР-КПИ грану- литы 2. БИ-ПИ-КВ-ПЛ гранулиты с ГР или без него

T.H. Holland (1900 г.) - Индия	A.W. Groves (1935) - Мадрас	A.P. Subramanian (1959) - Индия	M.M. Рабкин (1959) - Анабарский штат	A.A. Каденский (1961) - Анабарский штат	R.A. Roach, S. Duffel (1968) - Канада	Л. А. Виноградов - Кольский полуостров
III. Основные члены чарнокитовой серии, эквивалентные по составу норитам	Чарнокитовая серия	мененных ПИ гранулитов и грубым чарнокитовым материалом.	двупироксеновые плагиогнейсы и гнейсы 2. Аляскитозые граниты 3. ГИ граниты-чарнокиты 4. Графитсодержащие гнейсы 5. Кальцифиры и мраморы		комплексе с различными гнейсами. Обычны пегматиты и секущие жилы аплотгранитов	3. БИ-ГР-КПИ гранулиты 4. Тонкие ленты и линзы ГР плагиоклазитов Все разновидности могут содержать БРО и СК
		Нижележащие породы Пироксеновые гранулиты и разновидности, содержащие РО, ГР, БИ и т.д. Присутствуют пласты преобразованного норита или габбро в ассоциации с метасадочным субстратом. Некоторые из них могут быть преобразованы в известковистые породы, присутствующие как в виде ленточных	Основные кристаллосланцы Пл+КПИ+ГИ+АМФ+БИ+МГ, второстепенные ГР+КВ+КШП 1. ГИ, двупироксеновые плагиогнейсы и сланцы, двупироксен-АМФ, АМФ-двупироксеновые кристаллосланцы и гнейсы 2. Аляскитовые граниты 3. Чарнокиты, ГИ граниты	Основные чарнокиты Пл+ДИ+ГИ+АМФ+МГ+БИ 1. Нормальные чарнокиты 2. АМФ основные чарнокиты 3. БИ-АМФ основные чарнокиты с ГР	Основные гранулиты ПИ-Пл гранулиты. БИ-ПИ-Пл гранулиты со спорадической РО. Проявляются как тонкие ленты и линзы в прометках между гранулитами другого состава. Нодули ДИ-Пл гранулитов носят случайный характер	Гранулиты основного состава - Пл-ГИ кристаллосланцы и гнейсы 1. Пл-ГИ гранулиты норитового состава 2. Пл-ГИ-КПИ гранулиты. Может быть, высокомагнезиальный гранат. Все разновидности могут содержать бурую и бесцветную РО и СК. Включают подчиненные слои гранулитов среднего
IV. Ультраосновные члены чарнокитовой серии		тел, так и ксенолитов в гибридных и чарнокитовых породах. Образуют меланократовую часть в магматических фациях. Некоторые гранулиты несут нодули кальциево-силикатных пород	Ультраосновные породы Ленты мощностью 10-20 м и 100 м x 2 км. в гнейсах и сланцах 1. Пироксениты, амфиболитизированные 2. Перидотиты	4. МГ основные чарнокиты 5. СК основные чарнокиты 6. ПИ-АМФ плагиосланцы 7. МГ-ГР-двупироксеновые плагиосланцы Ультраосновные породы 1. АМФ-двупироксеновые, БИ-АМФ-двупироксеновые, АМФ пироксениты 2. Перидотиты	Гранулиты, обогащенные ПИ Железо-магнезиальные пироксениты. ПИ-Пл 20%. Залегают подобно гранулитам ПИ-Пл	состава и кислых гранулитов 3. Линзы, ленты и сигарообразные тела норитов 4. Тонкие ленты и линзы ГР плагиоклазитов Ультраосновные члены гранулитовой серии 1. Гиперстениты. Тонкие слои, "сигары", ленты и линзы в основных гранулитах 2. Гранатовые пироксениты, эклогитоподобные. Пласты и послойные жилы, линзы в гранулитах среднего состава
Не определялись		Нижележащие породы Сланцеватые гнейсы, сложенные КВ, БИ, ГР, СИЛ и свободным графитом			Соответствующие породы не встречаются	

5) биотит, если он есть, богат магнием и титаном;

6) титановые минералы – рутил и ильменит. Сфен не типичен, но в присутствии кордиерита замещает рутил.

Отмечено, что наиболее предпочтительным представляется термин „гранулит“, но с приставками, рекомендованными М. Рутландом: кварц–полевошпатовый, пироксен–полевошпатово–кварцевый, двупироксеновый и т.п.

В зависимости от текстурных особенностей и физического состояния пород в данной работе они называются гнейсами или кристаллосланцами. Как известно, гнейсами назывались вначале полосчатые сланцеватые породы гранитного состава. Однако в связи с тем что гнейсовая текстура существует у множества самых различных пород, в словаре Ф.Ю.Левинсон–Лессинга и Э.А.Струве (1963, с.78–89) приводится 96 разновидностей гнейсов, включая гнейсо–нориты, нефелиновые гнейсы и т.д. Таким образом, по–видимому, гнейсом является всякая горная порода, обладающая плоскопараллельной текстурой или ориентированным положением полос породобразующих минералов (гнейсоватостью). Сланцеватостью в соответствии со „Справочником по тектонической терминологии“ (1970) мы называем открытые или закрытые субпараллельные трещины, по которым порода раскалывается на тонкие или грубые плитки. Как правило, эти плоскости субпараллельны слоистости и гнейсоватости, поэтому в книге термин „сланцеватость“ ограничивается понятием только этих, субпараллельных гнейсоватости, плоскостей. Термины „сланец“ и „кристаллосланец“ употребляются как синонимы.

В заключение отметим, что районы Колвицких, Кандалакшских, Сальных и Туадаш–тундр характеризуются авторами на основе главным образом оригинальных материалов. Район хр.Сариселян–тунтури описывается преимущественно по данным съемочных и тематических работ.

В ссылках на литературу перевод с английского языка принадлежит авторам. Перевод с французского и немецкого языков заимствуется у других исследователей.

II. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Гранулитовый пояс на Кольском полуострове представлен двумя последовательными, но разобщенными в пространстве полосами гранулитов, занимающими район Колвицких и Кандалахских тундр на юго-востоке и территорию Сальных, Туадаш-тундр и хр.Сариселян-тунтури на северо-западе. Между Колвицкими и Сальными тундрами расположены гнейсы кольско-беломорской серии (рис.1). Юго-восточная полоса гранулитов имеет длину 70 и максимальную ширину 25 км. Северо-западная полоса вытянута на 150 км при ширине от 8 на юго-востоке до 60 км на северо-западе. Далее в северо-западном направлении она переходит на территорию Финляндии. Перерыв между полосами составляет около 90 км. Расположенный в этом перерыве горный массив Нявка-тундры, по данным авторов, в целом представлен породами амфиболитовой фации метаморфизма и к типичным гранулитам не относится. Следует, однако, отметить, что в единичных случаях на небольших участках здесь отмечены гранулитовые минеральные парагенезисы.

Северо-восточная граница гранулитовой серии в районе р.Лотты принимается несколько южнее этой реки по признаку смены гранулитовых минеральных ассоциаций парагенезисами амфиболитовой фации, слагающими лоттинскую свиту гнейсов. Участок гранулитов, расположенный севернее лоттинской свиты, в состав рассматриваемого пояса не включается, поскольку он, по-видимому, не относится к структурной зоне гранулитов Сариселян-тунтури, Туадаш- и Сальных тундр.

Анортозиты, некоторые основные и ультраосновные породы, входящие в гранулитовую серию, относятся нами к палингенным образованиям и характеризуются особо. Таким образом, в составе гранулитовой серии мы рассмотрим два комплекса пород: комплекс кристаллосланцев или собственно гранулитов и комплекс их палингенных производных, составляющий не более 10% от площади всей серии.

Интрузивные образования рассматриваются лишь в той мере, в какой они связаны с геологическим строением и возрастом гранулитов.

Структурно гранулитовый пояс, исключая район хр.Сариселян-тунтури, располагается в пределах северо-восточного крыла Канда-

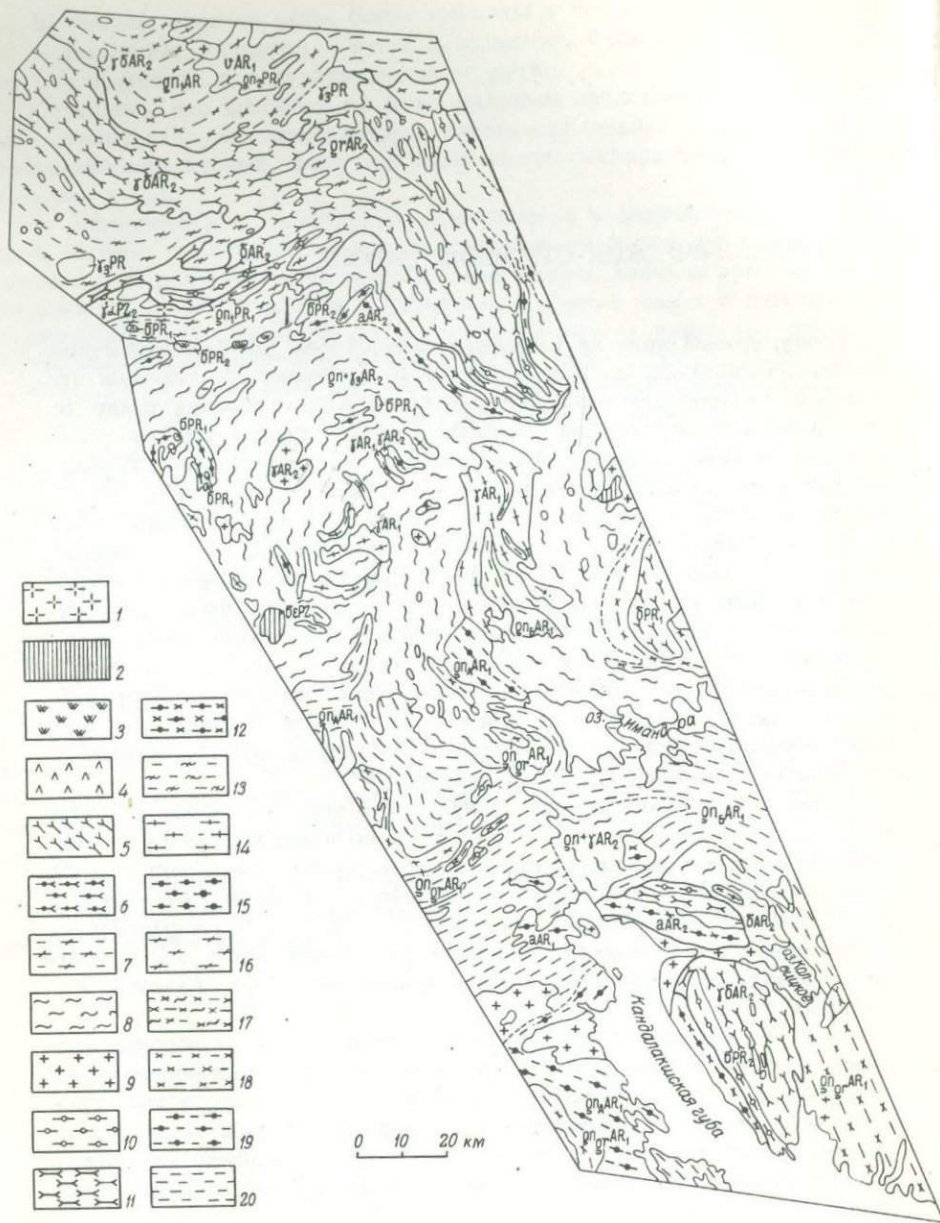


Рис. 1. Геологическая карта района гранулитового пояса по Л.Я. Харитонову (1958).

1- щелочные граниты и сиениты; 2 - комплекс оливинитов, пироксенитов, нефелиновых сиенитов и ийолит-уртитов; 3 - ультраоснов-

лакшского антиклинория, образуя в нем в целом моноклинальную толщу с общим северо-запад-юго-восточным простиранием и падением к северо-востоку под разными углами на различных участках. На Колвицах и в районе хр. Сариселян-тунтури на общем фоне моноклинального погружения развита интенсивная складчатость нескольких порядков. В Сальных и Туадаш-тундрах эти деформации проявлены незначительно.

Достоверность прилагаемых карт неодинакова для различных участков. Наиболее полно изучены районы Сальных, Туадаш- и Колвицких тундр. Строение северо-западной части пояса в силу слабой обнаженности территории представлено в значительной мере схематично, поэтому и структурное положение ее остается пока неопределенным.

Характерной особенностью гранулитовой серии служит обрамление ее во многих местах амфиболитами. Последние, как правило, расположены между собственно гранулитами и окружающими кольско-беломорскими гнейсами и служат как бы зоной перехода от пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации, к породам гранулитовой фации. В связи с этим прежде чем перейти к характеристике гранулитов, кратко остановимся на описании амфиболитовой толщи обрамления.

1. Амфиболиты обрамления

Эти породы в разных частях пояса имеют резко различную мощность и длину выходов по простиранию (рис.2 и 3): от небольших

ные породы (оливиниты, перидотиты, пироксениты и габбро-нориты); 4 - перидотиты; пироксениты и габбро; 5 - габбро, габбро-нориты, габбро-анортозиты и анортозиты; 6 - сланцеватые амфиболиты с подчиненными БИ гнейсами и сланцами; 7 - БИ, ГР, КИ и ставролитовые гнейсы и сланцы; 8 - мигматиты микроклиновых плагио-гранитов по гнейсам Беломорского района; 9 - существенно микроклиновые граниты с подчиненными гранодиоритами, диоритами, граносиенитами, сиенитами; 10 - габбро-нориты, габбро-анортозиты и лабрадориты гранулитового пояса; 11 - основные гранулиты; 12 - ГР-ПШП амфиболиты; 13 - кислые гранулиты; 14 - существенно олигоклазовые гнейсо-граниты с подчиненными гранодиоритами и мигматиты по древним гнейсам; 15 - габбро-амфиболиты и амфиболиты неясного генезиса; 16 - слюдяные гнейсы и мигматиты по ним; 17 - ГР-БИ и БИ гнейсы с подчиненными ПИ и АМФ разновидностями и мигматиты по ним; 18 - ГР-БИ гнейсы с подчиненными БИ-КИ; АМФ и другими разновидностями; 19 - АМФ гнейсы с подчиненными БИ и ГР-БИ гнейсами и амфиболитами; 20 - БИ гнейсы с подчиненными ГР-БИ, АМФ и другими разновидностями.

лент и линзовидных образований (район горы Вул-вараки) до толщи мощностью 300–800 м, прослеженной более чем на 50 км (Колвицкая зона). При этом наиболее мощные и протяженные зоны амфиболитов расположены на нижней границе гранулитов с гнейсами (Колвицы, Сальные и Туадаш-тундры, район Явр-озера) и значительно меньше они проявлены в зоне верхнего обрамления гранулитов (гора Застейд-Т, район р.Новой, участок горы Вул-варака).

Между амфиболитами и гнейсами обычно нет резкой границы; переход происходит посредством переслаивания обеих пород или путем постепенного изменения минерального состава одной из них. В одном случае в Колвицкой зоне, в районе Рязановых луд, М.Н. Богдановой и М. М. Ефимовым (1975) обнаружены конгломераты, залегающие в основании амфиболитовой толщи, которые они склонны рассматривать как базальные.

Минеральный состав самих амфиболитов очень непостоянен. Преобладают гранатовые плагиоамфиболиты, но нередко они содержат кварц, биотит и клинопироксен. В одном случае (в опорном разрезе по Сальным тундрам) был изучен характер этого изменения, причем выяснилось, что в нем имеются определенные закономерности. В табл.2 приведен „погоризонтный“ подсчет минерального состава гранатовых амфиболитов в этом разрезе, имеющем мощность 600 м. Как видно, снизу вверх, по мере приближения к гранулитам, в породе уменьшается среднее содержание амфибола, а в самом верху толщи – и кварца и растет количество полевого шпата, граната и клинопироксена. Кроме того, уже в средней части амфиболитов появляется бурая гранулитовая роговая обманка. В самом верху толщи порода содержит ленточный кварц и скаполит. В этом амфиболите количество клинопироксена составляет уже 29%. Привлекает внимание факт, что по мере приближения к границе амфиболитовой толщи с гранулитами в верхней части разреза амфиболитов появляется, а затем постепенно увеличивается в количестве эпидот, свидетельствующий о росте активности кальция по мере приближения к зоне гранулитового метаморфизма.

Таким образом, общее направление изменения состава гранатовых амфиболитов снизу вверх по разрезу выражается в уменьшении роли водосодержащих минералов и кварца, росте количества плагиоклаза и развития более высокотемпературной минеральной ассоциации.

Основные результаты петрографического изучения амфиболитов в районе Сальных тундр сводятся к следующему.

1. Клинопироксен содержит реликты всех остальных породообразующих минералов.

2. Часто он наследует форму зерен роговой обманки и имеет постепенные переходы с этим минералом в границах одного зерна.

3. Агрегаты зерен пироксена иногда имеют удлиненную форму, характерную для амфибола, и зерна агрегата ориентированы одинаково (по удлинению).

Т а б л и ц а 2

Изменение минерального состава гранатовых амфиболитов в опорном разрезе по Сальным тундрам; об. %

Расстояние от подошвы толщи, м	АМФ	ГР	ПШП	КВ	КПИ	ЭП	СФ	БИ	Рудные	АП
~ 600	29.0	24.0	4.0	2.6	29.0	Сл.-11.4	Ед.з.	-	-	-
310	5.3	25.6	56.4	-	10.8	0.8	1.4	-	0.1	-
270-280	6.9	4.5	61.5	12.6	7.6	-	0.4	-	-	0.1
210	2.0	42.8	22.7	16.0	11.1	0.5	Ед.з.	-	4.3	0.6
150	7.6+БРО - 0.2	53.8	-	31.7	2.5	Ед.з.	2.2	-	1.0	0.9
100	33.9	10.6	43.0	-	10.8	-	-	1.4	0.2	-
85	11.7	3.9	70.6	13.3	-	-	Ед.з.	Ед.з.	0.3	Ед.з.
70	56.9	19.8	21.4	-	1.3	-	0.6	-	Ед.з.	-
50-52	51.7	14.6	29.4	3.7	-	-	0.1	-	0.3	0.1
40	50.6	7.8	34.6	-	6.4	-	Ед.з.	0.2	-	0.1
Среднее содержание	26.5	17.0	38.2	8.6	8.0	0.1	0.5	0.2	0.6	0.2

П р и м е ч а н и е . На расстоянии 150 м от подошвы - окварцованный ГР амфиболит. Сл. - следы.

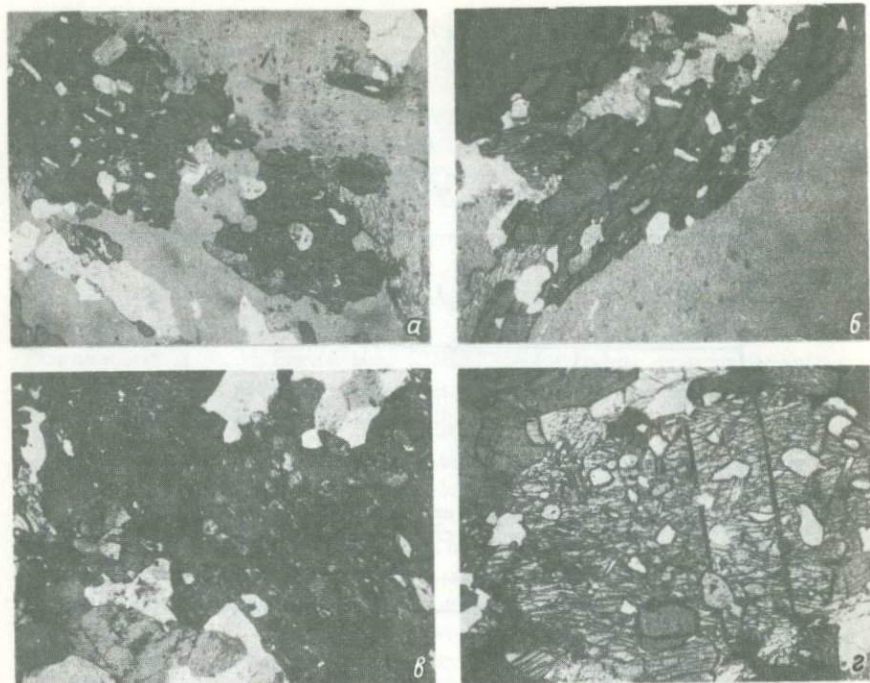


Рис. 4. Взаимоотношения клинопироксена с амфиболом и другими минералами в гранатовых амфиболитах.

а - шл.549. Ув. 25. КПИ удлиненной формы с включениями двух минералов; б - шл.549а. Ув.25. КПИ амфиболового габитуса. Верхняя часть зерна - АМФ; в - шл.549ж. Ув.25. Одинаково ориентированные реликты АМФ (серый) в КПИ (темный); г - шл.549в. Ув. 30. Различно ориентированные реликты РО, ПЛ, КВ, ГР в КПИ.

Т а б л и ц а 3

Оптические свойства клинопироксена в гранатовых амфиболитах (номера образцов увеличиваются снизу вверх по разрезу)

Номер образца	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$	cN_g	$2V$
549-Л	1,719	1,697	1,690	0,029	-	-
549в	1,715	1,692	1,686	0,029	44°	60°
549а	1,719	1,698	1,690	0,029	-	-
549	1,714	1,692	1,684	0,030	42	60

4. Амфиболы содержат зерна офена, которые наблюдаются и тогда, когда сам амфибол включен в пироксен, но последний либо не содержит офена, либо включает очень редкие его зерна. На рис. 4 приведены некоторые из указанных взаимоотношений минералов.

Все сказанное свидетельствует о замещении роговой обманки клинопироксеном и увеличении масштабов этого замещения по мере перехода от нижних горизонтов толщи гранатовых амфиболитов к верхним, т.е. по мере приближения к зоне пород гранулитовой серии. Согласно оптическим определениям клинопироксен можно отнести к довольно магнезиальному диопсид-геденбергиту (табл. 3).

Как известно (А. М. Шукевич, Е. Н. Володин, Д. В. Полферов, К. Д. Беляев и др.), гранатовые амфиболиты до недавнего времени считались метагабброидами и причислялись либо к самостоятельным интрузивным образованиям, либо к дифференциатам крупного массива основного состава, который ныне представлен гранулитовой серией. Для Колвицкой зоны М. М. Ефимовым (1971) обосновывается их эффузивное происхождение. Находка Т. А. Федковой (устное сообщение) и затем А. И. Ивлиевым (1971) в гранатовых амфиболитах Сальных тундр кальцифиров с остатками водорослей существенно поколебали точку зрения геологов, которые считали их интрузивными образованиями. Наиболее вероятным становится их первично-осадочный, или вулканогенно-осадочный генезис. Не исключено, однако, что в составе амфиболитов могут быть разновидности, первичная природа которых различна.

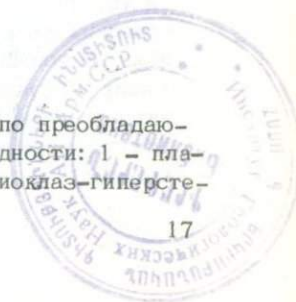
3444 В Сальных тундрах, у горы Вуим, выше толщи гранатовых амфиболитов, после 25-30-метровой полосы гранатовых плагиоклазитов, следует зона, где снизу вверх по разрезу происходит дальнейшее постепенное увеличение количества клинопироксена за счет роговой обманки. Здесь же она в значительной мере замещена бурой роговой обманкой. Таким образом, происходит постепенная, но полная смена амфиболитов плагиоклаз-гранат-клинопироксеновым гранулитом. Ширина этой зоны непостоянна. На указанном выше участке она лежит в пределах примерно 100-200 м.

Переход между гранатовыми амфиболитами и подстилающими гнейсами происходит путем увеличения числа прослоев и мощности гнейсов в амфиболитах с одновременным увеличением в последних количества кварца и уменьшением амфибола. Гнейсы здесь также иногда содержат клинопироксен.

Изложенные факты свидетельствуют о постепенном переходе между породами амфиболитовой и гранулитовой фаций с наложением последней на первую.

2. Комплекс гранулитов

В составе кристаллосланцев гранулитовой серии по преобладающим минералам выделяется четыре главные разновидности: 1 - плагиоклаз-гранат-клинопироксеновые сланцы, 2 - плагиоклаз-гиперсте-



новые сланцы, 3 - двупироксеновые сланцы и 4 - кварц-гранат-полевошпатовые сланцы. Первые три группы составляют гранулиты основного и среднего состава, четвертая группа - кислые гранулиты. Между этими типами пород имеется множество различных промежуточных составов. Они столь разнообразны, что в целом гранулитовая серия представляет собой полный петрохимический ряд от ультраосновных до кислых образований. Кроме того, имеются и некоторые региональные различия в составе пород. Так в районе хр. Сариселян-гунтури почти все кристаллосланцы содержат заметное количество биотита и (или) роговой обманки. В Туадаш- и Сальных тундрах в неизмененных породах водосодержащих минералов почти нет. В неизмененных гранулитах Колвицких и Кандалакшских тундр присутствует только небольшое количество роговой обманки и биотита. Но несмотря на эти различия в главных чертах одноименные породы весьма близки на протяжении всего гранулитового пояса.

Строение и вещественный состав гранулитов описываются для Колвицкой зоны и Сальных и Туадаш-тундр. Общая характеристика пород дается на примере первой зоны. Краткое описание отдельных разновидностей и детализация строения серии показаны на разрезах второго участка.

Описание Колвицкой зоны делается на основе выработанной для этого района стратиграфической схемы (Беляев, 1971) с некоторой корректировкой и дополнениями М. Н. Богдановой и М. М. Ефимова. Характеристика гранулитов Сальных тундр исходит из принципа метаморфической зональности пород (Л. А. Виноградов, 1974 г.). Однако все авторы считают гранулитовый пояс единым геологическим образованием, и отмеченные расхождения касаются только теоретической стороны дела. Описание петрографии пород, помещенное ниже, в разделе „Зона Сальных и Туадаш-тундр“, относится ко всем гранулитам.

Колвицкая зона

Приступая к геологической характеристике Колвицкой зоны, следует отметить, что литологический состав пород, их структуры и текстуры, преобладание тех или иных разновидностей в разрезе позволяют расчленить супракристалльные образования на несколько крупных стратиграфических единиц. Главной отличительной чертой описываемого стратиграфического подразделения гранулитов зоны является то, что из унифицированной схемы стратиграфии всей формации кольских гранулитов К. Д. Беляева (1971) изъяты колвицкая и яур-йокская толщи. Причиной для этого послужило то, что в колвицкую толщу плагиоклазитов были включены в полном объеме метаанортозиты и метагаббро-лабрадориты, для которых доказывается магматическая, интрузивная природа (М. М. Ефимов и др., 1974 г.). Яур-йокская же толща на основании литолого-геохимических (Богданова,

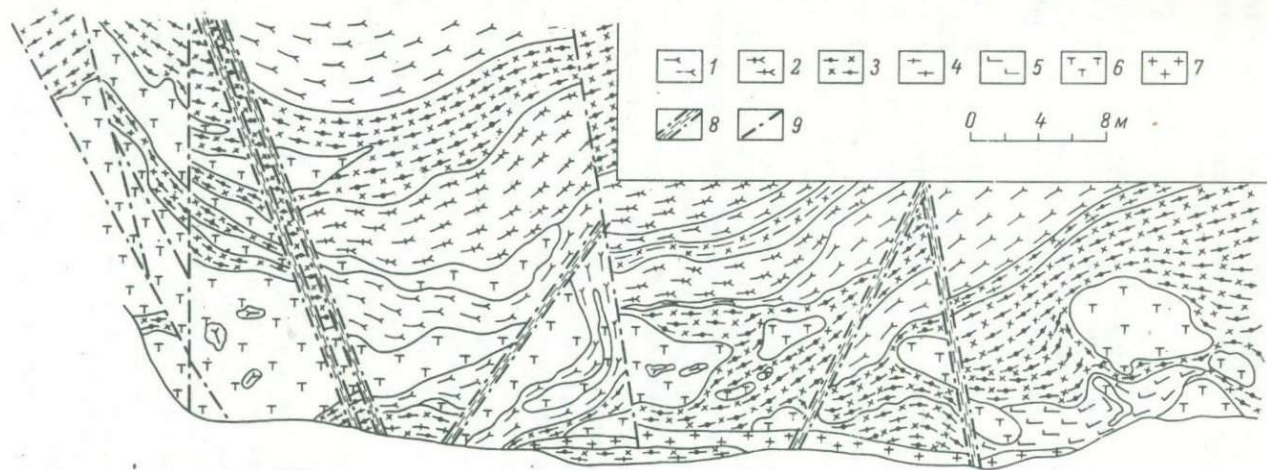


Рис. 5. Геологический план участка Малого Хедострова (Порьегубский архипелаг). Нижняя часть нижней подтолщи плоскотундровской толщи. Обн. 151. Составили М. Н. Богданова и М. М. Ефимов.

1 - ГР-ДИ плагиосланцы; 2 - ГР-АМФ-ПТИ плагиосланцы; 3 - ДИ-ГР амфиболиты (диафориты по ГР-ДИ сланцам); 4 - КВ-ГР-ПШП кристаллические сланцы; 5 - габбро-лабрадориты; 6 - пироксениты; 7 - КВ-микроклиновая пегматитовая жила; 8 - разлом, залеченный пегматитом; 9 - разлом.

Ефимов, 1976б) и структурно-метаморфических (Л.А.Прияткина, 1974 г.) данных коррелируется с более древними, чем основные кристаллические сланцы зоны, кольско-беломорскими гнейсами.

Таким образом, в разрезе гранулитов Колвицкой зоны выделяются плоскотундровская и порьегубская толщи с зоной диафторитов-между ними.

П л о с к о т у н д р о в с к а я т о л щ а развита в центральной части района и простирается на северо-запад полосой, имеющей ширину от 5,5 до 17 км, с падением на северо-восток под углами 40–60°. Кристаллические сланцы толщи подразделяются на нижнюю и верхнюю подтолщи, связанные между собой постепенными взаимопереходами.

Породы нижней подтолщи представлены гранат-амфибол-клинопироксеновыми, гранат-клинопироксеновыми с гиперстеном, двупироксеновыми, а также клинопироксен-гранатовыми амфиболитами и кварц-гранат-полевошпатовыми кристаллическими сланцами (рис.5). Переменяясь между собой, они сложены в макро- и „микроритмичность“, причем гранатовые амфиболиты образованы, по-видимому, за счет диафтореза основных гранулитов. Развитие минералов амфиболитовой фации происходит по зонам, согласным с простираем кристаллических сланцев, без нарушения текстурно-структурных особенностей последних. Видимая мощность нижней подтолщи колеблется от 1,2 на юге до 2 км в северо-западной части района.

Мезократовые основные кристаллические сланцы нижней подтолщи плоскотундровской толщи постепенно сменяются гранат-клинопироксен-гиперстеновыми плагиосланцами с линзовидными прослоями гранат-клинопироксеновых сланцев верхней подтолщи плоскотундровской толщи. Породы верхней плоскотундровской подтолщи занимают значительную площадь Колвицкой структуры в виде расширяющейся к северо-западу полосы. В южной части она имеет ширину около 4, а в районе горы Верес-гундра достигает 15 км. Здесь общее северо-западное простираем с северо-восточным падением (45°) основных кристаллических сланцев сменяется на субширотное простираем с падением в южных румбах под углами от 15 до 30°. Главное содержание разреза составляют меланократовые гранат-клинопироксен-гиперстеновые плагиосланцы.

Основной характерной чертой верхней части разреза этой подтолщи является ее гетерогенность. Наряду с уникальными для гранулитов такого типа прослоями кальцифиров в ней присутствуют кислые гранулиты, сульфидсодержащие гранат-клинопироксеновые кристаллические сланцы, биотит-гиперстеновые и биотитовые гнейсы, иногда с дистеном. Наиболее представительными для этой части разреза являются участки Кальцифировой луды и о-лов Баба-Яга и Медвежьего (рис.6). Здесь кристаллические сланцы основного состава переслаиваются с вышеперечисленными породами, причем в некоторых местах двупироксеновые и гранат-клинопироксеновые основные кристаллические сланцы образуют апофизы в различные гнейсы (рис.

7, а). Несмотря на то что породы в дальнейшем были совместно рассланцованы и перекристаллизованы, характер секущего контакта сохранился, что говорит, вероятно, о первично-мобильном состоянии субстрата основных кристаллических сланцев.

На северном берегу о-ва Баба-Яга (рис.7, б) обнажается пачка различных по составу основных кристаллических сланцев и амфиболитов, среди которых сохранился пласт, представляющий собой гранат-диопсид-плаггиоклаз-амфиболовую породу. В средней части пласта она имеет порфиристую структуру (рис.7, в), характеризующуюся неориентированным расположением кристаллов плаггиоклаза, составляющих около 30% объема породы. Порфириобласты находятся в мелкозернистой гранат-диопсид-амфиболовой массе. В периферических зонах пласта наблюдается ориентировка плаггиоклазовых лейст, которые по мере приближения к границам слоя постепенно исчезают, а вся порода преобразуется в амфиболит с кристаллизационной сланцеватостью с простиранием 340° и углом падения 40° на северо-восток. Здесь же наблюдается линейность по амфиболу, погружающаяся в направлении 140° под углом 15° . Все разновидности пород, которые обнаруживаются на острове, находятся в тесном переслаивании друг с другом и связаны между собой взаимопереходами. Амфиболиты, мигматизированные кварц-полевошпатовым материалом, которые обнажаются на северо-западной оконечности острова, постепенно сменяются по падению гранат-клинопироксеновыми амфиболитами, которые в свою очередь постепенно переходят в гранат-клинопироксеновые плаггиосланцы с гиперстеном. Последние, обогащаясь гранатом и амфиболом, переходят через все промежуточные разновидности в гранат-клинопироксеновые амфиболиты или гранатовые амфиболиты, которые образуют внешнюю зону пласта сланцев с порфиристой структурой. Представляется, что эти факты могут указывать на первично-эффузивную природу субстрата описанного участка.

На западном берегу о-ва Медвежьего (Порьегубский архипелаг) в толще переслаивания гранат-клинопироксен-гиперстеновых, гранат-клинопироксен-амфиболовых кристаллических плаггиосланцев и гранатовых амфиболитов также отмечаются пласты и линзы мелко-среднезернистых массивных гранат-клинопироксен-плаггиоклаз-амфиболовых пород (рис.7, г), связанных с перечисленными разновидностями постепенными переходами (рис.7, д). Мощность их не превышает 5 м. Текстурные и минеральные особенности аналогичны мелкозернистым гранат-клинопироксен-плаггиоклазовым породам, слагающим основную ткань структурно неизмененных метапорфиритов о-ва Баба-Яга. Кроме того, в шлифах, отобранных из центральных частей тел, отмечаются вкрапленники авгита (рис.7, е), которые с большой долей вероятности можно считать реликтовыми магматическими минералами в породе типа пироксенового порфирита, преобразованного при наложенном метаморфизме в соответствующие гранат-клинопироксен-плаггиоклаз-амфиболовые породы.

Послойная мигматизация, широко проявленная на территории острова, затрагивает в основном слоистые породы, такие как двуни-

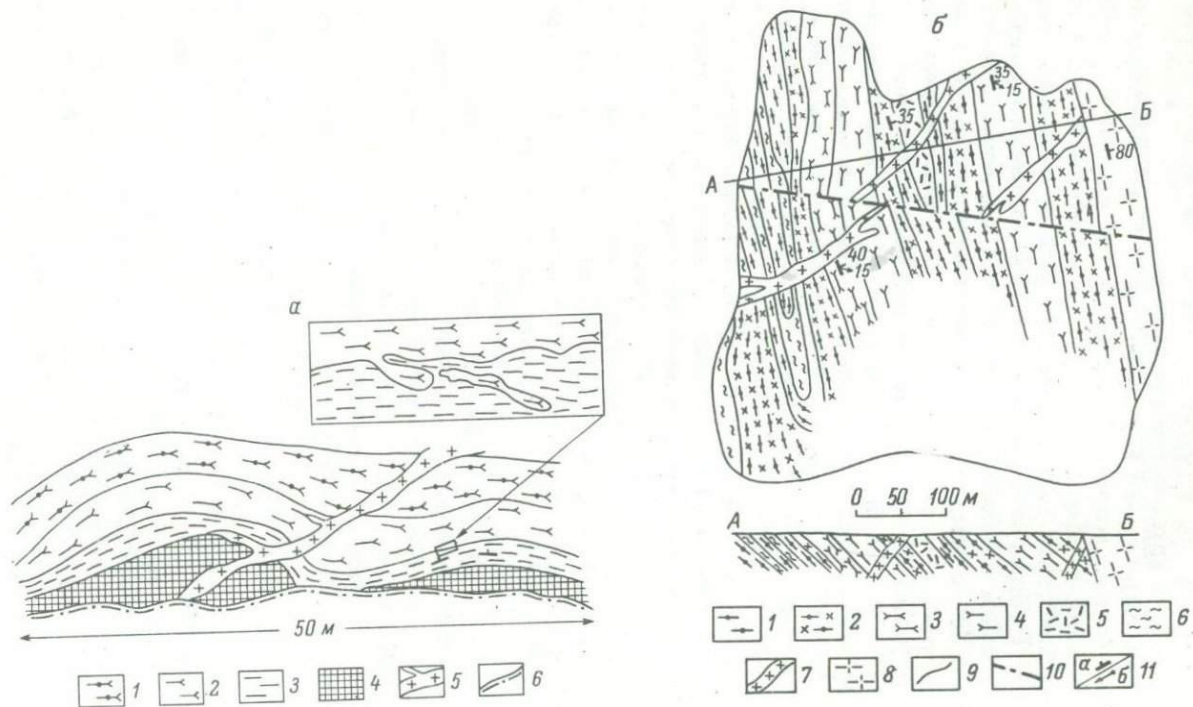
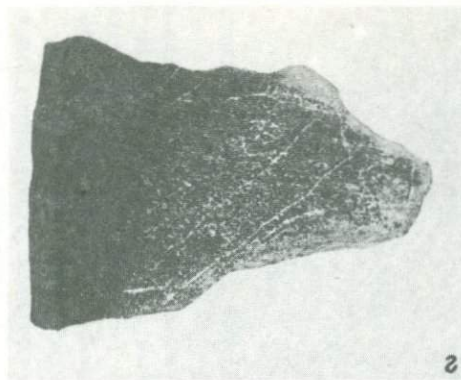
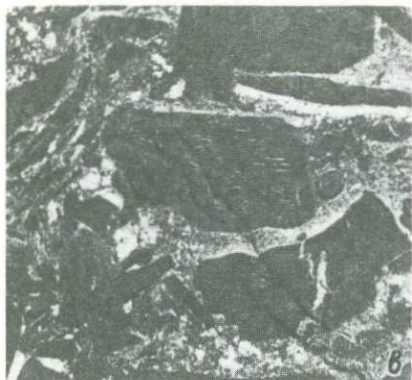


Рис. 7.

а - рассланцованные апофизы мелкозернистых гранат-двопироксеновых пород (метабазитов) в гранат-биотитовых гнейсах. Материалы М. М. Ефимова. 1 - ГР-ЖПИ плагиосланцы; 2 - ГР-двопироксеновые кристаллические сланцы; 3 - ГР-БИ гнейсы; 4 - гипербазиты; 5 - пегматит; 6 - береговая линия.



б - геологическая карта о-ва Баба-Яга. Плоскотундровская толща. Составили М.Н. Богданова и М.М.Ефимов. 1 - ГР амфиболиты; 2 - ДИ-ГР амфиболиты; 3 - ГИ плагиосланцы; 4 - ГР-ДИ плагиосланцы с ГИ; 5 - амфиболиты с сохранившимися реликтами магматических структур и тектур; 6 - мигматиты; 7 - пегматиты; 8 - щелочные граниты; 9 - линии геологических разрезов; 10 - разломы; 11 - элементы залегания (а - сланцеватость, б - линейность).

в - брекчия с гранит-пегматитовым цементом. В центральной части - фрагмент метабазита с сохранившейся порфировой структурой. О-в Баба-Яга. Фото М. М. Ефимова.

г - мезократовые ГР-двупироксеновые кристаллические сланцы (верхняя подтолща плоскотундровской толщи). Фото М.М. Ефимова.

д - пласт мелкозернистых массивных ГР-ДИ-ПЛ-АМФ пород в основных кристаллических сланцах о-ва Медвежьего. Фото М. М. Ефимова.

е - реликтовые магматические авгиты в ГР-ДИ-ПЛ-АМФ породе. Шл. 266, ув. 18, с анализатором. Материалы М.Н. Богдановой.

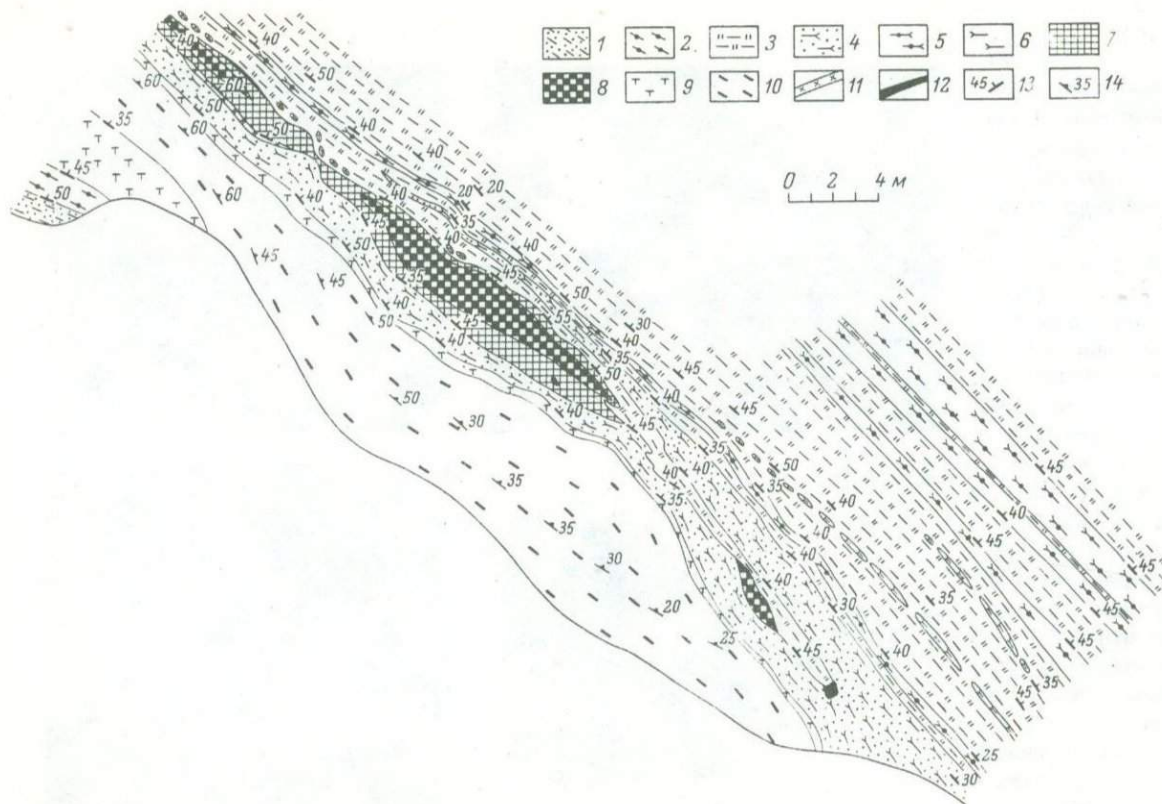


Рис. 8. Геологический план юго-западного побережья о-ва Большого Перуньего (Порьегубский архипелаг). Зона диоритов. Обн. 292. Составили М.Н. Богданова и М.М. Ефимов.

1 - БИ-АМФ плагиогнейсы; 2 - ГР амфиболиты, плагиогнейсы с ГР и ПИ; 4 - ДИ-ГР плагиосланцы с ГИ; 5 - ГР-АМФ-ДИ плагиосланцы; 6 - двупироксеновые кристаллические сланцы; 7 - среднезернистые пироксениты; 8 - порфировидные пироксениты; 9 - мелкозернистые пироксениты; 10 - трахитоидные пироксениты; 11 - зоны фельдшпатизации; 12 - зоны сульфидного оруденения; 13 - сланцеватость; 14 - трахитоидность.

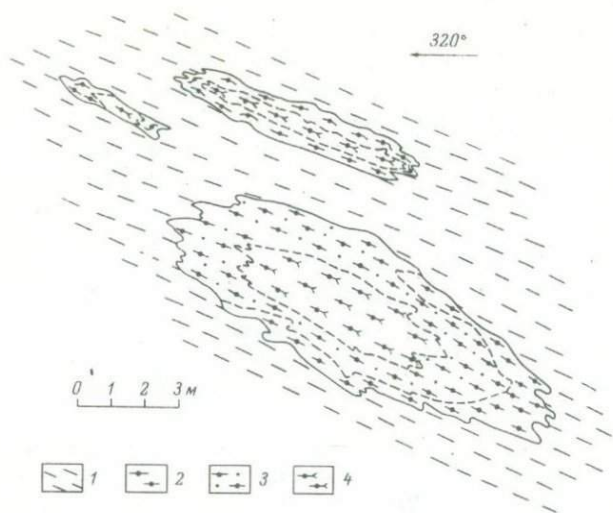


Рис.9. Реликты основных кристаллических сланцев в зоне диафторитов. Обн.67. Материалы М.М.Ефимова.

1 - АМФ гнейсы; 2 - ГР-ПШП амфиболиты; 3 - ГР амфиболиты; 4 - ГР-КПИ кристаллические сланцы с ГИ.

роксеновые, гранат-клинопироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, амфиболиты и краевые рассланцованные зоны пластов гранат-клинопироксен-амфиболовых пород. В массивных разновидностях последних мигматизация имеет сетчатый тип, и вдоль трещинок проникновения инъекционного материала (даже микросколическим) происходит интенсивная амфиболизация этих пород. Вообще обнажения, где фиксируются реликтовые участки с сохранившимися первичными структурами, текстурами и минералами, единичны, и суждение о субстрате пород гранулитовой фации весьма затруднительно.

В составе плоскотундровской толщи выделяется зона диафторитов, западной границей которой служит восточной берег губы Западная Порья, а восточной - губа Костариха. Зона прослеживается к северу-северо-западу в направлении озер Малого и Большого Плотичьих и западного берега оз.Щучьего. Общая ширина ее около 5 км. Сланцеватость пород погружается в направлении $40-50^\circ$ под углом около 45° . Минеральная линейность лежит в плоскости сланцеватости и склоняется к юго-востоку под углами $10-15^\circ$.

Внутреннее строение зоны выражено чередованием различных гранатовых, безгранатовых, клинопироксеновых и тому подобных амфиболитов и кристаллических сланцев, а также биотит-амфиболовых,

амфиболовых, гранатсодержащих гнейсов (рис.8). Эти породы являются конечными продуктами регрессивного метаморфизма и полиди-афтореза основных и кислых гранулитов соответственно.

В обнажениях среди гранатовых и пироксен-гранатовых амфиболитов и различных гнейсов отчетливо наблюдаются реликты кристаллических сланцев основного состава, минеральные ассоциации которых соответствуют условиям гранулитовой фации. Размеры подобных: реликтов различны - от мелких блокированных участков (рис.9) (площадью от первых десятков квадратных сантиметров) до линейных зон протяженностью 50-100 м при ширине 2-5 м и более.

На диафторитах залегает очень пестрая по составу порье-губская толща. Она распространена от восточного побережья губы Костариха до мыса Шомбач и прослеживается на северо-северо-запад до Малого Плотичьего озера, где ее залегание резко меняется на субширотное. Авторы делят порьегубскую толщу на следующие пачки (снизу вверх): 1) переслаивание основных кристаллических сланцев и гнейсов; 2) основные кристаллические сланцы. Необходимо подчеркнуть, что в этих пачках присутствуют практически все выделенные ниже петрографические разновидности пород и название пачки дано по преобладающему типу слагающих ее образований.

Нижняя пачка представлена переслаивающимися гиперстеновыми, гиперстен-клинопироксеновыми, гранат-клинопироксеновыми плагиосланцами, кислыми гранулитами и глиноземистыми гнейсами. Эта пачка занимает наибольший объем среди других пород, вытягиваясь полосой мощностью около 300 м по восточному берегу губы Костариха до о-ва Горелого. Характер переслаивания перечисленных разновидностей пород различный. Имеет место переслаивание, при котором мощность отдельных прослоев варьирует от 1-2 см до 2-3 м (рис.10, а) и более. Примерами последнего может служить частный геологический разрез, составленный от уровня моря до вершины 78.6 на восточном берегу губы Костариха (рис.10, б), а также геологическая карта района „Водознака“ (рис.10, в).

Общим для всей пачки наряду с переслаиванием различных разновидностей кристаллических сланцев, гнейсов и кислых гранулитов является процесс чарнокитизации основных кристаллических сланцев и появление в разрезе комплекса чарнокит-мигматитов (В.М.Шемакин, К.А.Шуркин, 1971 г.). Чарнокит-мигматиты картируются в виде линейно вытянутых зон мощностью от первых метров до 200-300 м при протяженности от первых десятков метров до 2-3 км. Эти зоны всегда согласны с пространством кристаллических сланцев.

Морфологически среди чарнокит-мигматитов выделяются полосчатые, пятнисто-порфиробластические мигматиты и пятнисто-теневые мигматитоподобные породы. В полосчатых мигматитах мощность прослоев субстрата обычно от 1 до 4-5 см, редко увеличивается до 10-

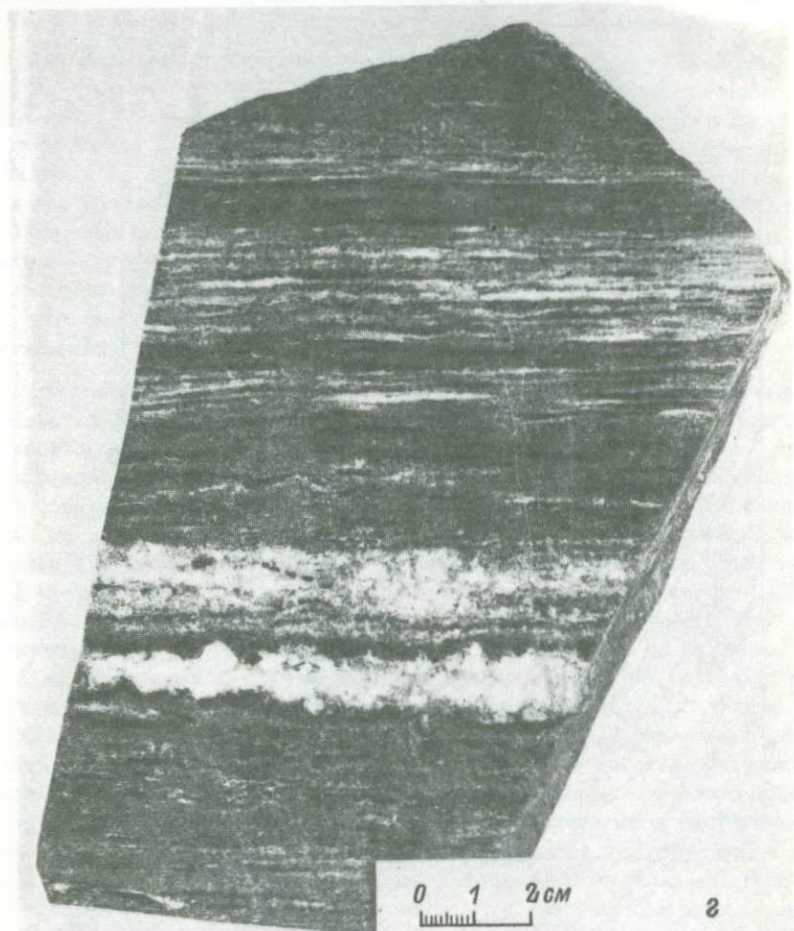
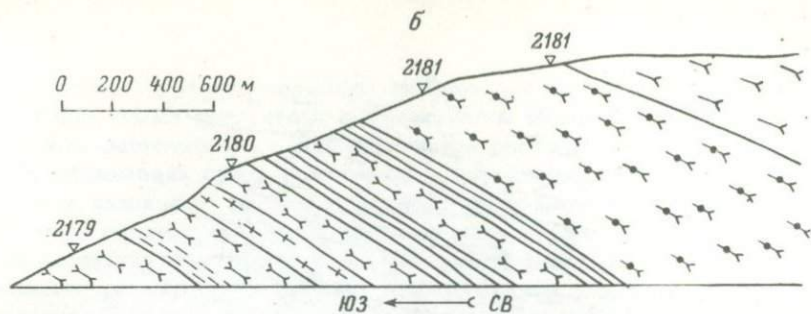


Рис. 10. (продолжение)

а - характер переслаивания гиперстеновых кристаллических плагиосланцев основного состава с кислыми гранулитам. Обн. 69. Материалы М. М. Ефимова.

б - разрез пачки переслаивания в районе вершины 78.6. Низы порьегубской толщи. Материалы М. М. Ефимова.

в - геологический план участка „Водознак“ на восточном побережье губы Костариха. Обн. 150. Пачка переслаивания порьегубской толщи. Составили М. М. Ефимов, С. И. Турченко и М. Н. Богданова. 1 - пла- (продолжение на след. стр.)

15 см. Примерно такую же мощность имеют и прослои метатекта. Контакты между субстратом и метатектом либо резкие прямолинейные, либо расплывчатые. Для полосчатых мигматитов очень характерна значительная выдержанность прослоев метатекта по простиранию.

Пачка переслаивания, имея азимут простирания 315–320°, погружается на северо-восток под углами от 10 до 25°. Минеральная линейность (по пироксенам, амфиболам, скоплениям граната), борозчатость и желобчатость погружаются на юго-восток (140°) под углами 5–15°.

Выше по разрезу залегает пачка гиперстеновых-клинопироксеновых плагиосланцев, имеющих в зависимости от соотношения основных породообразующих минералов лейкократовый или меланократовый облик. Эти сланцы содержат в своем разрезе полосы и линзы глиноземистых гнейсов и кислых гранулитов. Описываемые породы имеют довольно широкое распространение между губой Костарихой и Таргубой. Именно в этой части разреза распространены также базит-ультрабазитовые члены гранулитовой серии (рис.11). Характернейшей особенностью пород пачки является повсеместное распространение в них равномерно рассеянной тонкой сульфидной вкрапленности. При наложении диафорических процессов происходит концентрация сульфидов с образованием минерализованных линз и рудных зон мощностью от 10 до 15 м и протяженностью до 200–300 м. Суммарная мощность толщи около 2 км, причем мощность пластов глиноземистых гнейсов в отдельных местах достигает 300 м, а кислых гранулитов, прослои которых встречаются значительно реже, не превышают 50 м.

Заканчивая краткую геологическую характеристику разреза гранулитов, следует подчеркнуть, что в Кольвицкой зоне переходы между толщами и пачками происходят путем переслаивания главных разновидностей пород, типичных для смежных толщ. Выходы выделяемых литолого-петрографических групп пород в основном ограничиваются тектоническими нарушениями с образованием различных по мощности зон бластомилонитов, катаклазитов и тектонических брекчий.

гиогиперстеновый лейкократовый кристаллический сланец (\pm гранат); 2 – ГР-АМФ-ГИ кристаллический сланец; 3 – чарнокит-мигматит; 4 – ГР-АМФ-КПИ кристаллический сланец; 5 – кислый гранулит; 6 – амфиболизированные нориты и плагиопироксениты (20% сульфидов); 7 – амфиболизированные нориты (до 40% сульфидов); 8 – метанориты (больше 40% сульфидов); 9 – элементы залегания, сланцеватость, минеральная линейность; 10 – точки отбора проб и образцов.

г – полосчатый и пятнисто-теневой тип чарнокит-мигматизации дву-пироксеновых кристаллических сланцев. Пачка переслаивания. Фото М. М. Ефимова.

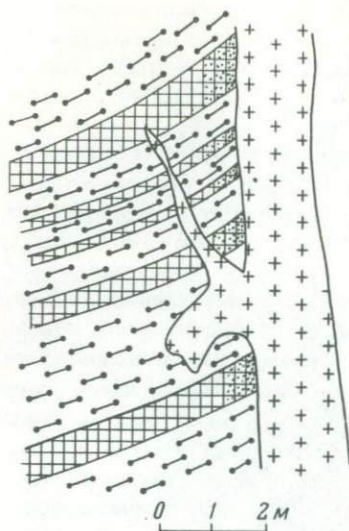


Рис. 11. Ультраосновные породы в пачке основных кристаллических сланцев порьегубской толщи. Обн. 306. Материалы В. М. Шемякина.
 1 - глиноземистый гнейс; 2 - мелкозернистый пироксенит;
 3 - пегматит; 4 - амфиболизация.

Зона Сальных и Туадаш-тундр

Как видно на картах и разрезах (рис.2), в пределах юго-восточной части хр.Сариселян-тунтури, в Туадаш- и Сальных тундрах перечисленные ранее разновидности кристаллосланцев образуют слоевидные или линзовидные полосы, ленты, линзы и т.п., часто блокированные или будинированные. По простиранию такие полосы, как правило, не выдерживаются более чем на 10-20 км при мощности в несколько сотен метров. Менее мощные полосы имеют и значительно меньшую протяженность. Однако отдельные монотонные по составу толщи гранулитов, ширина выходов которых превышает 5-8 км, имеют длину до нескольких десятков километров (яурйокская толща кислых гранулитов, двупироксеновые сланцы района хр.Сариселян-тунтури и др.).

Как видно на разрезах, в разных сечениях гранулитового пояса количество, мощность, положение в колонке и характер чередования одноименных разновидностей гранулитов совершенно различны. Несопоставимы и общие мощности нередко двух соседних сечений гранулитового пояса. Так, в Сальных тундрах мощность гранулитов составляет 2450, а в 20 км западнее - в Туадаш-тундрах - около 5400 м (рис.12). Мощность гранулитов Сариселян-тунтури определить трудно, однако, судя по тому, что ширина всего пояса здесь достигает 55-60 км (это в 8 раз больше, чем в Сальных, и втрое больше, чем в Туадаш-тундрах, при близких углах погружения пород), нормальная мощность их в этом районе, по-видимому, резко превышает указанные цифры.

Ниже сравниваются сводные разрезы по Туадаш- и Сальным тун-

драм (рис.12), а также два частных разреза толщи плагиоклаз-гиперстеновых сланцев в Сальных тундрах (рис.13). Соотношения, подобные описанным в этих сечениях, наблюдались нами во многих разрезах по различным участкам гранулитовой серии, поэтому выводы из этого описания приложимы, по-видимому, к значительной части территории развития гранулитового пояса.

Как видно в колонках, разрез гранулитов Сальных тундр (снизу вверх) начинается с 250-метровой толщи плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцев, залегающих на амфиболитах обрамления. В Туадаш-тундрах по положению ей соответствует толща двупироксеновых и главным образом плагиоклаз-гиперстеновых кристаллосланцев с многочисленными полосами кислых гранулитов в самом верху пачки, а плагиоклаз-гранат-клинопироксеновые сланцы встречаются преимущественно выше по разрезу в виде тонких лент и полос, чередующихся с двупироксеновыми сланцами и кислыми гранулитами. Двупироксеновые сланцы представляют собой в Туадаш-тундрах наиболее распространенную разновидность. Они встречаются во всем разрезе, а верхняя его четверть сложена почти целиком этими породами. В Сальных тундрах двупироксеновые сланцы появляются только на участке между средней и верхней четвертями колонки. При этом они не образуют почти сплошной толщи, как в Туадаш-тундрах, а представляют собой преобладающие полосы в пестрой по составу пачке.

Далее, плагиоклаз-гиперстеновые сланцы в Туадаш-тундрах образуют несколько полос и занимают в общей сложности 25% петрографической колонки, будучи относительно равномерно распределены по вертикали. В составе этих пород, как правило, в значительном количестве присутствует клинопироксен и нередко гранат и кварц. Они имеют мезократовую, а нередко и более темную окраску, переходя местами в двупироксеновые кристаллосланцы. В Сальных тундрах плагиоклаз-гиперстеновые сланцы составляют около 10% ее мощности (примерно 200 м) и появляются только на расстоянии примерно 400 м от нижней границы гранулитовой серии, сменяя верх по разрезу толщу плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцев. Здесь на участке около 180 м по вертикали полосы плагиоклаз-гиперстеновых сланцев достигают наибольшей концентрации, а далее число их быстро убывает и уже выше середины колонки они встречаются лишь как подчиненные ленты и плоские линзовидные обособления в гранулитах среднего состава. Описываемые сланцы содержат клинопироксен в подчиненных количествах, обычно лишены кварца и граната и имеют лейкократовый облик.

В Туадаш-тундрах наиболее близкими по этим характеристикам и по мощности являются плагиоклаз-гиперстеновые сланцы, лежащие в основании разреза. Однако там они залегают непосредственно на гранатовых амфиболитах обрамления, а здесь отделены от последних 400-метровой толщей различных гранулитов. Наконец, кварц-гранат-полевошпатовые гнейсы и сланцы в первом разрезе достигают суммарной мощности не менее 450-500 м, тогда как на Сальных тунд-

ВЕРХОВЬЕ Р. ЛЕУНЕЙ

№ образц.	МОЩ. м	Порода	Краткая характеристика пород
553 л, м	60		ПЛ-ГР-КПИ сланец. Полосы плагиоклазита с КПИ и ГИ.
553 д, е	25		Чередование ПЛ-ГР-КПИ-ГИ и ПЛ-ГИ сланцев.
553 в-г	5		ПЛ-ГИ сланцы. Линзы эцлогитоподоб. пир-тов.
553 б	6		Тонкое черед. КВ-ГР-ПШП, ПЛ-ГР-КПИ, ПЛ-ГИ сл.
553 а	6		КВ-ГР-ПШП сланец.
	3-5		Закрытый участок.
553	12		ПЛ-КПИ-ГИ сланец.
552/49 552/50	≈ 150		Закрытый участок. В элювии и делювии ПЛ-ГИ, главным образом, и, реже, КВ-ГР-ПШП сланцы.
552/42-47	42		Тонкое чередование ПЛ-ГР-ГИ, ПЛ-КПИ-ГИ и ПЛ-ГИ сланцев. Полосы плагиоклазитов.
552/38	4		ПЛ-ГИ сланцы. Ленты КВ-ГР-ПШП сланцев.
552/37	7		КВ-ГР-ПШП-ГИ сланец. Линзы КВ-ГР-ПШП сланцев
552/34-36	14		Чередование ПЛ-ГИ и КВ-ГР-ПШП сланцев.
552/30, 31	10		КВ-ГР-ПШП-ГИ сланцы. Полосы ПЛ-ГИ сланцев.
	15		ПЛ-ГИ сланец. Прослой амфиболитов.
552/19, 20	9		КВ-ГР-ПШП сланец. Вверху гиперстенитовая линза
552/17, 18	6		ПЛ-КПИ сланец, без ГР.
552/16	3		КВ-ГР-ПШП сланец.
552/13	8		ПЛ-ГИ сланец. Ленты КВ-ГР-ПШП сланца.
552/4, 6, 7	30		ПЛ-ГИ сланец. Линзы пироксенитов и норитов.
552/1	15		Чередование ПЛ-КПИ-ГИ и ПЛ-ГИ сланцев.
			ПЛ-ГР-КПИ сланцы.

Рис. 13. Петрографические колонки зоны плагиоклаз-гиперстеновых сланцев, расположенные на расстоянии 1.2 км друг от друга (вертикальный масштаб произвольный).

рах она составляет 70-90 м. Кроме того, „стратиграфическое” положение кислых гранулитов в обоих случаях различно.

Подобное положение выясняется также и при сопоставлении соседних разрезов какой-либо одной толщи гранулитовой серии. В каче-

ЛЕВОБЕРЕЖЬЕ Р. ПЕЧИ




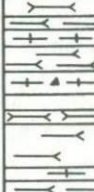
№№ образц.	мощ. м	Порода	Краткая характеристика пород
			Чередование ПЛ-ГР-КПИ и ПЛ-КПИ-ГИ сланцев.
500г 501	40		ПЛ-ГИ сланец. Тонкие прослои ПЛ-ГР-КПИ сланца.
	3		Гиперстенит
500д	65		ПЛ-ГИ сланцы с КПИ. Подчиненные слои ПЛ-ГР-КПИ сланцев. Многочисленные послойные жилы пироксенитов.
	18		ПЛ-ГР-КПИ сланец. Вверху ленты ПЛ-ГИ сланца.
500а-в	60		ПЛ-ГИ сланцы с КПИ. Внизу тонкое чередование ПЛ-ГИ и ПЛ-ГР-КПИ сланцев. Тонкие согласные жилы гиперстенитов, ГР пироксенитов.
500	35		КВ-ГР-КПИ и ПЛ-КПИ-ГИ сланцы. Ленты ПЛ-ГИ сланцев.
	50		ПЛ-ГИ сланцы. Внизу тонкое чередование ПЛ-ГИ и ПЛ-ГР-КПИ сланцев. Полосы КВ-ГР-ПШП сланцев. Линзы гиперстенитов.
	100		ПЛ-ГР-КПИ сланцы, иногда с ГИ. Слои КВ-ГР-ПШП сланцев, содержащих иногда пирротин и пирит. Мало мощные полосы лейкократовых ПЛ-ГИ сланцев.
499а,б	70		КВ-ГР-ПШП с КПИ сланцы. Прослои ПЛ-ГР-КПИ сланцев.

Рис. 13 (продолжение)

стве примера ниже сопоставлены две колонки плагиоклаз-гиперстеновых сланцев, расположенные в 1,2 км друг от друга в районе верховьев р. Леуней (рис.13). Обе колонки снизу вверх начинаются с появления в разрезе тонких полос плагиоклаз-гиперстеновых сланцев. Выше в одном разрезе следует пачка плагиоклаз-гиперстеновых сланцев мощностью 38 м с подчиненными прослоями и линзами

кислых гранулитов и гранатовых плагиоклазитов. Во втором разрезе по положению и мощности ей соответствует пачка плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцев с прослоями кислых гранулитов и плагиоклаз-гиперстеновых сланцев. Следующие 43 м колонки (в одном случае сложены преимущественно кислыми гранулитами (и верхняя часть — чарнокитами) с подчиненными слоями плагиоклаз-гиперстеновых и гранат-клинопироксеновых сланцев, а в другом случае главным образом плагиоклаз-гранат-клинопироксеновыми сланцами со слоями сульфидоносных кварц-гранат-полевошпатовых и плагиоклаз-гиперстеновых сланцев. Еще выше в первой колонке расположена 67-метровая толща частого чередования гранат-полевошпатовых, плагиоклаз-гиперстеновых, плагиоклаз-клинопироксеновых и кварц-гранат-полевошпатовых сланцев с участием чарнокитов. Во второй колонке соответствующий интервал сложен существенно плагиоклаз-гиперстеновыми кристаллосланцами, в которых отдельные прослои и линзы образованы плагиоклаз-гранат-клинопироксеновыми и кварц-гранат-полевошпатовыми сланцами. Средняя часть первой колонки детально неизвестна по условиям обнаженности, однако, судя по элювиально-делювиальным высыпкам, она состоит преимущественно из плагиоклаз-гиперстеновых сланцев. Во второй колонке наряду с ними в этом интервале значительное место занимают плагиоклаз-гранат-клинопироксеновые сланцы. Верхние 105 м толщи в первой колонке представлены чередованием, подчас очень тонким, плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых, кварц-гранат-полевошпатовых и плагиоклаз-гиперстеновых сланцев, включающих в себя линзовидные в срезе тела гранатовых пироксенитов. Во второй колонке соответствующая пачка образована не менее чем на 80% плагиоклаз-гиперстеновыми сланцами, в которых присутствуют полосы плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых, двупироксеновых и кварц-гранат-полевошпатовых сланцев. В первой колонке собственно плагиоклаз-гиперстеновые сланцы занимают около 60% всей толщи, во второй — около 70%. На участке первого разреза вся толща подстилается плагиоклаз-гранат-клинопироксеновыми, а на участке второго — кварц-гранат-полевошпатовыми сланцами.

Нужно подчеркнуть, что описанные соотношения пород характерны для гранулитов, не измененных поздними процессами, т.е. они выражают „первично-метаморфическое” строение как всей гранулитовой серии, так и отдельных ее членов. При этом толщи повторяют в менее крупном масштабе главные черты внутреннего строения, а нередко и состава, всей гранулитовой серии. Имеются примеры перехода по простиранию одних кристаллосланцев в другие на протяжении нескольких километров.

Таким образом, вся конституция гранулитов не укладывается в какую-либо стратиграфическую схему, так же как не соответствует любой из известных схем дифференциации магмы. Наряду с петрохимическими и термометрическими данными, изложенными в гл. IY, перечисленные факты могут говорить о том, что современное строение и состав гранулитовой серии и отдельных ее членов лишь в не-

Т а б л и ц а 4

Количественно-минеральный состав плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых кристаллосланцев (номера образцов увеличиваются снизу вверх по разрезу), об.%

Номер образца	КПИ	ГР	ПЛ	КВ	БРО	СФ	БИ	Рудные	АП	СК	ЭП	ШП
552в	54.7	30.3	7.5	-	-	-	-	-	-	7.7	-	-
552а	25.2	34.0	32.3	5.5	3.0	-	-	Ед.з.	Ед.з.	-	-	-
552	24.6	34.9	33.0	-	3.5	-	-	-	" "	4.0	-	-
551б	7.8	64.8	24.3	-	0.5	0.2	2.0	0.2	-	-	0.2	-
550о-1	12.9	28.4	54.7	-	-	4.0	-	-	-	-	-	Ед.з.
550п	23.4	33.4	38.8	-	4.4	Ед.з.	-	-	-	-	-	-
550и	17.1	27.5	41.8	2.8	9.6	-	-	1.1	-	-	-	-
550б	29.9	35.4	9.9	10.1	13.0	-	-	1.6	-	-	-	-
550а	18.1	31.9	6.4	3.8	37.1	-	-	-	-	2.6	-	-
Среднее содержание	23.7	35.6	27.6	2.5	7.9	0.5	-	0.3	-	1.6	-	Ед.з.

большой мере отражают характер первичного субстрата, куда может относиться перемежение кислых и основных гранулитов, состав очень крупных монотонных толщ и т.п. В главной же своей части современный облик гранулитовой серии является результатом метаморфической дифференциации вещества с образованием петрографо-метаморфических зон того или иного петрохимического состава. Допуская возможность подобных процессов; нужно сразу же оговориться, что нам почти ничего не известно о закономерностях формирования таких крупных зон в пределах одной фации метаморфизма. Изучение их, по-видимому, могло бы внести много нового в наши представления о миграции как петрогенных, так и рудогенных компонентов пород в процессе метаморфизма.

Плаггиоклаз-гранат-клинопироксеновые сланцы. По простиранию зона этих сланцев протягивается примерно на 15 км от района юго-восточного окончания Сальных тундр до правобережья р.Коньей. В Туадаш-гундрах зона аналогичного состава нами не наблюдалась. Мощностъ и строение ее существенно меняются по простиранию, поэтому характеристика пород дается главным образом по опорному разрезу, где мощностъ зоны составляет 330 м (рис.14). В составе зоны на долю собственно плаггиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцев приходится около 200 м нормального разреза. Остальной объем занимают многочисленные ленты гранатовых плаггиоклазитов, кислых гранулитов и различных пироксенов. Присутствуют также образования промежуточного состава между перечисленными разновидностями. Для всех этих пород, так же как и для плаггиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцев, характерно отсутствие ортопироксена. Редкие исключения представляют собой некоторые из пироксенов, где спорадически встречается гиперстен. Мощностъ отдельных полос любых разновидностей, включая и плаггиоклаз-гранат-клинопироксеновые сланцы, редко превышает 10 м. Внутреннее строение этой зоны по форме аналогично строению зоны плаггиоклаз-гиперстеновых сланцев, которое описано ранее.

В нижней части разреза зоны количество роговой обманки в породе составляет местами более 30% (обр.550а, табл.4). Такие участки являются как бы переходными между подстилающими гранатовыми амфиболитами с клинопироксеном и плаггиоклаз-гранат-клинопироксеновыми сланцами. Выше по разрезу количество роговой обманки быстро сокращается и в нормальных сланцах составляет 2-3% или она отсутствует. Содержание остальных породообразующих минералов в породах также непостоянно: клинопироксен - 13.0-25.0 (исключая крайние значения - обр.551б и 552в), гранат - 27.5-38, плаггиоклаз - 7-42, кварц - 0-5.5%. Сфен как примесь присутствует только в нижней половине зоны. Скаполит, несмотря на то что по-является в породе спорадически, количественно увеличивается снизу вверх по разрезу. Средний минеральный состав пород приведен внизу таблицы.

Роговая обманка. В отличие от зеленой роговой обманки гранатовых амфиболитов амфиболы плаггиоклаз-гранат-кли-

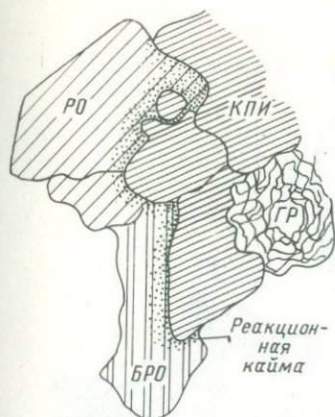


Рис.15. Соотношение между клинопи-
роксеном, бурой роговой обманкой и
роговой обманкой в плагиоклаз-гранат-
клинопироксеновых сланцах. Шл. 550а.

нопироксеновых сланцев, как пра-
вило, плеохроируют в зелено-бу-
рых оттенках, а зачастую бы-
вают просто бурыми. Кроме них
иногда встречается бесцветная ро-
говая обманка в тесной ассоциации с ок-
рашенной и клинопироксеном (рис.15). В отдельных случаях в ниж-
ней части зоны, переходной от гранатовых амфиболитов и сланцев,
взаимоотношения между зеленой и бурой обманками показывают,
что они тесно связаны генетически. Обе они иногда слагают раз-
ные участки одного зерна с единой спайностью, причем зеленая
разновидность образует как бы размытые пятна в бурой (рис.16).
Эти сочетания, а также твердо установленный факт нарастания ко-
личества бурой роговой обманки за счет зеленой снизу вверх по
разрезу показывает, что при переходе от гранатовых амфиболитов
к плагиоклаз-гранат-клинопироксеновым сланцам бурая роговая об-
манка вытесняет зеленую и развивается посредством ее замещения.
Однако в отдельных случаях (рис.16, в) нет уверенности, что заме-
щение не является обратным. Специально этот вопрос не изучался,
но в качестве предположения можно допустить, что отмеченные со-
отношения выражают равновесный характер замещения роговых об-
манок друг другом. При общей направленности в сторону формирова-
ния бурой, гранулитовой обманки равновесие сдвигалось иногда в
сторону зеленой. В Колвицкой зоне зеленовато-бурая роговая обман-
ка распространена более широко. Местами она является даже глав-
ным породообразующим минералом. В отдельных крупных зернах при-
сутствуют амебообразные включения плагиоклаза и кварца. Оптиче-
ские свойства амфиболов из основных кристаллосланцев Колвицкой
зоны приведены в табл.5.

В. В. Закруткин (1971) показал, что амфиболы гранулитовой фации
относятся в целом к гастингситам и в отличие от роговых обманок
амфиболитовой фации обогащены алюминием в четверной координации.
При этом из его данных следует, что с переходом к гранулитам ам-
фиболы вообще обогащаются алюминием по сравнению с амфиболами
амфиболитовой фации. Это хорошо видно в табл.6.

А. Энгел и К. Энгел (А. Engel, С. Engel, 1958, 1960)
также указывают на рост содержания алюминия в амфиболах суве-
личением степени метаморфизма. В. В. Закруткин полагает, что коли-
чество остальных компонентов в этом минерале зависит не от усло-

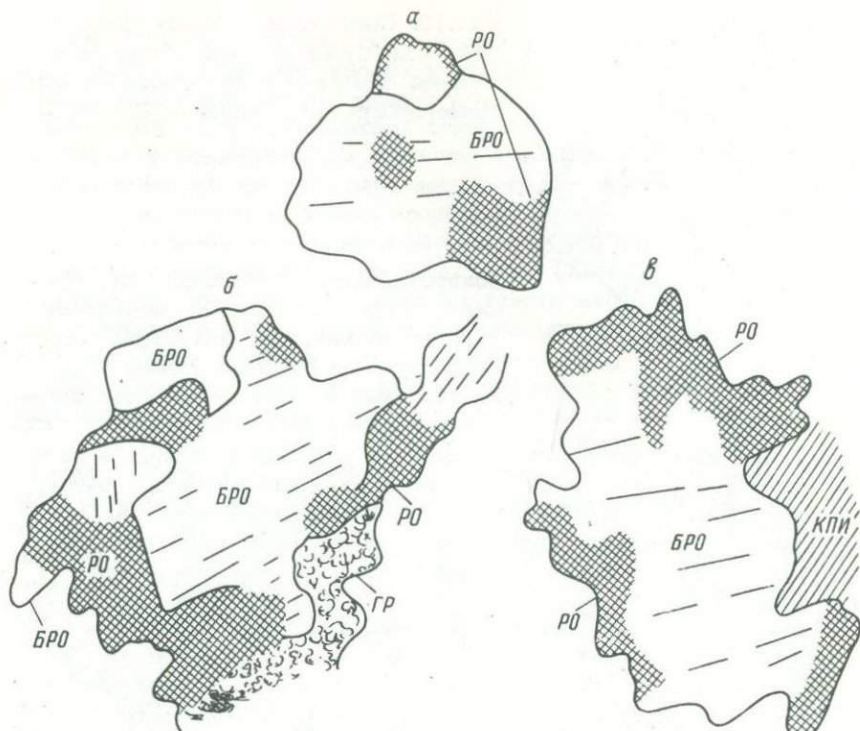


Рис.16. Соотношение между роговой обманкой и бурой роговой обманкой в плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцах. Шл.550а.

вый метаморфизма, а от химизма окружающих пород. Г.Рамберг (Ramberg, 1952) указывает, что в гранулитовой фации амфиболы всегда более железисты, чем в амфиболитовой.

С.Сэн и С.Рэй (Sen, Ray, 1971) показали, что гранулиты среднего и основного состава в качестве первичных минералов содержат оливково-зеленые и бурые амфиболы, составы которых лежат между эденитом₅₀-чермакитом₅₀ и гастингситом₅₀-эденитом₂₅-чермакитом₂₅. Именно эти амфиболы были признаны позднее типичными для гранулитов (Mehnert, 1972). В амфиболах кислых гранулитов увеличивается гастингситовая составляющая. Ранее С.Сэн (Sen, 1970) обнаружил, что амфиболы из амфиболитов, окруженных кислыми породами, содержат повышенные количества калия и алюминия в четверной координации. Л.Дэвидсон (Davidson, 1972) проанализировал 11 амфиболитов из гранулитов западной Австралии и установил, что среди них имеются нормальные, паргаситовые и гастингситовые роговые обманки.

В табл.7 сравниваются химические составы амфиболов из пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма в районе Саль-

Т а б л и ц а 5

Оптические свойства амфиболов из кристаллических сланцев основного состава
Колвицкой зоны

Номер шлифа	N_g	N_p	$c N_g$	$2V$	F, %	Окраска
66-1	1.712	1.684	18	-68	63	Темно-зеленая
85-1	1.718	1.698	-	-	68	Буровато-зеленая
197-1	1.708	1.678	-	-	60	То же
222а	1.690	1.682	16	-84	45	" "
163-1	1.706	1.678	-	-	55	Буро-зеленая
198-1	1.696	1.666	20	-76	48	Зеленая
224	1.718	1.688	-	-	63	Желтовато-зеленая
1445-1	1.708	1.686	20	-86	58	Бледно-зеленая
163-1	1.704	1.680	-	-	55	То же

П р и м е ч а н и е . При определении F использовалась диаграмма Б.Г.Лутца (1964).

Т а б л и ц а 6

Состав амфиболов в условиях разных фаций метаморфизма
(Закруткин, 1971)

Амфиболы	y-Al шестерной координа- ции	z-Al четверной координа- ции	Si	Фация
Гастингситы	0,0-1,0	1,6-2,2	5,8-6,4	Гранулитовая
Роговые об- манки	0,0-1,0	1,2-1,6	6,4-7,0	Амфиболитовая
Амфиболы	0,8-1,5	0,8-1,3	6,7-7,2	Эпидот-амфибо- литовая
Тремолит-ак- тинолиты	0,0-0,5	0,0-0,8	До 8	Зеленосланцевая

ных тундр. В данном случае с увеличением степени метаморфизма в амфиболе растет магний и снижаются суммарное железо и алюминий. Эти результаты следует считать предварительными, поскольку для плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцев имеется лишь один анализ амфибола. Тем не менее в общем случае как литературные, так и наши данные свидетельствуют о различии состава амфиболов в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Учитывая показанное ранее замещение одних амфиболов другими, можно считать, что при смене условий метаморфизма амфиболы изменяют свой химический состав.

К л и н о п и р о к с е н. Как видно в табл.4, среднее содержание клинопироксена в сланцах составляет около 23% с колебаниями (без крайних значений) в пределах от 12 до 24%. По форме, размерам зерен, соотношению с другими породообразующими минералами и по составу клинопироксен подобен пироксену гранатовых плагиоклазитов, а также клинопироксену других разновидностей кристаллосланцев. Большой частью он образует изометричные ксеноморфные зерна, очень часто с неровными, как бы резорбированными краями, а местами имеет скелетные формы. Обладает очень слабым зеленоватым плеохроизмом и большей частью аномальным угасанием, причем нередко концентрически зональным. Обычно клинопироксен вместе с другими окрашенными минералами сгруппирован в полосы, где более или менее вытянутые индивиды имеют плоскостную ориентировку, близкую к направлению этих полос. Часто, но не всегда, минерал содержит включения плагиоклаза, реже граната. Иногда в нем отмечается сфен, замещенный лейкоксеном. Размеры зерен в среднем невелики - 1,0-1,5 мм. Ориентировочное содержание диопсидовой молекулы в пироксене показано в табл.8.

Т а б л и ц а 7

Сравнение химических составов амфиболов из пород амфиболитовой и гранулитовой фаций, вес.%

Фация метаморфизма	Породы	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Амфиболитовая	Гр-амфиболиты	5	42.14	1.22	13.32	3.53	12.02	0.12
Гранулитовая	Пл-ГР-КПИ-сланцы	1	43.80	2.40	11.90	2.00	9.40	Сл.

Фация метаморфизма	Породы	Кол-во анализов	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Σ
Амфиболитовая	Гр-амфиболиты	5	11.15	12.39	0.52	0.88	0.04	1.36	99.79
Гранулитовая	Пл-ГР-КПИ-сланцы	1	12.50	12.90	2.21	1.05	-	1.90	100.60

Т а б л и ц а 8

Оптические свойства клинопироксена в плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцах
(в Сальных тундрах номера образцов увеличиваются снизу вверх по разрезу).

Район	Номер образца	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$	c N_g	+2V	Содержание ДИ молекулы, %
Сальные тундры	552б	1.723	1.703	1.694	0.029	-	-	52
	552	1.721	1.702	1.693	0.028	-	-	55
	551н	1.721	1.700	1.692	0.029	-	-	60
	550л	1.720	1.702	1.692	0.028	44-46	57	55
	550к	1.721	1.701	1.693	0.028	-	-	58
	550б	1.727	1.707	1.700	0.030	42	58	50
Колвицкая зона	192	1.712	-	1.681	-	-	-	77
	224	1.712	-	1.682	-	-	-	77
	222а	1.717	-	1.683	-	-	-	73
	197-1	1.717	-	1.686	-	-	-	72

Как видно в таблице, в Колвицкой зоне клинопироксен более магнезиален, чем в Сальных тундрах, но морфологически он ничем не отличается от клинопироксенов этих пород остальной части гранулитового пояса.

Г р а н а т. Преимущественно изометричные, часто идиоморфные зерна граната рассеяны в породе или сгруппированы в полосы вместе с другими темноцветными минералами. Колебания в содержании граната наименьшие по сравнению с другими минералами и находятся в пределах 25–30%. Зерна большей частью имеют размеры 1–2 мм с частыми колебаниями в ту и другую сторону, но обычно не превышают 4–5 мм. Гранаты, как правило, включают в себя реликты зерен остальных породообразующих минералов, нередко имеющих округлую или овальную форму. Биотит, апатит и рудные также часто включены в гранат. Изредка в нем заключены идиоморфные зерна кварца, тогда как в основной массе породы кварц ксеноморфный и ленточный. Имеются включения кварца в гранате и тогда, когда в самой породе кварца нет. По-видимому, это свидетельствует о том, что до образования граната в породе был свободный кварц. Не исключено, однако, что кварц образовался во время роста граната, заместившего темноцветные минералы, за счет разницы в содержании кремнезема между ними и гранатом, которая достигает 10% и более. Крупные зерна граната часто обтекаются ленточным кварцем. Иногда они расположены в полосах милонита, но сами остаются не деформированными и местами обтекаются раздробленным материалом, а часто как бы окрашены в него: т.е. гранат образовывался как до, так и после существенных деформаций пород, замещающая тонкозернистую массу. И лишь в окварцованных разновидностях гранат бывает окружен венчиками из мелких зерен клинопироксена и зеленого амфибола. Таким образом, в плагиоклаз–гранат–клинопироксеновых сланцах гранит представляет собой наиболее поздний метаморфический минерал в ряду остальных породообразующих минералов. Иногда в нем по двум направлениям трещин отдельности, параллельным граням гексагонального сечения, имеются осветленные полосы, но присутствия других минералов в этих трещинах обнаружить не удалось. В других разновидностях основных кристаллосланцев отмечаются иногда зерна гранатов размером до 1–3 см, а в единичных случаях встречаются сгруппированные в полосы кристаллы, достигающие 5–6 см в поперечнике. Края крупных зерен в отличие от мелких часто бывают изрезанными, зубчатыми, бухтообразными и т.п., т.е. как бы резорбированными.

П л а г и о к л а з. В описываемых породах он относительно мелкий, изометричный, ксеноморфный и очень часто в нем не выражена двойниковая структура. В таких зернах угасание чаще всего аномальное: облачное, зональное, а иногда мозаичное. Все это делает плагиоклаз похожим на кварц. В действительности же полисинтетическое двойникование в таких плагиоклазах развито так же широко, как и в плагиоклазах магматических пород, но здесь оно обладает некоторыми особенностями. Дело в том, что плоскость (001),

по которой чаще всего сдвойникованы плагиоклазы, обычно ориентирована субпараллельно плоскостям гнейсоватости гранулитов (гл. II, разд.3-5). Соответственно сколы, параллельные этим плоскостям, плохо выявляют двойниковую структуру. Кроме того, и это наиболее характерно, один, два, а то и все три угла между одноименными осями оптических индикатрис двух соседних индивидов двойника часто не превышают 10° , поэтому двойниковая структура проявляется в агрегате только в очень небольшом диапазоне углов поворота. В качестве примера ниже приводится табл.9 замеров указанных углов в минералах одного шлифа. Из восьми замеров лишь в одном случае углы оказались больше 30° и в одном случае — до 30° . Остальные углы между всеми одноименными осями либо между двумя парами из них не превышают 10° . По-видимому, это является спецификой строения метаморфических плагиоклазов, возникающих в условиях стрессовых напряжений, поскольку такое двойникование распространено повсеместно и во всех типах кристаллосланцев. Часто границы между зернами расплывчатые: одни из них как бы включают в себя другие, более мелкие. Иногда такое строение имеют целые агрегаты. Формы зерен очень разнообразны: от изометричных до вытянутых или заливообразных. Часто плагиоклаз заполняет промежутки между меланократовыми минералами.

Иногда в плагиоклазовых зернах, окружающих крупные гранаты, плагиоклаз в зоне контакта с гранатом угасает аномально, тогда как на удалении от этой границы он имеет нормальное угасание. Возможно, это связано с деформацией прилегающих участков плагиоклаза во время роста граната или же это отражение общих напряжений в породе, когда на границе двух механически различных сред деформация вещества проявляется сильнее, чем в окружающей однородной среде. Иногда зерна как бы замутнены множеством субмикроскопических непрозрачных включений, местами округлых, имеющих вид пузырьков. Встречаются зерна, в среднюю часть которых как бы затекает плагиоклазовая масса других зерен. В скрещенных николях такие зерна имеют плавающие контуры. Кроме этой разновидности в породе присутствует более крупнозернистый, прозрачный, четко сдвойникованный плагиоклаз, который, по-видимому, следует относить ко второй генерации. Специально этот вопрос нами не изучался. Состав плагиоклазов не постоянный и колеблется от AN_{30} до AN_{45} . В породах Колвицкой зоны плагиоклаз имеет близкий состав (табл.10).

К в а р ц. В главной массе породы не встречается. Лишь в отдельных образцах присутствуют ленточные агрегаты из относительно крупных зерен или отдельные крупные зерна. Ленточный кварц, как правило, более поздний, чем даже гранат, который, как отмечено, обтекается такими лентами. С другой стороны, разница во времени при формировании минерального состава всей породы и ленточного кварца, по-видимому, невелика, поскольку, во-первых, никаких признаков, указывающих на более позднее окварцевание породы, нет и, во-вторых, образование крупнозернистых агрегатов и

Т а б л и ц а 9

Углы между одноименными осями оптической индикатрисы
в двойниках плагиоклазов, град

Номер замера	Углы между осями			Диапазон проявления двойника
	$N_{p_1} - N_{p_2}$	$N_{m_1} - N_{m_2}$	$N_{g_1} - N_{g_2}$	
1	20-30	20-30	5-10	8
2	8-10	8	8-10	
3	3-6	3-5	23	
4	26	Не про- явл.	Не про- явл.	5-6
5	5-10	9	5-10	
6	9	9	Не про- явл.	
7	Не про- явл.	10	10	
8	35	?	40	

Т а б л и ц а 10

Оптические свойства плагиоклазов из плагиоклаз-
гранат-клинопироксеновых сланцев Колвицкой зоны

Номер шлифа	N_g	N_p	Содержание АН молекулы, %
192	1,556	1,547	40
222в	1,558	1,550	42
224	1,562	1,553	50
197-1	1,555	1,547	40
198-1	1,553	1,546	35

зерен кварца не сопровождается никаким воздействием на соседние минералы, что, по-видимому, возможно лишь при достаточно высоких температурах самих пород. Следовательно, наиболее вероятным временем образования этого кварца можно считать позднюю стадию гранулитового метаморфизма.

В Колвицкой зоне и в районе хр. Сариселян-тунтури кристаллосланцы среднего и основного состава чаще содержат кварц, чем в Сальных тундрах, причем здесь он представлен двумя типами, отличающимися морфологически: отмеченными выше лентами и крупными вытянутыми зернами размером до 3-5 мм и мелкими, ксеноморфными, иногда резорбированными зернами, с аномальным угасанием, входящими в состав основной массы породы и имеющими размеры преимущественно 0,1-0,3 мм. Обе эти модификации типичны главным образом для кислых гранулитов, где они и будут дополнительно охарактеризованы позднее.

С к а п о л и т. Встречается в породах редко, в виде мелких изометричных зерен, иногда образующих скопления. Контуры зерен обычно резкие, четкие. Скопления их иногда вытянуты в микроленты. Скаполит всегда ассоциирует с плагиоклазом; часто он расположен по краям плагиоклазовых зерен, но постепенных переходов между этими минералами не наблюдалось.

С ф е н и р у т и л. Образуют единичные мелкие зерна, часто почти нацело замещенные лейкоксеном, но встречаются и обратные соотношения, когда рудный минерал обрастается сфеном. Изредка количество сфена в породе увеличивается и тогда он, как все темноцветные минералы, образует цепочки зерен, вытянутые по полосчатости породы. Размеры зерен обычно не превышают десятых долей миллиметра. Рутил встречается как вместе со сфеном, так и отдельно от него. Отмечено несколько случаев, когда зерна с оптическими признаками рутила имеют плеохроизм, типичный для сфена.

А п а т и т, р у д н ы е м и н е р а л ы, б и о т и т и э п и д о т встречаются в плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцах в виде мелких рассеянных зерен. То же можно сказать о скаполите, сфене и кварце. Рудные минералы представлены преимущественно сульфидами (пирротин, пирит, халькопирит, пентландит) и меньше магнетитом. Они образуют мелкие рассеянные зерна размером от долей до единиц миллиметров. Таким образом, главными породообразующими минералами, слагающими описываемые сланцы на 93-95%, служат: плагиоклаз, гранат и клинопироксен. Роговая обманка составляет 2-4%.

Плагиоклаз-гиперстеновые кристаллосланцы. В Сальных тундрах зона плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцев выше по разрезу сменяется зоной плагиоклаз-гиперстеновых сланцев. По простиранию она протягивается от района правобережья р. Коньей до юго-восточной оконечности Сальных тундр, т.е. на расстояние около 15 км. В Туадаш-тундрах в разрезе присутствует четыре зоны плагиоклаз-гиперстеновых сланцев мощностью от 210 до 570 м (рис. 2). По простиранию они не прослежены, но к юго-востоку продолжают не далее долины р. Коньей, так как в Сальных тундрах присутствует лишь одна такая зона и кроме нее выше по разрезу отмечаются только отдельные полосы и ленты. По профилю опорного разреза мощность зоны составляет 360 м. Внутреннее строение ее

описано ранее, поэтому далее характеризуются собственно плагиоклаз-гиперстеновые сланцы. Переход к ним от подстилающих плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцев происходит постепенно. Вначале в породе появляется небольшое количество ортопироксена или в отдельных слоях клинопироксеновых сланцев обнаруживается гиперстен. Затем количество его увеличивается и в типичных плагиоклаз-гиперстеновых сланцах он преобладает над клинопироксеном. В то же время, как и в вышеописанных породах, минеральный состав этих сланцев существенно меняется от „слоя“ к „слою“ и по простиранию. Это хорошо видно в табл. 11. Отличительными чертами этих сланцев служит отсутствие в общем случае граната и кварца, обогащение их плагиоклазом, что делает породы лейкократовыми, и преобладание ортопироксена над клинопироксеном. Это существенно упрощает минеральный состав плагиоклаз-гиперстеновых сланцев по сравнению с ранее описанными породами. Среди данных сланцев нередки разновидности, близкие к двупироксеновым сланцам, а также к плагиоклазитам. От последних они отличаются отсутствием граната и более отчетливо выраженной гнейсовой текстурой, но, как отмечалось ранее, принципиальной разницы между этими породами нет и они нередко постепенно переходят друг в друга. Правда, в плагиоклазитах в этом случае часто также не бывает граната.

П л а г и о к л а з. В плагиоклаз-гиперстеновых сланцах отличается от плагиоклаза плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцев только более основным составом, который колеблется от лабрадора до битовнита. Во всем остальном эти минералы тождественны, поэтому далее мы остановимся на пироксенах.

Г и п е р с т е н. Большею частью образует удлиненные зерна размером 1-2 мм, но иногда представлен вытянутыми кристаллами размером до 5-8 мм. В целом же для него характерна весьма неравномерная зернистость. Основная масса зерен образует полосы совместно с другими окрашенными минералами и ориентирована вдоль этих полос. Нередко большинство гиперстенов в шлифе вытянуты по первой кристаллографической оси, так что направление [001] в кристаллах располагается косо или нормально к удлинению зерна. Иногда гиперстены имеют линзовидную или сигарообразную форму и окружены мелко раздробленным материалом, что, возможно, указывает на микробудинирование зерен. Об этом говорят и крупные, вытянутые, ясно деформированные кристаллы с резко аномальным угасанием. Крупные и средние зерна, как правило, ксеноморфны, но с уменьшением размеров идиоморфизм гиперстена возрастает и в субмикроскопических зернах иногда появляются две-три грани призмы. Однако полностью идиоморфные зерна не отмечались. В отдельных случаях крупные гиперстены окаймлены венцами субмикроскопических зерен того же минерала, но обычно не сплошными, а прерывистыми или образующими полосы по одному краю зерна.

В коллихитских сланцах на стыке гиперстенов и плагиоклазов нередко присутствуют полосы из зерен граната. В зонах наложенного метаморфизма по гиперстену развит куммингтонит.

Т а б л и ц а 11

Количественно-минеральный состав плагиоклаз-гиперстеновых сланцев
Сальных тундр (номера образцов увеличиваются снизу вверх по разрезу), об. %

Номер образца	Пл	ОПИ	КПИ	БРО	СК	КВ	СФ	БИ	ГР	Рудные
601к	65.1	13.0	14.2	4.7	0	0.5	-	-	-	1.8
601е	88.3	6.6	3.4	Ед.з.	-	-	-	Ед.з.	-	1.7
553п	93.4	3.4	2.2	0.8	-	-	-	-	-	0.1
553е	52.5	25.9	14.7	6.2	-	-	Ед.з.	0.2	-	0.5
552-34	68.2	29.0	2.8	-	-	-	-	Ед.з.	Ед.з.	-
552-31	72.0	10.6	12.8	0.6	-	-	Ед.з.	"	-	-
552-1	62.9	12.7	21.5	2.5	0.3	-	-	"	-	-
Среднее содер- жание	71.8	14.5	10.2	2.1	0.04	0.07	Ед.з.	"	Ед.з.	0.6

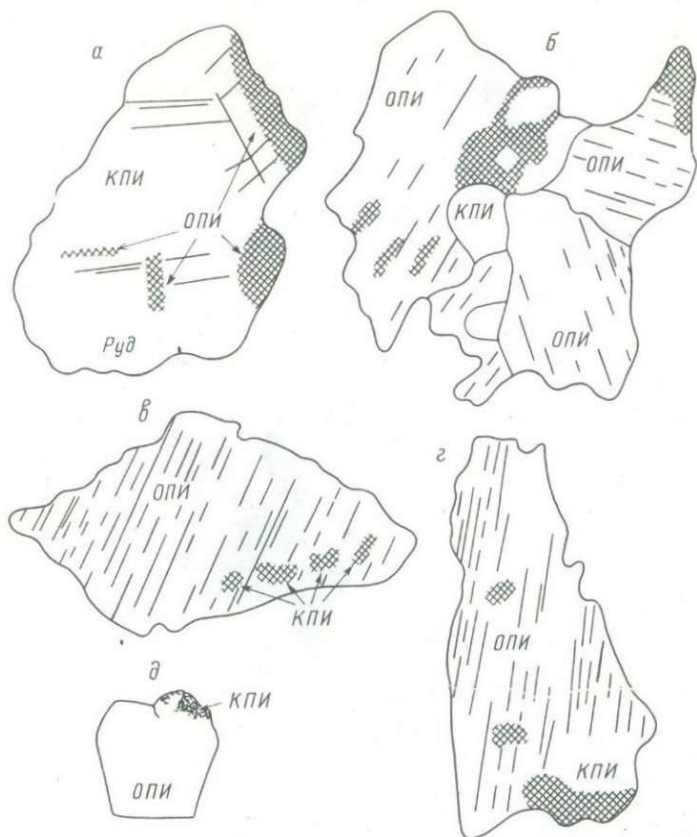


Рис.17. Соотношения между клино- и ортопироксенами в плагиоклаз-гиперстеновых сланцах.

Номера шлифов: а - 552у, б - 551р, в - 552-2, г - 552/3, д - 551о.

Взаимоотношения гиперстена с другими породообразующими минералами неоднозначны. С одной стороны, имеются примеры, где в пределах одного зерна клинопироксен замещается с краев гиперстеном (рис.17). Но встречаются и обратные соотношения (рис.18). То есть так же как и в случае с клинопироксеном и роговой обманкой, замещения пироксенов, по-видимому, близки к равновесным, но наиболее важным здесь представляется несомненный переход одного минерала в другой. Принимая во внимание отсутствие ортопироксена в подстилающих сланцах, появление гиперстена внизу зоны плагиоклаз-гиперстеновых сланцев и увеличение затем его количества снизу вверх по разрезу (табл.11), можно предполагать, что преобладающим направлением реакции было замещение клинопирок-

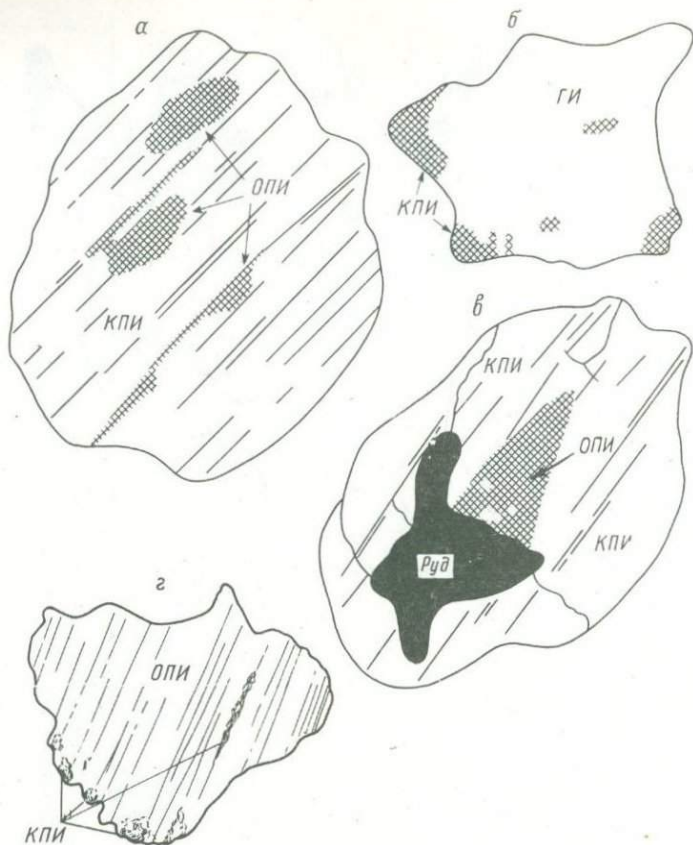


Рис 18. Соотношения между орто- и клинопироксенами в плагиоклаз-гиперстеновых кристаллосланцах.

Номера шлифов: а - 552у, б - 552-1, в - 552у, г - 552-39.

сена гиперстеном. В нем нередко присутствуют также округлые, как бы реликтовые зерна несдвойникового плагиоклаза, что также может указывать на относительно позднее время образования гиперстена.

Соотношения этого минерала с бурой роговой обманкой аналогичны таковым в плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцах, т.е. имеются как прямые, так и обратные замещения. В составе гиперстена по данным химических анализов содержание ферросилита колеблется примерно от 25 до 34%.

Клинопироксен. Размеры и морфология этого минерала мало отличаются от размеров и морфологии клинопироксенов в плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцах. Взаимоотношения

Т а б л и ц а 12

Оптические свойства клинопироксена в плагиоклаз-гиперстеновых сланцах Сальных тундр (номера образцов увеличиваются снизу вверх по разрезу)

Номер образца	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$	Содержание ДИ молекулы, %
553в	1.718	1.696	1.689	0.029	72
	1.719	1.696	1.690	0.029	70
552-31	1.724	1.703	1.696	0.028	53
	1.721	1.700	1.693	0.028	61
552-1	1.720	1.698	1.692	0.028	65
	1.721	1.700	1.693	0.028	61

его с гиперстеном и другими минералами описаны выше, поэтому здесь приводятся только оптические свойства клинопироксена, согласно которым он относится к диопсид-геденбергиту с содержанием диопсидовой составляющей 60-65% (табл.12). То есть клинопироксен здесь несколько более магнезиальный, чем в нижележащих сланцах, и содержание диопсида в нем растет снизу вверх по разрезу.

С к а п о л и т в плагиоклаз-гиперстеновых сланцах образует отдельные изометричные зерна различных размеров, но чаще 0.1 мм. В шлифе рассеян или образует небольшие гнезда и полосы вместе с темноцветными минералами. Иногда присутствует в составе каемок вокруг крупных гиперстенов, но, как правило, связан с плагиоклазом, образуя с ним реакционные каемки. Зерна имеют свежий облик и в отличие от остальных породообразующих минералов всегда угасают нормально. Иногда содержат небольшое количество непрозрачных микровключений. Местами микрополоски из зерен скаполита приспособлены к промежуткам между зернами плагиоклаза. Таким образом, морфологические признаки указывают, по-видимому, на то, что скаполит развивается по плагиоклазу, однако, как и в случае с кварцем, скаполит скорее позднеметаморфический минерал, чем наложенный.

Г р а н а т, как отмечалось, не характерен, но иногда присутствует в виде единичных зерен и в отличие от подстилающих пород образует мелкие рассеянные и часто идиоморфные кристаллы. В гранат бывают включены округлые, очень мелкие зерна плагиоклаза, клинопироксена и амфибола.

С ф е н . Встречается только в виде мелких, единичных, рассеянных зерен, размером 0.1–0.2 мм. Обычно без продуктов замещения.

Изредка в породе присутствует эпидот, также образующий мелкие зерна, иногда небольшие гнезда почковидных кристаллов, менее крупных, чем зерна основной массы. Отмечались единичные иголки рутила.

Двупироксеновые кристаллосланцы. Это наиболее распространенная в районе разновидность гранулитов. Зона этих сланцев занимает преимущественно северную половину полосы гранулитов в Сальных и Туадаш-гундрах. На северо-западе района в составе этой зоны присутствуют относительно большие массы плагиоклаз-гиперстеновых и плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцев, а также кислых гранулитов и плагиоклазитов, причем по объему эти разновидности иногда превосходят объем двупироксеновых сланцев. Соответственно зона их здесь выделяется условно. Скорее, это чередование гранулитов преимущественно среднего и основного состава. В Сальных тундрах в северной части преобладают двупироксеновые сланцы, а остальные разновидности занимают подчиненное положение, поэтому часть разреза от плагиоклаз-гиперстеновых сланцев внизу до гранатовых плагиоклазитов вверх (рис.2, разрез по III–II) может рассматриваться как зона двупироксеновых кристаллосланцев. Мощности ее по этому профилю составляет 1500 м. Состав толщи довольно пестрый, но кварц-гранат-полевошпатовые кристаллосланцы развиты здесь очень незначительно. Зона этих сланцев присутствует только вблизи северной границы гранулитовой полосы, на участке, расположенном между горой Застейд-II и юго-восточным окончанием Сальных тундр (рис.2). Внутреннее строение зоны по форме аналогично строению зон, описанных ранее.

Минеральный состав двупироксеновых кристаллосланцев приведен в табл.13. Здесь наряду с двупироксеновыми разновидностями характерно сочетание двух пироксенов с гранатом и кварцем, который, правда, содержится в небольшом количестве. Морфология, размеры, состав и взаимоотношения друг с другом порообразующих минералов двупироксеновых сланцев аналогичны таковым в плагиоклаз-гиперстеновых сланцах. При этом, как отмечалось ранее, не существует резких границ между всеми без исключения разновидностями кристаллосланцев. Например, в зоне перехода от плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых к плагиоклаз-гиперстеновым сланцам есть типичные двупироксеновые разновидности. Лейкократовые, обедненные гранатом, двупироксеновые кристаллосланцы макроскопически неотличимы от плагиоклаз-гиперстеновых. Лейкократовые плагиоклаз-гиперстеновые сланцы имеют постепенные взаимопереходы с плагиоклазитами, плагиоклаз-гранат-клинопироксеновые сланцы — с гранатовыми плагиоклазитами и т.д.

Оптические свойства клинопироксена и плагиоклаза из двупироксеновых сланцев Колвишской зоны приведены в табл.14 и 15.

Как видно из таблиц, клинопироксен этих сланцев заметно более магнезиален, а плагиоклаз более основной, чем в плагиоклаз-гранат-

Т а б л и ц а 13

Количественно-минеральный состав двупироксеновых кристаллосланцев
(номера образцов увеличиваются снизу вверх по разрезу), об.%

Номер образца	Пл	ГР	КПИ	ОПИ	БРО	КВ	СК	СФ	БИ	АП	Рудные
601м	33.8	17.5	22.2	3.6	14.4	0.7	4.2	Ед.з.	-	Ед.з.	3.6
601л	56.0	14.9	18.0	1.0	1.2	6.0	2.6	-	-	-	0.5
601е	53.1	0.2	21.2	11.1	7.0	1.3	-	-	Ед.з.	Ед.з.	1.2
601д	45.7	19.1	24.3	10.4	0.5	Ед.з.	-	-	-	-	Ед.з.
601	41.5	33.5	19.8	1.5	1.1	1.2	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	0.3
553д	53.6	10.6	6.0	26.1	0.6	2.5	-	-	0.4	"	0.1
553б	50.2	10.6	3.1	12.7	5.4	-	9.4	Ед.з.	Ед.з.	"	0.5
552-45	55.3	22.3	10.9	5.2	-	2.9	1.1	"	"	-	0.1
553м	32.2	15.3	19.1	1.9	24.2	-	6.0	-	-	-	1.3
Среднее содержание	46.8	16.0	16.0	8.2	6.0	1.6	2.7	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	0.8

Т а б л и ц а 14

Оптические свойства клинопироксенов из двупироксеновых сланцев Колвицкой зоны

Номер шлифа	N_g	N_p	Содержание ДИ молекулы, %
152-2	1.708	1.678	81
183	1.712	1.680	78
204-1	1.708	1.676	80

Т а б л и ц а 15

Оптические свойства плагиоклазов из двупироксеновых сланцев Колвицкой зоны

Номер шлифа	N_g	N_p	Содержание АН молекулы, %
204-1	1.558	1.552	44
210	1.565	1.555	52

клинопироксеновых сланцах той же зоны. Это является типичным для всех участков гранулитового пояса: с переходом от клинопироксеновых ассоциаций к гиперстеновым растут магнезиальность и основность пород и минералов. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в гл. IV.

Кварц-гранат-полевошпатовые кристаллосланцы (кислые гранулиты). Эти породы наиболее легко определяются в полевых условиях, поэтому границы их распространения достаточно достоверны. Самая крупная толща кварц-гранат-полевошпатовых сланцев, мощностью до нескольких километров, протягивается вдоль северного берега р. Явр от государственной границы до Нот-озера. В этом направлении толща уменьшается в мощности и делится на два менее мощных горизонта. В Туадаш-тундрах в разрезе гранулитовой серии присутствует несколько полос описываемых сланцев, наибольшая из которых имеет мощность около 1000 м. В направлении к юго-востоку все кислые гранулиты быстро выклиниваются и в Сальных тундрах они образуют лишь тонкие ленты и полосы во всем разрезе мощностью до 10-15 м и длиной в десятки и сотни метров.

Исключение составляет небольшая линзовидная толща, расположенная в 2 км к югу от горы Застейд-II. Мощность ее в раздуже 150 м, длина обнаженной части 6,5-7,0 км. Относительно мощные

полосы кислых гранулитов включают в себя отдельные ленты и линзы средних и основных гранулитов, но в целом состав их менее пестрый, чем состав толщи остальных кристаллосланцев. На долю собственно кислых гранулитов в них приходится примерно 70–80% объема пород и только 20–30% заняты преимущественно плагиоклаз-гранат-клинопироксеновыми и двупироксеновыми кристаллосланцами. При этом, как и в других зонах, здесь существуют все промежуточные разновидности между кислыми и средними гранулитами и сами кислые гранулиты имеют крайне невыдержанный минеральный состав. Для них характерно широкое разнообразие структур и текстур — от тонкомикрочернистых полосчатых до гигантозернистых такситоподобных с размерами гранатов и полевых шпатов до 5–6 см, а иногда и более крупными. В силу того что кислые гранулиты залегают в различных частях разреза гранулитовой серии и в окружении разных по составу пород, для характеристики их отобрана группа тел, расположенных в опорном разрезе Сальных тундр последовательно одно над другим в направлении от нижней границы гранулитовой полосы до ее средней части (рис. 2, разрез III–III). Как видно из табл. 16 (см. „Сальные тундры”), кислые гранулиты в этом направлении обедняются плагиоклазом и обогащаются гранатом. В конце этого ряда в них появляется гиперстен и породы приобретают состав, близкий к чарнокитам. Слои и линзы кислых гранулитов нижней части разреза расположены в зоне плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцев, гранулиты верхней части — в зоне плагиоклаз-гиперстеновых и двупироксеновых сланцев (рис. 14).

Безгранатовые кислые гранулиты встречены в единичных случаях. Иногда исчезновение граната связано с милонитизацией, в результате чего порода становится тонко-, линейно-полосчатой, но чаще имеет обычную (среднюю) зернистость и тогда внешне очень похожа на лейкократовый плагиоклаз-гиперстеновый сланец.

Все сказанное свидетельствует о том, что на минеральный состав описываемых сланцев определенным образом влияют вмещающие породы, при условии, что в объемном отношении они резко преобладают над кислыми гранулитами.

Главными породообразующими минералами кварц-гранат-полевошпатовых сланцев служат: полевые шпаты, кварц и гранат. Иногда они содержат силлиманит. Почти всегда, хотя и в небольших количествах, присутствуют магнетит и реже пирротин, пирит и халькопирит. Для Колвицкой зоны кроме этих минералов характерен также биотит.

Полевые шпаты представлены плагиоклазом и щелочным полевым шпатом. В отдельных образцах присутствует микроклин, но, как правило, щелочной полевой шпат не сдвойникован. В основной массе породы полевые шпаты образуют мелкие, изометричные зерна, часто с аномальным угасанием. Двойники в плагиоклазах большей частью не проявляются. Нередко в породах присутствует антипертит.

Таблица 16

Количественно-минеральный состав кварц-гранат-полевошпатовых кристаллосланцев
(номера образцов из Сальных тундр увеличиваются снизу вверх по разрезу), об. %

Участок	Номер образца	Вмещающие породы	ПШП	КВ	ГР	КПИ	ОПИ	БРО	СИЛ	Антипертит	СФ	АП	БИ	ЭП	Рудные	КОРД
Сальные тундры	553а	Двупироксеновые сланцы	18,8	26,4	49,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,1	-
	552-37	ПЛ-ГИ	34,3	31,4	25,3	Ед.з.	4,6	-	-	-	-	-	0,4	-	1,4	2,5
	552-32	сланцы	18,4	44,1	27,6	"	4,4	-	-	2,1	-	-	1,0	-	1,4	0,8
	552-30		33,2	31,8	30,0	0,7	3,9	Ед.з.	-	-	Ед.з.	-	-	-	0,4	Ед.з.
	552-5		50,5	47,2	1,5	-	-	0,8	-	-	"	Ед.з.	-	-	Ед.з.	-
	551о	ПЛ-ГР-КПИ	54,4	22,4	15,4	7,8	-	-	-	-	-	"	-	-	"	-
	551М	сланцы	69,7	15,8	2,9	-	-	-	1,4	-	Ед.з.	"	8,2	-	2,0	-
	550М		58,0	-	-	-	-	-	-	-	42,0	-	-	-	-	-
	550к		66,8	30,6	2,6	-	-	-	-	-	-	Ед.з.	-	Ед.з.	-	-
550в		44,5	30,1	13,7	9,2	-	-	-	-	-	-	-	1,2	1,5	-	
Туадаш-тундры	573а	Двупироксеновые сланцы	45,4	47,2	Ед.з.	2,3	3,2	-	-	-	-	Ед.з.	1,3	-	0,6	-
	575ж		41,5	10,6	33,0	-	-	-	14,0	-	0,2	-	0,4	-	0,3	-
Среднее содержание			44,6	28,1	16,8	1,7	1,4	Ед.з.	1,3	3,7	Ед.з.	Ед.з.	0,9	0,1	1,1	0,3

К в а р ц . Образует две модификации: первую представляют мелкие изометричные зерна в составе основной массы породы; вторая выражена крупными свежими кристаллами, слагающими полосы, ленты и веретенообразные агрегаты. Ленточный кварц аналогичен тому, который описан ранее в породах среднего состава. Ленты его образуют полосчатость, которая в других породах выражена скоплениями темных и светлых минералов. Кварц часто „обтекает“ крупные гранаты и другие темноцветные минералы. Содержание его в породах колеблется в очень широких границах — от 10 до 50%. В остальном этот минерал не отличается от кварца, описанного в средних гранулитах.

Г р а н а т . Морфологически и по взаимоотношениям с другими минералами подобен гранатам, описанным ранее. В этих породах он также является наиболее поздним, за исключением ленточного кварца.

К л и н о п и р о к с е н и б у р а я р о г о в а я о б м а н к а занимают небольшое место. Они обычно образуют мелкие зерна, собранные в небольшие гнездообразные скопления или полосы, ориентированные так же, как и кварцевые ленты.

Г и п е р с т е н . Встречается в относительно маломощных полосах и линзах кислых гранулитов, залегающих в окружении гиперстенсодержащих средних и основных гранулитов. В отличие от гиперстена этих пород в кварц-гранат-полевошпатовых сланцах гиперстен мелкий, изометричный, образует разрозненные зерна, часто не ориентированные по гнейсоватости; но более крупные, вытянутые индивиды обычно субпараллельны полосчатости. Иногда вместе с гиперстеном в породе присутствуют силлиманит и микроантипертит.

С и л л и м а н и т образует отдельные мелкие вытянутые зерна или группы зерен, иногда дающие сростания типа полисинтетических двойников. В виде мелких округлых включений встречается в гранате. Иногда образует мелкокристаллические агрегаты, окружающие кристаллы граната.

С ф е н и а п а т и т отмечены только как единичные, очень мелкие (доли миллиметра) зерна. Биотит большей частью вторичный, замещает темноцветные минералы.

Кислые гранулиты содержат **ц и р к о н** в количестве от единиц зерен до 300 г/т. Большинство зерен, имея округлую форму, составляет 55–80% от общего количества цирконов породы, субидiomорфные зерна — 20–45%. Идиоморфные зерна присутствуют в незначительном количестве (рис. 19). Линейные размеры их составляют в среднем 0,11 мм по длине и 0,07 мм по толщине. Указанные морфологические особенности цирконов использовались для реконструкции протосостава кислых гранулитов и глиноземистых гнейсов (В.М. Шемякин, 1976 г.).

Промежуточные по составу породы. Как уже отмечалось ранее, среди основных, средних и кислых гранулитов существуют породы промежуточного состава, соединяющие эти главные разновидности в непрерывный петрохимический ряд от основных до кислых. В

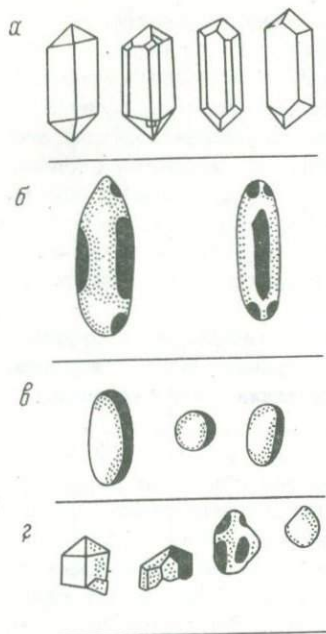


Рис.19. Формы зерен циркона.

а - идиоморфная; б - субидиоморфная;
в - округлённая; г - осколки.

разреже эти разновидности никак не выделяются и присутствие их выражается в обогащении той или иной породы минералами, переводящими ее в другую разновидность. При этом промежуточные породы существуют как между петрографически соседними группами, например средними и кислыми гранулитами, так и между контрастными образованиями - основными и кислыми. Никаких индивидуальных черт в структурах, текстурах и морфологии минералов промежуточные породы не имеют; отличия заключаются только в количественно-минеральном составе. В табл.17 приведено несколько примеров таких образований. Кроме них имеются разновидности, которые не охватываются и промежуточными состава-

ми: например, кислый гранулит, обогащенный ленточным кварцем до 60%; плаггиоклаз-клинопироксеновый сланец, содержащий вместо граната зеленую шпинель; гиперстенсодержащие кислые гранулиты и т.д. По-видимому, крайними членами таких отклонений являются некоторые мономинеральные породы. Примером их может служить кварцевая линза на юго-западном борту долины р.Алдой мощностью около 30 м. Длина ее более 150 м. Все тела залегают согласно с вмещающими гранулитами и имеют с ними постепенные взаимопереходы. Вообще породы „не стандартного“ минерального состава, как уже говорилось, развиты почти так же широко, как и породы, отнесенные к определенным группам, при этом и сами группы, как видно из таблиц, объединяют гранулиты с довольно широкими колебаниями в минеральном составе.

Все это определяет значительную условность любых подразделений гранулитов по минеральному составу и наряду с другими данными исключает возможность их стратификации.

Отдельного упоминания заслуживает графит. Он нередко присутствует в кислых гранулитах, иногда совместно с силлиманитом, образуя гнезда или рассеянные в породе чешуйки. По данным Мурманской экспедиции в районе оз.Юмос в кислых гранулитах имеются скопления графита размером до 0,5 м. Одним из авторов на западном берегу оз. Юмос в толще интенсивно окварцованных и альбитизированных кислых и средних гранулитов наблюдались многочисленные проявления мелкочешуйчатого графита, как рассеянного, так

Т а б л и ц а 17

Количественно-минеральный состав гранулитов, не принадлежащих к определенным группам, об. %

Но- мер об- раза	Пл	ГР	КВ	ОПИ	КПИ	СК	БРО	СФ	АП	БИ	ШП	ЭП	Рудн.	Примечание
552-41	43.5	31.5	9.7	1.2	11.9	-	-	-	-	Ед.з.	-	-	1.7	Промежуточный между двупироксеновым и кислым гранулитами
601з	53.1	0.2	1.3	11.1	21.2	-	7.0	-	Ед.з.	"	-	-	1.2	Промежуточный между двупироксеновым и ПЛ-ГИ гранулитами
552-4	89.5	-	-	6.8	3.7	-	-	-	-	"	-	-	-	Промежуточный между ПЛ-ГИ сланцем и плагиоклазитом
552а	32.3	34.0	5.5	-	25.2	-	3.0	-	Ед.з.	-	-	-	Ед.з.	Промежуточный между ПЛ-ГР-КПИ и КВ-ГР-ПШП гранулитами
551к	30.6	23.9	12.0	-	31.9	-	Ед.з.	-	"	0.5	-	-	0.8	Промежуточный между КВ-ГР-ПШП и ПЛ-ГР-КПИ гранулитами
553-68	59.2	15.9	3.2	2.5	12.4	2.7	-	Ед.з.	"	0.5	-	-	2.4	Промежуточный между двупироксеновым и кислым гранулитами. Обогащен плагиоклазом
552д	22.8	10.5	60.2	-	0.5	-	6.0	-	"	Ед.з.	-	-	Ед.з.	Кислый гранулит, обогащенный кварцем
602м	56.3	0.3	-	-	31.5	5.8	-	-	-	-	6.0	-	-	Шпинелевый ПЛ-КПИ гранулит

и связанного с кварцевыми лентами и прожилками гранитного состава. В секущих прожилках наблюдалось обогащение графитом экзо-контактной части прожилка, имеющей ширину 0,5–1,0 см, которая также занимает секущее положение по отношению к полосчатости вмещающих гранулитов. Нередко графит переносится вместе с кремнеземом и образует в кварцевых жилах розетки размером до 1,0–1,5 см, сложенные крупными чешуйками минерала. Следовательно, графит безусловно обладает способностью к перемещению или может образовываться в процессе метаморфизма пород, а также во время их гранитизации и окварцевания. Соответственно без специального изучения природы этого минерала он не может служить индикатором первично-осадочного происхождения гранулитов.

Мраморы и кальцифиры. Небольшие тела мраморов и кальцифиров размещаются главным образом в амфиболитах обрамления, образуя линзовидные и неправильной формы стяжения мощностью от 2 см до 1,0–1,5 м. В Колвицкой зоне они известны также в кристаллосланцах основного состава, где представлены полосами и уплощенными линзами мощностью до 0,3 м.

Мраморы и кальцифиры – средне-, крупнозернистые породы сероватого, голубоватого и розового цвета. В кальцифирах отмечаются тонкополосчатые текстуры, образованные послойным размещением цветных минералов. В крупнозернистых разновидностях с небольшим содержанием цветных минералов широко развита массивная текстура. Для пород этой группы наиболее характерны гранобластовые, но нередки равномернозернистые или порфировидные структуры.

Главными породообразующими минералами являются кальцит и доломит, обычно с преобладанием доломита над кальцитом. К второстепенным минералам, количество которых значительно варьирует и порой превышает содержание карбонатов, относятся оливин, диопсид, флогопит, гранат, шпинель. Причем ассоциация карбонатов с клинопироксеном характерна для амфиболитов обрамления, в то время как в кальцифирах гранулитовой толщи широко развит парагенезис этих минералов с оливином. Незначительным распространением пользуются апатит, плагиоклаз и кварц.

К а л ь ц и т обычно образует крупные зерна с полисинтетическим двойниковым строением; зерна иногда округлые, но в большинстве случаев неправильной формы. В проходящем свете кальцит слегка буроват. Кроме этой модификации часто встречается тонкозернистый агрегат вторичного кальцита, который образует в породе тонкие секущие прожилки.

Д о л о м и т слагает округлые изометричные и овальные зерна. В некоторых случаях отмечается в виде диабластических прорастаний с кальцитом. Как правило, не одвойникован.

О л и в и н присутствует в виде округлых изометричных зерен, иногда с четко выраженной спайностью. Оптические константы: $N_g = 1.688 \div 1.692$, $N_p = 1.655 \div 1.658$, $2V = +88^\circ$ – соответствуют форстериту с содержанием фаялитовой молекулы 8–10%. Наиболее часто оливин замещается серпентином, который в виде пластинча-

тых и волокнистых агрегатов образует по нему полные псевдоморфозы. Серпентинизация оливина всегда сопровождается выделением пылевидной вкрапленности магнетита.

Диопсид образует неправильные по форме зерна, часто в виде крупных пойкилобластов. В проходящем свете бесцветен: $N_g = 1.700$, $N_p = 1.672$, что соответствует $F = 12 \pm 14\%$. Иногда по диопсиду развивается флогопит или почти бесцветный амфибол, образующий каемки или по мелким трещинкам проникающий внутрь зерен диопсида.

Шпинель в кальцифирах в виде изометричных и неправильных зерен тесно ассоциируется с оливином. Минерал имеет оттенки от почти бесцветного до зеленого. Оптические константы (1.730–1.742) указывают на существенно магнезиальный состав шпинели с содержанием герцининовой молекулы до 22%. Ко вторичным изменениям относится хлоритизация, развивающаяся по трещинкам и периферии зерен, реже – слабое оталькование.

Флогопит – бесцветный, слабо-желтоватый в проходящем свете, представлен двумя разновидностями: крупными таблицами с многочисленными включениями апатита, оливина, диопсида, шпинели, а также мелкими чешуйками, замещающими вышеперечисленные минералы. По оптическим данным ($N_g = 1.578$, $N_p = 1.544$) соответствует почти чисто магнезиальной разновидности.

Амфибол отмечается главным образом в ассоциации с диопсидом и развивается по периферии зерен последнего. Нередки также крупные пойкилобластические шестоватые выделения с округлыми включениями карбонатов. В шлифах окрашен преимущественно в синевато-зеленоватые цвета и плеохроирует по прямой схеме. Оптические данные: $2V = +70^\circ$, $cN_g = 24^\circ$, $N_g - N_p = 0.022$ – позволяют отнести амфибол к паргаситу.

Апатит в виде правильных гексагональных зерен голубоватого цвета равномерно рассеян в породе. В редких случаях отмечается призматическая спайность, не характерная для апатита вообще. Иногда образует удлиненные призматические кристаллы, замещенные по мелким трещинкам слюдоподобным агрегатом.

Плагиоклаз в составе кальцифиров отмечается спорадически и развивается вдоль сетки трещин в породе. Относится к альбиту ($N_g = 1.542$, $N_p = 1.534$) с содержанием 10% АН.

Магнетит в составе кальцифиров отмечается сравнительно редко и образует ксеноморфные зерна, часто отчетливо замещающие карбонаты. Нередко магнетитом замещаются оливин и флогопит.

Отмеченные особенности состава мраморов и кальцифиров показывают, что слагающие их минералы образуют ряд последовательно наложенных ассоциаций: диопсид-карбонатные и шпинель-форстерит-карбонатные парагенезисы замещаются амфиболовыми и флогопитовыми ассоциациями, которые в свою очередь уступают место серпентину, хлориту, вторичному карбонату и альбиту.

3. Плика тивные структуры

До 50-х годов почти все исследователи рассматривали гранулиты как первично-магматический комплекс, имеющий пластовую форму или форму батолита. Накопление данных о внутреннем строении гранулитовой серии привело к предположению о синклинальной структуре этого комплекса, впервые высказанному Л. Я. Харитоновым (1955 г., 1958). С этого времени гранулитовый пояс рассматривается как синклиниорий или группа блок-синклиниориев (К. Д. Беляев и В. Н. Соколова; Е. Д. Чалых; Беляев, 1971, 1974; Е. Г. Минина и др.). Это представление основано на двух главных факторах: 1) симметричности строения гранулитов в районах Сальных и Колвицких тундр и 2) изгиб к северу структуры Сальных тундр на юго-востоке и Колвицких тундр к востоку — на северо-западе (рис. 2 и 3). Эти изгибы рассматриваются как участки замыкания блок-синклиниориев.

Указанные структуры детально изучались авторами в обоих районах, и результаты этого изучения кратко сводятся к следующему.

Сальные и Туадаш-тундры

1. Горизонт гранатовых плагиоклазитов, который, согласно названным выше авторам, наиболее ясно выражает замок структуры на юго-востоке, по нашим данным, представлен двумя различными толщами: северной и южной. При этом на участке „замка“ северная толща плагиоклазитов находится в средней части разреза гранулитов. Южная же толща, так же как и подстилающие ее гранатовые амфиболиты, огибает гранулиты с востока, всюду оставаясь в основании гранулитовой серии, а затем выходит за пределы гранулитов, согласно вклиниваясь в биотит-амфиболовые гнейсы на 3 км к северу. Таким образом, смыкание этих толщ в „замке“ невозможно, поскольку они находятся на разных уровнях разреза (рис. 2).

2. При составлении геологической карты района за основу приняты: по Сальным тундрам — карта Е. Г. Мининой с соавторами и по Туадаш-тундрам — карта К. Д. Беляева и др. Согласно первым авторам, толща гранатовых плагиоклазитов на севере Сальных тундр протягивается к северо-западу до восточного борта долины р. Коньей и здесь после поворота к югу скрывается под четвертичными образованиями. Вторая группа авторов в Туадаш-тундрах толщу плагиоклазитов выделяет на юге гранулитовой серии. По простиранию к востоку она протягивается до западного борта долины р. Коньей, затем поворачивает к северу и также скрывается под наносами. В местах погружения под четвертичные породы обе толщи составляют как бы продолжение друг друга (рис. 2). Они имеют близкие элементы залегания, а разрыв между ними по простиранию не превышает 2 км. Резко различаются они только мощностью. По-видимому, здесь либо можно предположить очень редкое совпадение случайностей, создающих видимость единства обеих толщ, либо гранатовые плагио-

клизиты нельзя рассматривать в качестве маркирующей толщи для данного участка, поскольку по простиранию они переходят из северного крыла „синклинали“ в южное.

3. Детальное изучение структуры участка „замыкания“ показывает, что здесь вся полосчатость гранулитов, включая и биотит-амфиболовые гнейсы, ограничивающие гранулиты с севера и с юга, изогнута к северу; встречных изгибов не отмечено ни в одном случае. Ранее это было ясно показано Д. В. Полферовым и затем Н. В. Рязиным.

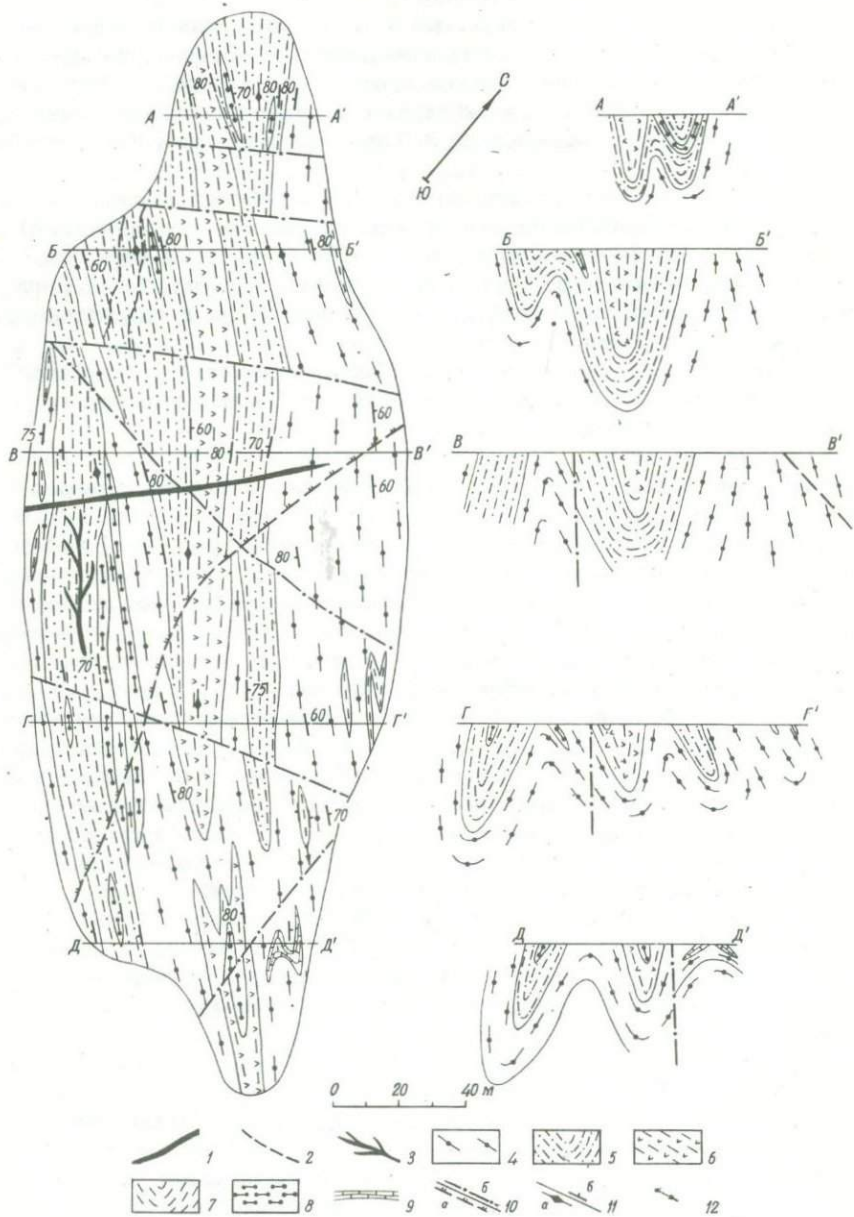
4. Данные структурного дешифрирования аэрофотоснимков в сочетании с наземными геологическими наблюдениями (Федоров, 1974) показали, что на участке истока р. Алдой (т.е. там, где предполагается замок синклинали) происходит „утыкание“ центральных толщ гранулитов в изогнутые к северу южные толщи (т.е. в гранатые плагиоклазиты и амфиболиты - Л. В.).

5. На всей остальной территории района гранулиты и их гнейсоватость простираются по направлению $330-340^{\circ}$ и погружаются к северо-востоку под средними углами.

Нам представляется, что изгиб всех пород к северу возник при формировании западного крыла небольшой наложенной антиклинальной складки с осью, проходящей через Нявк-озеро в субмеридиональном направлении (рис. 2). Косвенно об этом может говорить также сплошная милонитизация всех изогнутых к северу толщ гранулитов. Восточное крыло Нявкозерской антиклинали прослеживается на территории западного окончания горного массива Нявка-тундры и имеет здесь весьма сложное строение из-за наличия многочисленных мелких, главным образом продольных складок.

Второй фактор - симметрия строения гранулитовой серии на этом участке - состоит в том, что в разрезе по линии гор Вуим-Застейд-1 гранулиты обрамляются гранатовыми амфиболитами и плагиоклазитами. Плагиоклазиты, как мы только что видели, нельзя считать бесспорным маркирующим горизонтом, а гранатые амфиболиты обрамления присутствуют во многих местах на протяжении всего гранулитового пояса, независимо от его внутреннего строения, состава пород и ширины выходов гранулитовой полосы. По-видимому, это скорее указывает на специфику метаморфизма пород, чем на стратиграфическую закономерность. Во всей же основной части разреза гранулитов, как видно из предыдущего описания, карт и разрезов, симметрии нет.

Таким образом, региональные особенности строения гранулитовой серии в районе Сальных и Туадаш-тундр не дают достаточных оснований к тому, чтобы рассматривать этот район как синклинальную структуру, если не учитывать известного предположения о том, что северо-восточное крыло ее опрокинута к юго-западу. Следовательно, нельзя исключить возможности того, что гранулиты образуют здесь в целом моноклинальную толщу, входящую в состав северо-восточного крыла Кандалакшского антиклинория. С этим согласуются также результаты структурного анализа, приведенного в конце данного раздела.



Все это не относится, однако, к району хр. Сариселян-тунтури, где ширина гранулитового пояса возрастает до 50–60 км, а породы его, как и в Колвицкой зоне, часто собраны в крутые мелкие складки второго и третьего порядков.

В отличие от приведенных выше представлений о структуре средней части гранулитового пояса (Л. А. Виноградов) строение Колвицкой зоны рассматривается как результат проявления мелкой складчатости нескольких периодов, описание которой приводится ниже.

Колвицкая зона

Приступая к описанию пликативных дислокаций, необходимо отметить, что здесь сделана одна из первых попыток морфологической и возрастной разбраковки складчатых структур гранулитов Колвицкой зоны. Главная цель этого исследования заключалась в том, чтобы посредством привязки к разновозрастным структурным формам воссоздать общую картину стадийности метаморфизма и магматизма и привести классификацию разобщенных на площади минеральных парагенезисов по принципу одновременности их образования. Авторы хорошо представляют, что это сложная задача, решение которой требует специальных исследований, но тем не менее считают необходимым изложить здесь свою точку зрения.

Складчатая структура гранулитов Колвицкой зоны представляет собой сложную систему складок с криволинейной осевой поверхностью. Такое строение обусловлено развитием разновозрастных, наложенных друг на друга генераций складок, существование которых обнаруживается как при визуальном изучении разномасштабных геологических карт различных участков зоны, так и при наблюдениях за мелкой складчатостью.

Наиболее ранний, достоверно фиксируемый этап деформаций привел к образованию складок, морфология которых в направлении с за-

Рис. 20. Характер складчатости на восточном побережье Кандалакшского залива. Геологический план и разрезы о-ва Рязановая луда-северная. Обн. 407. Составили М. Н. Богданова и М. М. Ефимов.

1 - щелочной порфирит; 2 - КВ-ПЛ пегматитовые жилы; 3 - КВ-карбонатные жилы; 4 - ГР амфиболит; 5 - тонкое чередование сланцеватых ГР и безгранатовых плагиоамфиболитов; 6 - метабазиты (амфиболиты с реликтами магматических текстур); 7 - мелкозернистые БИ-АМФ гнейсы с линзами кальцифиров; 8 - ГР-БИ-СИЛ гнейсы; 9 - мраморы и кальцифиров; 10 - разломы, залеченные пегматитами (а - пологие, б - вертикальные); 11 - сланцеватость (а - вертикальная, б - наклонная); 12 - оси мелких складок. На плане виден изгиб осевой плоскости складки F_1 складчатостью F_3 .

пада на восток значительно меняется. На восточном побережье Кандакшского залива в толще амфиболитов обрамления развиты линейные, часто изоклинные складки (рис. 20), осевые поверхности которых либо вертикальные, либо круто падают на северо-восток или юго-запад. Далее на восток, в зоне развития гранат-клинопироксеновых и гиперстен-клинопироксеновых сланцев и плагиоклазитов, складки настолько сжаты, что здесь очень часто деформация изгиба переходит в деформацию сплющивания, что приводит к перемещению материала параллельно осевым поверхностям (Mead, 1940) и развитию вторичной ундуляции шарниров. Фиксация этих интенсивно сжатых складок крайне затруднительна, так как по их осевым плоскостям почти всегда происходят срывы и последующие дислокации также усложняют тектонический рисунок деформированных толщ. Поэтому лишь в редких обнажениях удается наблюдать подобные ранние изоклинные складки. Так, в районе оз. Большого Плотичьего на основании площадной съемки и разведочного бурения реконструированы интенсивно сжатые складки этой возрастной группы, ориентировка осевых плоскостей которых строго соподчинена с последующими наложенными деформациями. Имея северо-западное простирание, осевые плоскости изоклинных складок F_1 меняют угол и азимут падения в широком диапазоне, в зависимости от того, в какой части наложенных структур они фиксируются. Вообще с этим этапом деформации связано региональное развитие кристаллизационной сланцеватости S_1 с азимутом падения $40-60^\circ$ под углами от 30 до 50° и линейностью L_1 с азимутом склонения $130-140^\circ$ и углами $5-15^\circ$. Эта сланцеватость, по данным Л. А. Прияткиной (1974 г.), на восточном побережье зал. Порья губа накладывается на более раннюю сланцеватость, с которой связаны минеральные ассоциации гранулитовой фации умеренного давления в породах Умбинского блока (Глебовичкий и др., 1971).

Особенностью сланцеватости является ее практическое совпадение с первичной слоистостью (Богданова, Ефимов, 1975). Петрографическое изучение основных кристаллических сланцев показывает, что в период образования сланцеватости S_1 сначала шла кристаллизация минералов гранулитовой фации, таких как гиперстен и магнезиальный гранат. Несколько позже этих минералов, вероятно на спаде температуры, формируется ассоциация более железистого граната и клинопироксена. Ориентировка этих минералов, как отдельных зерен, так и агрегатов, образует описанную выше линейность.

Следующий фиксируемый этап деформации выразился в появлении близких к изоклинным складок F_2 с падением осевых поверхностей в основном на северо-восток, а азимутом падения $40-60^\circ$, углом $30-50^\circ$ и погружением шарниров по азимуту $310-320^\circ$ под углами $5-10^\circ$. Вдоль сланцеватости S_2 , представленной кливажем осевой плоскости складок, развиваются ассоциации амфиболитовой фации (роговая обманка, гранат, плагиоклаз-андезин+цоизит). Сланцеватость S_2 практически совпадает со сланцеватостью S_1 и их разновозрастность документируется в замках ранних изоклинных

складок F_1 , где парагенезисы амфиболитовой фации секут гранулитовую сланцеватость S_1 .

Развитые в междугубье Западная Порья-Костариха и в районе Плотичьих озер жильобразные тела субшелочных гранитов и мелкозернистых диабазов приурочены к этим складкам и ориентированы вдоль осевых плоскостей последних. Вмещающие кристаллические сланцы вокруг них интенсивно амфиболлизированы. Обычно эти жилы подвергаются рассланцеванию, причем сланцеватость в них ориентирована параллельно контактам. Этими же движениями захватываются и интрузии роговообманковых ультрабазитов, широко развитых в районе Плотичьих озер, в междугубье Шушпаниха-Костариха и в районе р. Порья (Ефимов и др., 1975), что приводит к образованию в них гранат-роговообманковых \pm клиноцоизитовых парагенезисов.

Последующие деформации выразились в появлении открытых складок. Выделяется по крайней мере две разновидности складчатых структур, последовательность формирования которых, согласно нашим данным, описана ниже.

Наиболее широко представлены складки субширотного простирания F_3 с азимутами падения шарниров на восток-юго-восток и углами падения, в общем соответствующими углам падения деформируемых толщ. Широко развит кливаж осевой поверхности с азимутами падения $340-0-10^\circ$ и углами падения $60-90^\circ$. Типичными крупными структурными формами F_3 являются (рис. 21): антиклинали - Тегюшинская (1а) и Тихозерская (2а), синклинали - Кандалакшская (2с) и Западно-Колвицкая (3с).

Кроме того, фиксируются складки F_4 северо-западного простирания с азимутом погружения шарниров $120-130^\circ$ и углами $10-20^\circ$. Осевые плоскости их близки к вертикальным. Наиболее характерными структурами данного этапа деформаций (P_4) являются Восточно-Колвицкая (4с), Порьегубская (5с), Умбинская (6с) и Мунозерская (7с) синклинали, а также Колвицкая (3а) и Ингозерская (4а) антиклинали. К трещинам кливажа осевой поверхности подобных складок часто приурочены жилы гранитных пегматитов. Вдоль этих направлений развиваются малоамплитудные разрывные нарушения.

Все сказанное выше о складчатых деформациях, последовательности метаморфизма и магматической деятельности относится ко всей Колвицкой зоне в целом. Однако интенсивность складчатости различных этапов для разных частей зоны неодинакова. В северной части ее (Колвицкий фиорд) наблюдается резкое изгибание пород гранулитового комплекса на восток, в результате чего северо-западное залегание меняется на субширотное. Сланцеватость имеет азимут падения $170-190^\circ$ с углами падения $20-35^\circ$, т.е. на $120-130^\circ$ повернута относительно южных частей комплекса. Меняется и азимут погружения минеральной линейности, который здесь составляет 130° , угол 30° . Таким образом, наложение на ранние интенсивно складчатые гранулиты складчатости F_3 привело к формированию вышеотмеченной Западно-Колвицкой синклинали.

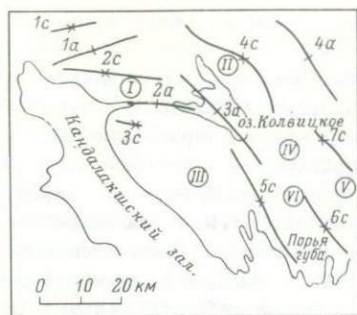


Рис. 21. Схема главных структур Кандалакшско-Колвицкого синклинали по К. Д. Беляеву и Е. Д. Чалых (крупные складчатые структуры F_3 и F_4 по авторам).

Синклинали: 1с - Пинозерская, 2с - Кандалакшская, 3с - Западно-Колвицкая, 4с - Восточно-Колвицкая, 5с - Порьегубская, 6с - Умбинская, 7с - Мунозерская. Антиклинали: 1а - Тютюшинская, 2а - Тикшозерская, 3а -

Колвицкая, 4а - Ингозерская. Блоки: I - Кандалакшский, II - Восточно-Колвицкий, III - Колвицкий, IV - Ингозерский, V - Мунозерский, VI - Порьегубский.

В Кандалакшских тундрах характер деформаций аналогичен описанным в северной части Колвицкой зоны. В целом структура кандалакшских гранулитов представляет собой очень пологую синклинальную складку, ось которой ориентирована в субширотном направлении, а крылья падают под углами $10-30^\circ$ в южном и северном направлениях.

Наиболее вероятно, что структура северной части Колвицкой зоны определяется интенсивным проявлением на этом участке субширотных складчатых деформаций F_3 , которые привели здесь к появлению довольно крупной субширотной антиклинальной складки (Тикшозерская антиклиналь по К. Д. Беляеву). В современном эрозионном срезе замок этой складки уничтожен, и некогда единая зона гранулитов распалась на две - Колвицкую и Кандалакшскую (рис. 22).

В заключение отметим, что хотя ширина и углы падения крыльев складок различных деформационных этапов существенно различны, тем не менее устанавливаются следующие соотношения их размеров. Изоклинальные складки F_1 достигают ширины 60-100 м, в то время как близкие к изоклинальным складки следующего этапа деформаций (F_2) размером на порядок выше. Достигая ширины 2 км, они хорошо диагностируются в районе мыса Кочинного и Плотицких озер, где изгибают осевые плоскости складок F_1 и деформируют интрузии роговообманковых гипербазитов и дайкообразные тела субщелочных гранитов и диабазов, причем первые из них приурочены к замковым частям складок F_2 , а последние - к кливажу осевых поверхностей этих складок.

Размер открытых складок субширотного направления F_3 закономерно меняется с юга на север. Если в южной части территории ширина их соизмерима с шириной складок F_1 , то в северной и северо-западной части зоны складки F_3 достигают ширины 5-8 км и наиболее ярко выражены. То же самое происходит со складками F_4 , где их размеры меняются с запада на восток от открытых складок шириной в первые метры до складок с размахом крыльев 15-20 км.

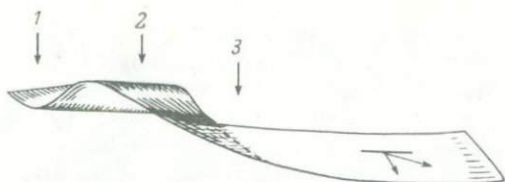


Рис. 22. Схема, иллюстрирующая соотношение колвицких и кандалакшских гранулитов по Е. В. Шаркову (Ефимов и др., 1974 г.).

1 - Кандалакшская синклираль; 2 - Тикшозерская антиклиналь;
3 - Западно-Колвицкая синклираль.

Морфологические особенности складок свидетельствуют о том, что первый этап деформации характеризовался развитием структур с резким преобладанием тангенциального сжатия. Складки F_2 также характеризуют тангенциальное сжатие, но степень сжатия складок F_2 (угол крыльев $40-60^\circ$) меньше степени сжатия складок F_1 (изоклинные складки). Это, вероятно, является следствием менее интенсивных складкообразующих напряжений. Открытые складки F_3, F_4 , характеризующиеся субвертикальными осевыми поверхностями, реализуются также при тангенциальном сжатии в условиях сравнительно низкой пластичности пород (Миллер, 1973).

Итак, рассмотренная эволюция складчатых деформаций позволяет отнести уровень структурной организации метаморфического комплекса (зрелость складчатой структуры) к разряду структур высокой степени зрелости (Миллер, 1973). Отсюда вытекает очень важное следствие, что установление нормального стратиграфического разреза для метаморфических пород с такой структурной организацией вообще и для изученных гранулитов в частности крайне затруднительно, а порой и невозможно. Колвицкая сложноскладчатая структура, являющаяся результатом по крайней мере четырех этапов складчатых деформаций, нередко принимается за простую синклираль (Беляев, 1971) или моноклираль, что приводит к завышенной оценке мощностей метаморфических толщ. Поэтому авторы считают необходимым подчеркнуть, что указанные в соответствующих главах мощности толщ, подтолщ, пачек и горизонтов являются видимыми на современном эрозионном срезе суммарными мощностями соответствующих метаморфических пород, слагающих «стратиграфические» единицы, но ни в коем случае не их истинными мощностями.

В заключение отметим, что в супракрустальных толщах Колвицкой структурно-фациальной зоны и в ксенолитах интрузивных образований друзитовой серии фиксируются фрагменты складчатости более древней, чем F_1 . Интенсивность, масштаб и время проявления этой складчатости в настоящее время установить невозможно, однако исходя из косвенных данных, а именно: 1) сланцеватость древней складчатости в ксенолитах друзитов образована минеральными ассо-

циациями, относящимися к метаморфизму фациальной серии АБ; 2) однотипность метаморфизма ксенолитов и гнейсов яурийской толщи, деформированных в открытые складки субмеридионального и субширотного простираний, — можно предполагать синхронность древней (реликтовой) складчатости и складчатости в породах яурийской толщи, формировавшейся на ранних этапах становления Колвицкой структурно-фациальной зоны.

4. Р а з р ы в н ы е н а р у ш е н и я

В пределах гранулитового пояса известны многочисленные и разнообразные по типу и возрасту разрывные нарушения. Они вполне могут составить предмет специального исследования, что не входит в нашу задачу. Поэтому в данном разделе приведены только те сведения, которые мы полагаем необходимыми для характеристики перспектив рудоносности как самой гранулитовой серии, так и зоны ее сочленения с гнейсами.

Наиболее мощной и давно известной является тектоническая зона, проходящая по северной окраине гранулитового пояса в районе Сальных и Туадаш-тундр, а также по восточной-северо-восточной границе Кандалакшско-Колвицкого структурного района. Эта зона представлена мощной полосой расщепления и диафтореза гранулитов, ширина которой достигает местами 5 км. В Сальных и Туадаш-тундрах все породы в пределах и вблизи зоны погружаются к северо-востоку значительно круче остальных гранулитовых толщ (до $70-80^{\circ}$), а в отдельных случаях имеют обратное падение (до 80°). В Колвицких тундрах, наоборот, породы тектонической зоны погружаются к северо-востоку положе ($15-20^{\circ}$), чем ненарушенные гранулиты ($40-50^{\circ}$), расположенные западнее этой зоны.

Многие исследователи (Krank, 1936; Senk, 1936; Gærtner, 1962; Е. А. Комарова, Г. А. Поротова, В. А. Перевозчикова, Б. А. Шлайфштейн и др.) считают, что сочленение юго-западной части гранулитов Сариселян-тунтури, Сальных и Туадаш-тундр с гнейсами также тектоническое. Нужно, однако, отметить, что в отличие от северной зоны южная зона в районе Сальных, Туадаш- и Колвицких тундр внешне никак не проявлена, поэтому можно предполагать, что она в целом была менее активной в постранипротерозойское время. Обе зоны контролируют размещение многочисленных разнообразных по составу и возрасту интрузивных тел, начиная от позднеархейских до среднепротерозойских (?). Изучение этого вопроса совместно с В. Н. Спировым позволило сделать следующие выводы.

1. Самыми древними, „дометаморфическими“* являются друзиты, приуроченные преимущественно к северной тектонической зоне, за

* Имеется в виду гранулитовый метаморфизм.



Рис. 23. Развальцованные ксенолиты гиперстенита в дайке куммингтонитового амфиболита. Верховья р. Леуней.

исключением наиболее крупного массива оз. Равь-ярш, расположенного в пределах южной зоны. Этот интрузив содержит титаномагнетитовое оруденение.

2. К следующей по возрасту „синметаморфической“ группе относятся анортозиты Явр-озера, Сальных тундр и Колвицкий массив, расположенные в южной зоне и образующие протяженные пластовые (палингенные с точки зрения авторов) тела. В северной зоне наряду с ними имеются изометричные массивы типичных габбро-анортозитов (горы Вул-варака, Пыршин-уайвишь). С некоторыми из них связаны повышенные концентрации титана и ванадия.

3. Нотозерский гипербазитовый пояс (Виноградов, 1971) составляет третью возрастную группу магматических образований района. Он расположен частью в пределах южной тектонической зоны (Сальные и Туадаш-тундры), а частью в беломорских гнейсах, вблизи от нее (район горы Падос-тундра). Отдельные тела гипербазитов, включая маломощные секущие дайки, встречаются в самих гранулитах, пересекая также и палингенные образования (нориты, пироксениты), и содержат их ксенолиты (рис. 23). В то же время сами гипербазиты не метаморфизованы в гранулитовой фации, что свидетельствует о „догипербазитовом“ возрасте гранулитового метаморфизма. Гипербазиты имеют определенные перспективы на тальк и сырье для огнеупоров. Вероятно, к подобным магматическим образованиям в Кол-

вишней зоне относится группа тел роговообманковых перидотитов (Ефимов и др., 1975). В отличие от массивов гипербазитового пояса они приурочены к северо-восточной тектонической зоне и глубоко изменены в процессе регрессивного метаморфизма.

4. К четвертой возрастной группе, расположенной в северо-восточной зоне, относится серия сульфидно-никеленосных массивов группы Застейд-II, куда мы условно относим также интрузивы Суэйнлагаш и Юнгес-озера. В Колвицкой зоне близкие по составу и возрасту тела отмечены в той же зоне на участке от устья губы Костарихи до оз. Черного.

5. Пятую группу составляют девонские оливиновые долериты (Синицын, Кушев, 1968), которые в гранулитах отмечены нами впервые. По составу они могут быть отнесены к насыщенным толеитам.

Кислый магматизм также широко проявлен вдоль рассматриваемых тектонических зон. Здесь закартированы десятки небольших массивов и даек, но имеется и крупное тело гранитов в районе среднего течения р. Лотты.

Известный молибденоносный массив Юов-оайв, который связывается обычно с региональным Урагубским разломом, расположен непосредственно в южной тектонической зоне. В районах Корва-тундры, Сариселян-тунтури, Канозера и Плотичьих озер известны многочисленные тела щелочных и субщелочных гранитов. Все перечисленные магматические образования расположены либо в самих зонах сочленения гранулитов с гнейсами, либо вблизи от этих зон, что характеризует последние как долгоживущие разломы, периодическая активизация которых неоднократно сопровождалась магматической деятельностью.

В пределах самой гранулитовой серии выделяется несколько систем разломов, среди которых преобладают три группы: секущие северо-восточные, секущие северо-западные и согласные. Две первые системы нарушений вместе с трещинами различных промежуточных направлений обуславливают интенсивную блокировку гранулитов на всем протяжении пояса (рис. 2 и 3). Большая часть из них относится ко времени формирования мелких и малых пликативных форм северо-восточного и северо-западного направлений. Об этом может говорить система трещин, аналогичных отмеченным, но расположенных радиально по отношению к изогнутой части гранулитовой толщи на юго-востоке Сальных тундр (рис. 2).

Некоторые крутопадающие тектонические зоны (согласные в общем с простираением сланцеватости гранулитов) имеют возраст формирования гранулитовых парагенезисов минералов. Об этом свидетельствуют разгнейсованные дайки плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых пород, аналогичных сланцам подобного состава, выполняющие трещины северо-западного направления в районе цирка Релт-ярш. Сюда же относятся немногочисленные будинированные дайкообразные тела, приуроченные, по-видимому, к кливажу осевых поверхностей складок F_1 (рис. 8).

Широким распространением во всем гранулитовом поясе пользуются согласные тектонические зоны. В большинстве случаев они расположены на границах пород различного состава и представлены полосами смятия, дробления и рассланцевания, подчас очень тонкого. Мощность их сильно колеблется по простиранию — от нескольких десятков и сотен метров до полного выклинивания.

Послойные зоны нередко содержат колчеданное оруденение, иногда представленное сульфидной брекчией (Турченко, Ефимов, 1976). Мощность оруденелых зон большей частью не превышает первых метров, но иногда составляет десятки метров. Изучены эти зоны пока еще очень слабо. Часть из них не содержит диафорированных образований, другие же, как оруденелые, так и безрудные, сложены в различной степени амфиболизированными, биотитизированными и тому подобными гранулитами. Это свидетельствует о длительной жизни подобных зон и их рудоконтролирующем значении.

В последнее время среди секущих разломов отмечены субмеридиональные нарушения, вдоль которых в гранулитах развит интенсивный щелочной и кремниевый метасоматоз, сопровождающийся графит-медно-молибденовым оруденением и проявлениями золота (Виноградов, Балабонин, 1975).

5. Структурный анализ

Важным структурным элементом гранулитов является линейность. Она уже давно использовалась как руководящий критерий при разведке и отработке железорудных месторождений Нью-Джерси (Cook, 1968). Позже были разработаны теоретические основы структурного анализа (Schmidt, 1925, 1928; Sander, 1926), где показана генетическая связь линейности со складчатостью, которая теперь является общепризнанной. Детальный анализ исторического развития учения о линейности и разработка целого ряда новых положений были сделаны Э.Клоосом (1958).

Впервые структурный анализ гранулитов Сальных тундр проделан Е.Н.Володиным (1953), который показал, что ортопироксены в породах вытянуты по оси b в направлении линейности и что преобладающим развитием здесь пользуются сложные SR -тектониты. К сожалению, автор не связывал линейность с геометрией каких-либо складок и с плоскостью „слоистости“ или гнейсоватости, поэтому трудно судить о времени и причинах ее образования. В той же полосе гранулитов на территории Финляндии структурный анализ провели Сахама и Э.Кранк (см. Володин, 1953), показавшие, что гранулиты принадлежат к S -тектонитам, образованным в результате одной (Сахама) или двух (Э.Кранк) фаз тектонических движений, одни из которых были тангенциальными, а другие продольными по отношению к гранулитовой дуге.

Линейность в гранулитах выражается закономерной ориентировкой осей мелких и микроскладок (рис.24), направлением небольших

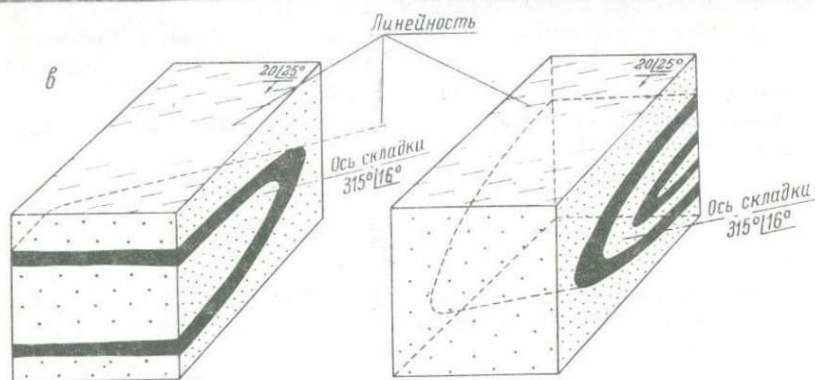
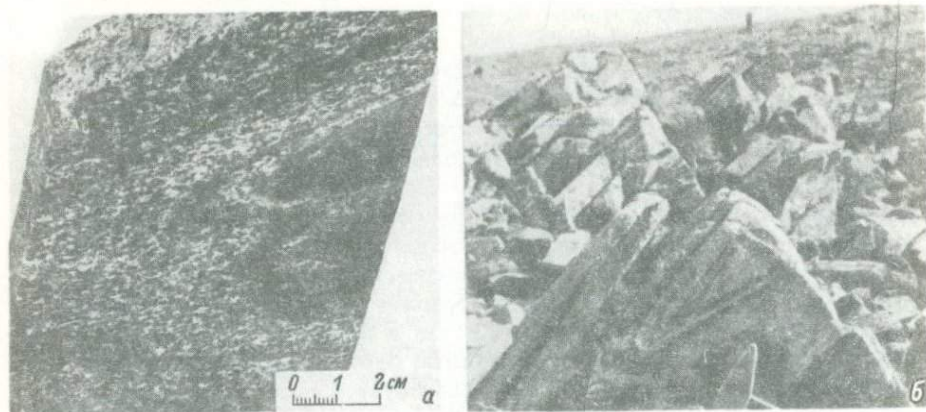


Рис. 24. Линейность, выраженная осями мелких складок течения.
 а, б – фотографии обнажений; в – схема линейности.

столбообразных или пластиноподобных тел гранатовых пироксенитов, гиперстенитов, вебстеритов, норитов и габбро, которые в поперечном сечении имеют форму чечевиц, уплощенных линз, овалов; почками темноцветных минералов в гранулитах среднего и основного состава; ориентировкой удлиненных зерен гиперстена или гиперстеновых полос в плагиоклаз-гиперстеновых сланцах (рис. 25); веретенообразными зернами и лентами кварца в кислых гранулитах.

Эти макроскопически различимые виды линейности развиты во многих местах на протяжении всего гранулитового пояса. При этом в районе хр. Сариселян-тунтури линейность ориентирована в направлении от 30 до 60° со склонением к северо-востоку под углами от 15 до 30° . В районе Сальных и Туадаш-тундр направление ее в большинстве случаев находится в интервале от 305 до 320° со склонением к северо-западу под углами 10 - 30° . В Колвишхой зоне главное направление линейности также юго-восточное-северо-западное,

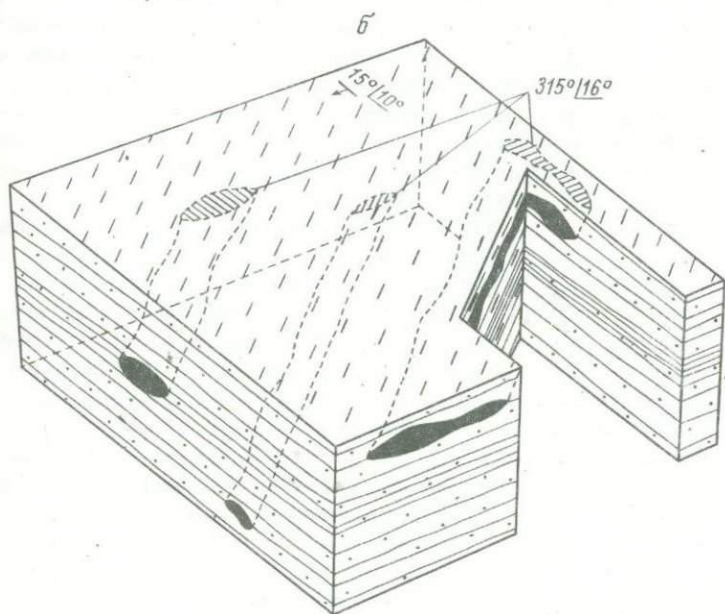
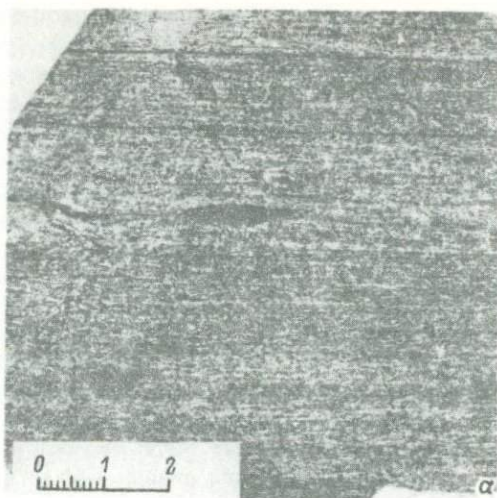


Рис. 25. Линейность, выраженная удлиненными минералами, цепочками минералов (а) и столбообразными телами пироксенитов (б).

однако в силу широкого развития здесь напряженной мелкой складчатости ориентировка линейных элементов очень часто искажена. В породах отмечено как северо-западное, так и юго-восточное склонение линейности. Кроме того, системы наложенных складок поперечного и продольного направлений (по отношению к гранулитовому поясу) сопровождаются каждая своей линейностью. Учитывая это, представляется важным определить, с каким этапом деформаций связан главный вид региональной линейности, одновременный с процессом образования самих гранулитов. Наиболее благоприятным для этого является район Сальных и Туадаш-тундр, где наименее развита мелкая складчатость, а линейность отличается достаточно выдержанной ориентировкой на большой территории. Очевидно, в этом случае можно связать линейность только с той крупной структурой, в которую непосредственно входят гранулиты этого участка. Линейность же, например, района Сариселян-тунтури обладает другой ориентировкой, которая скорее всего может быть связана с усложнением этой структуры. Анализ соотношений линейности со складками для всей гранулитовой серии имел бы решающее значение для определения времени протекания гранулитового метаморфизма и характера связи его с региональным метаморфизмом пород в амфиболитовой фации. Однако данных для такого анализа недостаточно, поэтому мы ограничимся только районом Сальных и Туадаш-тундр.

Задача анализа может быть сформулирована следующим образом: если все виды линейности, включая кристаллографическую ориентировку породообразующих минералов, могут быть связаны с геометрией структуры, куда входит гранулитовая серия, то формирование гранулитов по времени можно считать синхронным с формированием этой структуры и обусловленным ее развитием.

Здесь необходимо оговорить, что определение оси складки как линии пересечения осевой поверхности с поверхностью Земли не может быть принято для структурного анализа. Как известно, направление линейности определяется и в свою очередь определяет положение оси складки, с которой связана эта линейность, однако ось в этом случае понимается как линия пересечения осевой поверхности с поверхностью складки или как любая параллельная ей линия, лежащая в осевой плоскости. Это определение и используется нами в дальнейшем (Биллингс, 1949; Справочник..., 1970, с.270).

Согласно Л. Я. Харитонову (1958), ось Кандалакшского антиклинория проходит от Кандалакшского залива до гранулитовой серии на участке устья р.Явр и фиксируется наиболее глубоким срезом керетской толщи беломорья и гранитами. О. П. Лунина и Б. И. Рогинская проводят небольшой отрезок оси антиклинория через низовья р. Мялы. К. Д. Беляев перегиб структуры считает совпадающим с направлением Кацким-озеро-Юмос-озеро, относя время этого перегиба к раннему протерозою.

Рис. 26 представляет собой тектоническую схему, составленную по материалам, обобщенным К. А. Шуркиным, О. П. Луниной, Б. И. Рогинской, С. В. Дюковым, Р. Н. Солодкой и К. Д. Беляевым. Район

гипербазитового пояса и Сальных тундр нанесен по данным авто-
ра. Совокупность всех фактов, отраженных на схеме, позволяет
считать наиболее вероятным, что южнее Сальных тундр ось антикли-
нория проходит в направлении $300-320^{\circ}$. Далее к северо-западу струк-
тура как бы раздваивается: один антиклинальный перегиб идет в на-
правлении горы Падос-тундра, второй - в направлении озер Кашким-
Юмос. Как видно на схеме, линейность пород Сальных тундр близка
к направлению оси антиклинория до ее „раздвоения“, а в Туадаш-
тундрах она приспособливается к направлению оси Кашким-Юмос. Ли-
нейные элементы всегда расположены в плоскости полосчатости или
гнейсоватости, с которыми, как правило, совпадает сланцеватость,
и по направлению близки к простираанию толщи, но с заметным ($10-
20^{\circ}$) отклонением к северу, возникающим из-за разницы между про-
стиранием пород в крыльях и направлением наклонной оси складки.

Микроструктурный анализ проделан для гиперстена, амфибола,
моноклинного пироксена, плагиоклаза и кварца. За плоскость S при-
нята плоскость слоистости и сланцеватости гранулитов и гнейсов.
Другие возможные плоскости S в расчет не принимались. Линей-
ность обозначена через L .

В моноклинных пироксенах вторая ось (ось y) совпадает с
осью Nm индикатрисы, поэтому вначале была сделана диаграмма
для этого кристаллографического элемента. Как видно на рис.27, а,
ось y дает относительно четкий статистический максимум, почти
перпендикулярный к S и L , из чего следует, что плоскость $Ng-Np$
и соответственно кристаллографическая плоскость $x-z$ близка к по-
ложению плоскости сланцеватости. На рис.27, б показаны два слабо
выраженных максимума, соответствующие возможному положению
оси Z в тех же зернах. Один из них субпараллелен линейности, вто-
рой ей перпендикулярен. Поскольку истинное положение третьей оси
поддается определению лишь в редких случаях, то принимая $cNg =$
 $=42^{\circ}$ для всех зерен, получаем два равновероятных положения удли-
нения кристалла: субпараллельное линейности и нормальное к ней.
В соседнем горизонте сланцев того же состава ось y образует мал-
ый круг, центром которого является полюс плоскости S (рис.27, в).
В трех измерениях это будет фигура, напоминающая острый конус с
вершиной, расположенной на плоскости S . Две другие оси, по-види-
мому, также несколько отклоняются от плоскости S , давая с ней
угол, близкий к 40° .

Таким образом, диопсид-геденбергит в кристаллографическом от-
ношении расположен закономерно относительно сланцеватости и ли-
нейности: ось y - перпендикулярна к S и L , а ось Z лежит в
плоскости S и нормальна или параллельна L .

П л а г и о к л а з. Ориентировка плагиоклаза определена в
тех же гранат-пироксен-плагиоклазовых сланцах, в которых проана-
лизировано расположение диопсид-геденбергита. В большинстве слу-
чаев плагиоклаз относится к андезину средних номеров, хотя встре-
чаются и более кислые разновидности. В плагиоклазах этого состава угол
между первой кристаллографической осью и Np , по-видимому, не

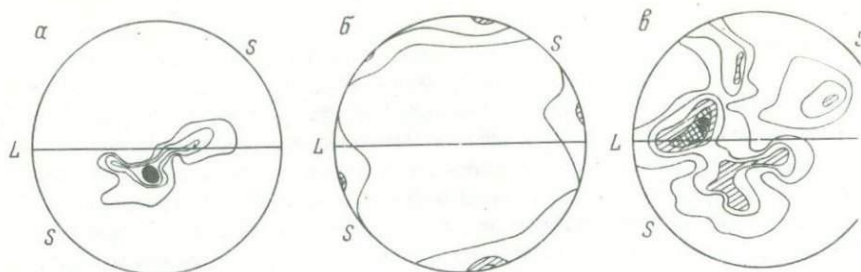


Рис. 27. Клинопироксен.

а - ось y , $K=67$; б - ось z , $K=55$; в - ось y , $K=82$. Здесь и далее K - число замеров.

превышает $10-12^\circ$ (Трегер, 1958; Дир и др., 1965). Так же невелик угол и между y и Ng , поэтому в данном случае можно определить хотя бы примерную (с точностью $\pm 10^\circ$) ориентировку плагиоклаза по отношению к S и L .

Как видно на рис. 28, а, ось Np образует хорошо выраженный пояс большого круга в плоскости S , а ось Ng дает четкий максимум, перпендикулярный к S и L (рис. 28, б), и, значит, ось Nm также образует пояс, совмещенный с поясом Np . Следовательно, кристаллы плагиоклаза ориентированы вдоль плоскости S . Ось z в них лежит в этой плоскости, и ось x расположена нормально к S и L .

К.Б. Грамpton (Grampton, 1957) указывает, что в сланцах мойнской серии с хлоритом, эпидотом и амфиболом ось x индикаторы плагиоклазов субпараллельна плоскости сланцеватости, а ось y параллельна линейности в сланцах. В. Шмидт (Schmidt, 1928) и Е.Ф. Осборн (Osborn, 1939), а также Венк (Grampton, 1957) показали, что у кальциевых плагиоклазов преимущественная ориентировка оси $[100]$ параллельна линейности, а ось $[010]$ нормальна к ней, и, следовательно, длинная ось кристалла $[001]$ перпендикулярна к линейности. Из этого видно, что в обоих случаях плоскость (010) плагиоклаза ориентирована субпараллельно плоскости сланцеватости, а длинная ось кристалла может располагаться параллельно линейности, нормально к ней или давать пояс в плоскости S , как это наблюдается в нашем случае, но всегда положение кристаллов плагиоклаза закономерно связано с линейностью и сланцеватостью.

А м ф и б о л. Минерал обладает преимущественной ориентировкой оси z , параллельной линейности (рис. 29). Но, кроме того, имеется слабо выраженный пояс этой оси, параллельный L и наклоненный к S под углом $\sim 30^\circ$.

Г и п е р с т е н. Как и вышеописанные минералы, гиперстен ориентирован закономерно по отношению к макроскопическим струк-

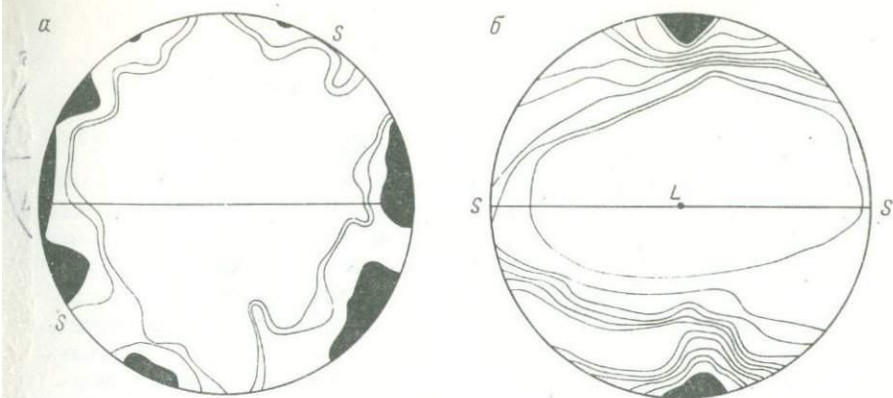


Рис. 28. Плагиоклаз.

а - ось Nr , $K=299$; б - ось Ng , $K=208$.

турным элементам пород гранулитовой серии. На рис. 30, а, б видно близкое расположение максимумов оси Z к направлению линейности.* Угол между ними составляет от 12° до 22° , и если учесть круговое расположение максимумов вокруг L , то можно считать, что кристаллы располагаются длинной осью параллельно линейности. Ось y дает здесь несколько расплывчатую концентрацию точек, частью лежащую в плоскости S , а частью отклоняющуюся от нее на угол до 35° (рис. 30, в). Ось x образует два сближенных максимума в плоскости, наклоненной к S под углом $\sim 80^\circ$ (рис. 30, г). С учетом предыдущих диаграмм по гиперстену данную диаграмму можно рассматривать как единый конусообразный максимум с осью, наклоненной к плоскости сланцеватости под углом около 80° . Идеализированная диаграмма для всех трех осей гиперстена имеет вид, изображенный на рис. 30, д. В то же время в плагиоклаз-гиперстеновых сланцах участка горы Элгорас гиперстен имеет противоположную кристаллографическую ориентировку по отношению к S и L . Ось Z образует конусоподобный максимум, нормальный к линейности и субпараллельный сланцеватости (рис. 30, е), т.е. занимает положение оси y на предыдущей диаграмме, а ось y здесь дает четко выраженный пояс, параллельный линейности и наклоненный к S под углом 75° (рис. 30, ж). Таким образом, гиперстен, как правило, лежит длинной осью в плоскости сланцеватости и большей частью ориентирован по линейности, но нередко ось x нормальна к ней. Ось x обычно близка к положению полюса плоскости S , реже она субпараллельна этой поверхности.

* Линейность в породах с гиперстеном выражена удлиненными зернами этого минерала.

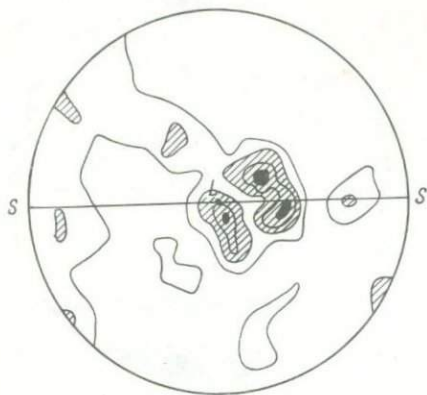


Рис. 29. Амфибол.

Ось Z , $K=53$.

К в а р ц. Диаграммы преобладающей ориентировки кварцевых осей подразделяются следующим образом. В качестве основной, характеризующей первичную структуру породы, принята диаграмма по кварцу кварц-гранат-полевошпатового сланца (кислого гранулит), где этот ми-

нерал образует мелкие зерна или веретенообразные скопления, выражающие линейность. Затем построены диаграммы для более позднего крупнозернистого кварца, проникающего в виде послойных лент (а также в других формах) во все разновидности гранулитов, в том числе и в „первично“-бескварцевые - плагиоклаз-гиперстеновые сланцы. Следующая диаграмма построена для обычного среднезернистого биотитового гнейса, расположенного в 2.5 км от лежачего контакта с гранулитом (р.Ватсу-ой). Эти гнейсы находятся в западном крыле иявкозерской антиклинальной складки, ориентированной поперек к простиранию гранулитовой толщи. Ниже эти диаграммы характеризуются в перечисленном порядке.

Кварц в кислом гранулите с участка верховьев р.Леуней дает резко выраженный пояс осей Z в плоскости, параллельной линейности, и образует с плоскостью S угол 40° (рис.31, а). Этот пояс очень характерен для пород района, поэтому для краткости он именуется „первым поясом“. В нем присутствует четкий двусторонний максимум осей Z , расположенный нормально к линейности. Здесь же слабо намечен второй максимум, почти перпендикулярный к первому и к L . С плоскостью S он образует угол, близкий к 45° . Этот максимум, так же как и первый, лежит в поясе, параллельном линейности (но в другой плоскости). Его мы обозначим как „второй пояс“. На диаграмме для позднего кварца из плагиоклаз-гиперстенового сланца резко проявлен максимум „второго пояса“, тогда как первый лишь намечен тремя небольшими скоплениями точек (рис. 31, б). Сами поясы здесь не выражены, а максимумы несколько смещены относительно плоскости S : „первый“ образует с ней угол 60° , а „второй“ - 10° . На третьей диаграмме (рис.31, в) оба пояса проявлены почти в одинаковой мере и расположены каждый под углом 40° к плоскости сланцеватости.

Тектонический рисунок кварца в биотитовом гнейсе (рис. 31, г) совершенно подобен вышеприведенным диаграммам. Наиболее четко здесь проявлен „первый пояс“, наклоненный к плоскости сланцеватости под углом около 45° . „Второй пояс“ вы-

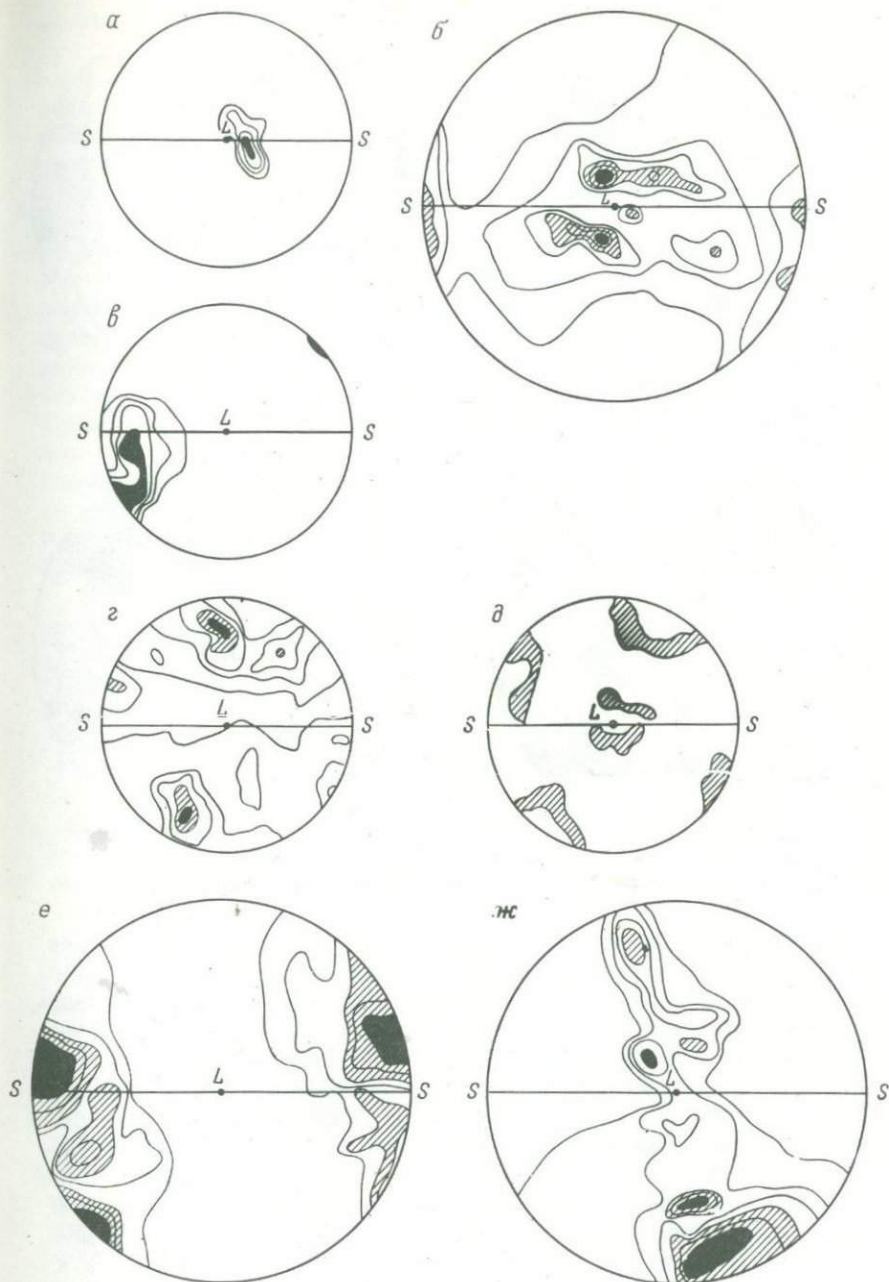


Рис. 30. Гиперстен.

a - ось Z , $K=59$, *б* - ось Z , $K=76$; *в* - ось y , $K=59$; *г* - ось x , $K=68$; *д* - сводная диаграмма; *е* - ось Z ; $K=104$; *ж* - ось y , $K=104$.

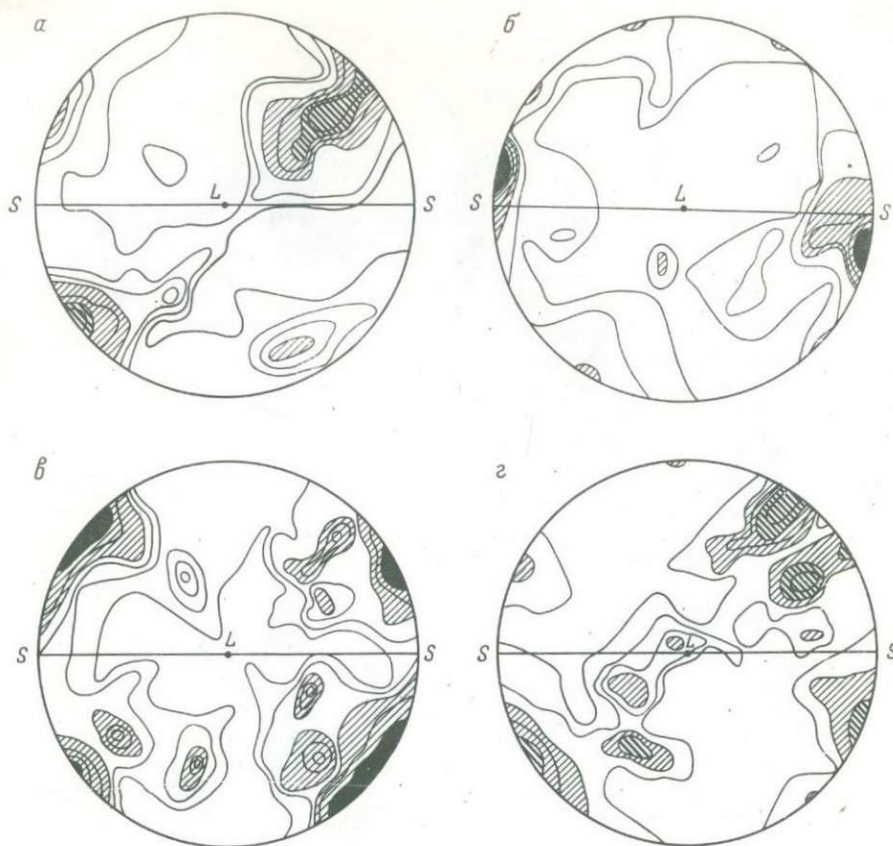


Рис. 31. Кварц, ось Z . а - $K=121$; б - 101; в - 168, г - 164.

ражен максимумом, нормальным к L . Нужно отметить, что в биотитовом гнейсе нет поздних кварцевых лент и оба пояса проявляются в зернах основной массы породы. Во всех образцах кварц содержит пластинки деформации („полоски Бема”), которые всегда субпараллельны оси $[0001]$. Наиболее широко они развиты в крупнозернистом новообразованном кварце и гораздо реже присутствуют в зернах основной массы. Ширина пластинок измеряется десятными долями миллиметра. Границы их обычно параллельны, но иногда зерна клиновидны.

Суммируя данные микроструктурных диаграмм по всем главным породообразующим минералам, можно видеть, что кристаллографическая ориентировка их закономерна по отношению к линейности и плоскости тектонического транспорта (плоскости полосчатости и сланцеватости) как в гранулитах, так и в гнейсах, расположенных в 2.5 км от контакта. Длинные кристаллографические оси всех ми-

нералов дают пояса, параллельные или субпараллельные плоскости S , при этом амфиболы вытянуты по линейности. Ось $[001]$ диопсид-геденбергита образует максимумы, нормальные или субпараллельные линейности. Так же расположены кристаллы андезина. Преобладающая ориентировка гиперстена согласна с направлением линейности, но нередко в одной и той же толще длинные оси его сконцентрированы в максимумы, как параллельные, так и нормальные к линейности. В большинстве случаев ось X образует пояс, нормальный к S , с максимумом, нормальным к этой плоскости и к линейности. В других случаях близко к этому положению ориентирован максимум оси Y . Зерна гиперстена в расслоенных и сланцеватых породах чаще имеют форму удлинённых по линейности пластинок с кристаллографической осью X , нормальной к S . То есть так же, как для других минералов, в этом случае для гиперстена характерна еще и плоскостная ориентировка. В гранулитах, лишенных слоистости и гнейсоватости, но обладающих линейностью, удлинённые зерна гиперстена имеют изометричную, а иногда округлую форму поперечного сечения, но, судя по относительно стабильным направлениям коротких осей кристалла, здесь также отсутствуют признаки вращения гиперстена.

На кварцевых диаграммах четко проявляются два пояса осей Z , расположенные под углом $70-85^\circ$ по отношению друг к другу. В остром двугранном углу между ними расположена плоскость S . В раннем изометричном кварце наиболее четко проявлен „первый пояс”. Поздний кварц, присутствующий в виде широких лент, сложенных крупными зернами, обычно дает „второй пояс”. Следует подчеркнуть, что оба пояса с близкими пространственными взаимоотношениями между собой, плоскостью S и L наблюдаются как в гранулитах (рис.31, а-в), так и в гнейсах (рис.31, г). Это свидетельствует о том, что поздние (карельские?) деформации складчатости отразились как на беломорских, так и на гранулитовых гнейсах.

Аналогичные сопоставления для эпидота, кварца, слюды и роговой обманки в сланцах мойнской серии сделаны К.Б.Грамптоном (Grampton, 1957), который показал, что эпидот и мусковит ориентируются осями $[001]$ нормально к сланцеватости и линейности, ось $[001]$ роговой обманки — параллельно линейности, а длинные оси кварца дают два пояса, секущих линейность, причем последняя является биссектрисой тупого двугранного угла, образованного этими поясами. Подобные взаиморасположения эпидота, слюды, роговой обманки и кварца описаны также И.Ладурнером (Grampton, 1957). К.Б.Граптон пришел к заключению, что в мойнских сланцах линейность, которая выражена главным образом слюдой и ориентирована в юго-восточном направлении, была образована движениями, направленными по линии юго-восток-северо-запад. Однако, как говорилось, Ф.К.Филлипс (Phyllips, 1937) и ряд других авторов считали эти линейные структуры сформированными при движениях юго-запад-северо-восточного направления, т.е. нормального к линейности.

П. Холмквист (Holmqvist, 1926) полагал, что удлинение кварцевых призм параллельно направлению движения. В то же время В. Шмидт (Anderson, 1948) считал, что с этим направлением совпадает поперечное сечение ромбоэдра кварца, а оптическая ось нормальна к нему. Эти противоречия вызваны наличием двух точек зрения на соотношение между геометрическими элементами складки, линейностью и направлением максимальной действия силы. Первая, высказанная В. Шмидтом (Schmidt, 1925) и затем детально разработанная Б. Зандером (Sander, 1926), предполагает, что линейность, как правило, возникает одновременно со складчатостью и в большинстве случаев бывает параллельна осям складок. Направление максимального тектонического транспорта лежит в плоскости крыла складки и перпендикулярно к ее оси. В координатах Б. Зандера это направление соответствует оси α , ось складки - оси β и ось, перпендикулярная к плоскости $\alpha\beta$, является осью γ . Согласно вышеуказанным авторам, главные напряжения при складкообразовании располагаются по нормали к оси β в плоскости $\alpha\gamma$, и соответственно в эллипсоиде деформации ось α является короткой осью главного направления тектонического транспорта, а ось β - осью наибольшего растяжения. Линейность, таким образом, ориентирована нормально к плоскости $\alpha\gamma$, т.е. главному направлению давления при складкообразовании. Это представление было принято многими исследователями и подтверждено И. В. Файрберном (Fairbairn, 1935), Ф. К. Филлипсом (Phillips, 1937) для мойнских сланцев, В. Кеннеди для п-ва Скай и Г. Вильсоном для Аппалачей (Anderson, 1948), Э. Клоосом (1948), Р. Моенчем, И. Харрисоном, П. Симсом (Moench e.a., 1962) для гнейсов Айдахо. Однако, как В. Шмидт и Б. Зандер, так и другие геологи отмечали, что в частных случаях линейность бывает параллельна направлению движения (Рюгер, Мартин - см. Anderson, 1948), а некоторые авторы придавали решающее значение такой ориентировке линейности для определения направления тектонических перемещений (Strand, 1945; Kvale, 1945). В 1948 г. Б. Андерсон (Anderson, 1948) выступил с теоретическим обоснованием однонаправленности движения и линейности. Позже в ответ на статью Б. Андерсона, П. М. Клиффорд, М. Флинти, И. Саттон и С. Ватсон (Clifford e.a., 1957) обобщили материалы крупномасштабных съемок по районам Росс-Шейр и Гленелг и на примерах примерно 50 складок с размерами от сотен метров до нескольких миль показали, во-первых, прямую связь линейности со складчатостью и, во-вторых, принадлежность линейности к тину β по Б. Зандеру. Во всех случаях направление стресса было нормальным к осям складок и линейности.

Л. Вейс (Weiss, 1959), рассматривая взаимоотношения между древними и более молодыми складками, констатировал, что первые обычно являются крупными, региональными структурами с относительно постоянным направлением осей и обладают β -линейностью (по Б. Зандеру). Складки второй генерации, как правило, не-

большие по размерам и не выдержаны по направлению. Они существенно изменяют ориентировку первичной линейности. Н. Раст и И. Платт (Rast, Platt, 1957) проанализировали соотношения между крупными складчатыми системами и мелкими поперечными складками и пришли к заключению, что во время ранней региональной складчатости могут возникать дополнительные мелкие структуры, но основная масса поперечных складок является результатом независимого более позднего орогена, причем обе складчатости сопровождаются своей b -линейностью.

Ориентировка кристаллографических и кристаллооптических элементов минералов в зависимости от направления давления экспериментально исследована рядом авторов. Так, Ф. Тернер (Turner, 1957) показал, что оптические оси кальцита в мраморе концентрируются вокруг главной оси сжатия с отклонением от нее на $10-30^{\circ}$. Очень показательна большая серия экспериментов с кварцем, проведенная Н. Картером, И. Кристи и Д. Григгсом (Carter et al., 1964). Авторами, в частности, установлено, что пластинки деформации кварца („полоски Бема“), параллельные основанию призмы, возникают при слоевых микроперемещениях по (0001), образующихся в результате сжатия, параллельного базальной плоскости кристалла. Пластинки и ленты аномального угасания, наклоненные к основанию под углами $20-60^{\circ}$, образуются при очень слабом стрессе по (0001), и пластинки, субпараллельные оси c , формируются при внутрикристаллическом скольжении вдоль этой оси. Следовательно, удлинение пластинок обычно совпадает с направлением максимального сжатия.

Вопрос о возрастных взаимоотношениях крупных и малых структур в Беломориде обсуждался рядом исследователей. Н. Г. Судовиков (1939), Д. Т. Мишарев и др. (1960) и другие авторы разные направления структур связывали с двумя разновозрастными эпохами складчатости в архее. Л. Я. Харитонов (1955 г.) рассматривал их как совокупность архейских и карельских структур. К. А. Шуркин (1955, 1960), Н. В. Горлов (1967) считают крупную и мелкую складчатость одновременной. В. Л. Дук (1967), детально проанализировав соотношения структур северной части западного Беломорья, пришел к заключению, что мелкие складки на фоне крупных структур могут как развиваться одновременно с ними, так и накладываться на них в более позднее время. Согласно этому автору, линейность, как правило, параллельна шарнирам складок, но в случае наложения на них более поздних структур последние сопровождаются своей линейностью, также согласной с ориентировкой шарниров.

В нашем случае данные микроструктурного анализа, в особенности по кварцу, которые интерпретируются нами на основе результатов экспериментов Н. Картера, И. Кристи и Д. Григгса, позволяют считать наиболее вероятным направлением сжатия линию „первого“ максимума. Принимая во внимание, что этот максимум лежит в плоскости, нормальной к простиранию полосчатости, и наклонен к ее падению под углом примерно 40° , в пространстве он располагается субгоризонтально, по линии СВ-ЮЗ, поскольку полосы падают к северо-вос-

току под углом около 45° . „Второй“ пояс в таком случае отражает субвертикальное направление сжатия, так как расположен почти под прямым углом к „первому“ поясу.

Из всего сказанного вытекает следующее.

1. Закономерная связь макроструктурных элементов гранулитов (полосчатости, гнейсоватости и линейности) между собой и с элементами внутренней структуры всех главных породообразующих минералов (кристаллографической ориентировкой) указывает на одновременность их образования в результате одной фазы деформаций складчатости.

2. Главное направление тектонического транспорта расположено в направлении СВ-ЮЗ, т.е. субнормально к линейности и, судя по тектонической схеме (рис.26), на данном участке гранулитового пояса субнормально к осевой плоскости Кандалакшского антиклинария. Такие соотношения являются наиболее обычными при складчатости.

3. Совпадение всех элементов линейности с ориентировкой осей тектонических структур первого порядка свидетельствует об одновременности формирования тех и других.

С другой стороны, как известно, региональный метаморфизм пород района в амфиболитовой фации также связывается с формированием региональных структур Кольского полуострова, следовательно, отмеченное ранее наложение минеральных парагенезисов гранулитовой фации на амфиболитовую отражает не одновременность того и другого метаморфизма, а только его стадийность.

III. БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ ЧЛЕНЫ ГРАНУЛИТОВОЙ СЕРИИ

Эти породы составляют второй большой комплекс, занимающий около 10% площади гранулитового пояса. В него входят плагиоклазиты (анортозиты), габбро, габбро-нориты, нориты, гранатовые пироксениты, вебстериты и гиперстениты.

Чрезвычайно характерной особенностью базитов и ультрабазитов, входящих в эту группу, которая отличает их от собственно магматических пород, пространственно связанных с гранулитами, служит отсутствие оливина. До сих пор была встречена лишь одна (и в виде одного тела) оливинсодержащая разновидность этих пород — эвлизиты (железо-титаносодержащие пироксенсодержащие оливиниты), однако оливин в них имеет гортонолитовый состав, практически неизвестный в магматических породах района.

Плагиоклазиты. Термин «плагиоклазиты» употребляется с той целью, чтобы подчеркнуть отличие этих пород от обычных магматических анортозитов. Это однако не означает, что авторы проводят резкую грань между теми и другими. По-видимому, вполне можно допустить значительные перемещения плагиоклазитов из области их генерации (зоны гранулитового метаморфизма) в окружающие породы, где они могут давать типичные анортозитовые или габбро-анортозитовые массивы.

В составе гранулитовой серии плагиоклазиты развиты очень широко. Наиболее крупные обособления этих пород на всем протяжении пояса приурочены к зонам сочленения гранулитов с подстилающими и перекрывающими гнейсами, располагаясь между амфиболитами обрамления и собственно гранулитами. При этом внизу находятся наиболее мощные и протяженные пластовые тела (Колвицкий массив 60 x 3 км, Яврозерский массив 25 x 1,5 км, Сальнотундровский массив 20 x 1,0 км), а в зоне верхнего сочленения наряду с подобными телами (Сальные тундры, гора Застейд-I 6 x 0,1 км, хр. Сариселяя-тунтури, район горы Вул-вараки) присутствуют более или менее изометричные, в горизонтальном сечении, массивы (горы Пыршин-уайвишь 100 км², Вул-варака 25 км²). Плагиоклазиты пластовых тел обычно имеют вид средне- или крупнозернистых полосчатых кристаллосланцев. Изометричные тела в средней части представлены типичными габбро-анортозитами, а на периферии сложены плагиоклазо-

выми сланцами, подобными породам пластовых тел. В Колвицком массиве присутствуют небольшие участки, сложенные крупнозернистыми габбро-лабрадоритами.

Кроме этих образований маломощные ленты, линзы и полосы гранатовых, пироксен- и (или) амфиболсодержащих, а также гололейкократовых плагиоклазитов присутствуют в различных частях разреза гранулитовой серии Колвицких, Сальных и Туадаш-тундр. В районе хр. Сариселян-тунтури они встречаются реже, но зато здесь большое распространение внутри гранулитовой серии имеют секущие и полосные жилы биотит-плагиоклазовых пегматитов, по-видимому генетических аналогов плагиоклазитов.

Границы плагиоклазитов с кристаллосланцами могут быть резкими, выражаться чередованием тонких лент и полос обеих пород, а нередко смена их происходит путем постепенного изменения минерального состава на расстоянии нескольких метров вкрест простиранию полос.

Границы плагиоклазитов с амфиболитами обрамления обычно имеют сходный характер, однако здесь встречаются также эруптивные контакты (в Сальных тундрах - гора Вуим, в Колвицкой зоне - гора Чернобайха), где обломки гранатовых амфиболитов преобразованы и сцементированы плагиоклазовым материалом. В гранулитах таких контактов не отмечено, однако в редких случаях здесь среди лент, согласных с полосчатостью гранулитов, существуют своеобразные соотношения между ними и плагиоклазитами, свидетельствующие о мобильном поведении последних независимо от их мощности. Пример такого случая приведен на рис.32. Здесь плагиоклазитовый прослой толщиной около 3 см по простиранию лежит согласно с гранулитом, но по падению пересекает полосы плоскопараллельной текстуры вмещающих плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых гнейсов. При этом границ «прожилка» со сланцем практически нет; плагиоклаз его сливается с плагиоклазовыми полосами сланца, составляя с ними одно целое. Линейность и полосчатость в «прожилке» такая же, как в сланце. Все это свидетельствует об одновременности образования обеих пород.

Минеральный состав плагиоклазитов непостоянный. В большинстве случаев кроме плагиоклаза присутствуют гранат, клинопироксен, амфиболы и минералы-примеси, причем количество темноцветных колеблется от 0 до 30%, после чего плагиоклазит уже переходит в одну из разновидностей кристаллосланцев. Состав тонких лент плагиоклазитов ясно зависит от состава вмещающих его пород, что хорошо видно из табл.18. Причем в отдельных случаях плагиоклазиты содержат даже ленточный кварц.

Состав минералов плагиоклазитов также не постоянен. П л а г и о к л а з колеблется от андезина до битовнита, причем основность его растет в направлении от границ гранулитовой полосы к ее средней части. Содержание пироповой молекулы в гранате также меняется в этом направлении от 20-25 до 40-50%. В отличие от остальных кристаллосланцев гранатовые плагиоклазиты нередко

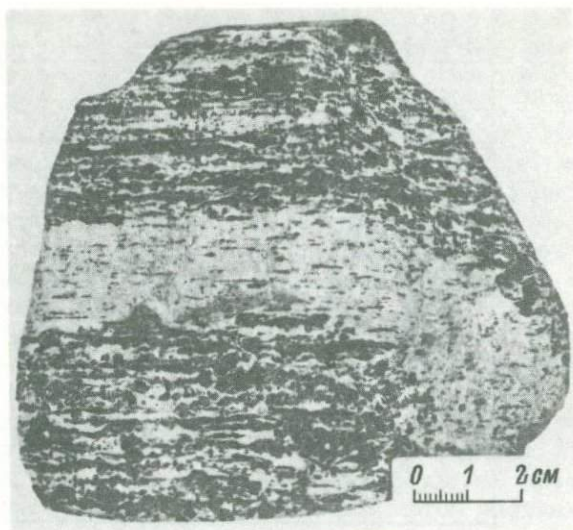


Рис. 32. Жилонидная форма плагиоклазита в плагиоклаз-гранат-клинопироксеновом гнейсе. Обр. 553р.

имеют аллотриоморфную, гипидиоморфнозернистую и другие структуры магматического типа. Порода в разных местах обладает различной зернистостью, но большей частью плагиоклазиты среднезернисты. Плагиоклаз изометричный, чистый, четко, ровно сдвойникован, не деформирован, хотя часто имеет аномальное угасание: облачное, волнистое и в отдельных случаях концентрически зональное. В плагиоклазитах нижней части разреза гранулитов Сальных тундр (район цирка Релт-ярш, горы Вуим) макроскопически ориентировка плагиоклаза не проявлена, но с переходом к среднему уровню разреза он получает преимущественную ориентировку, согласную с полосчатостью плагиоклазита, которая здесь также лучше выражена, чем внизу. Размеры зерен его 1–2 мм. В деформированных плагиоклазитах зерна мелкие, раздробленные, с изогнутыми двойниками, но все обломки снова сцементированы в довольно прочную породу. В виде включений в плагиоклазе отмечены мелкие зерна роговой обманки, сфена и изометричный, микроскопический рутил.

В плагиоклазитах участка горы Застейд-I в среднезернистой массе присутствуют единичные фенокристы плагиоклаза, которые образуют очковую текстуру породы с размером „очков“ от 2–3 до 5–6 мм. Подобные „очки“ бывают сложены также зернами темноцветных минералов, главным образом клинопироксена и роговой обманки.

Г р а н а т образует зерна различных размеров, большей частью идиоморфные или субидиоморфные. Обычно соизмерим с зернами основной массы (главным образом плагиоклазом). Плагио-

Т а б л и ц а 18

Количественно-минеральный состав гранатовых плагиоклазитов
в разрезе Сальных тундр (сверху вниз), об.%

Номер образца	Вмещающая порода	Пл	ГР	ГО	КПИ	ОПИ	СК	КВ	СФ	ШП	ЭП	БИ	АП
602о	ГР амфиболит	92.8	1.4	0.6	-	-	0.3	2.1	Ед.з.	0.7	-	-	-
553п	Двупироксеновый сланец	84.2	8.3	-	3.8	1.9	-	1.7	"	-	-	-	-
551	Пл-ГР-КПИ сланец	92.0	6.0	1.0	3.0	-	-	-	"	-	-	-	-
550с	То же	80.0	19.0	-	0.6	-	-	-	0.2	-	0.2	-	-
550р	" "	91.8	5.9	-	0.6	-	-	-	1.6	-	-	-	Ед.з.
550п	" "	88.0	11.1	-	-	-	0.3	-	0.3	-	0.3	-	-
550г	ГР амфиболит	75.4	12.6	12.0	-	-	-	-	Ед.з.	-	-	-	Ед.з.
549ф	То же	57.3	29.3	3.6	9.3	-	-	-	0.8	-	-	Ед.з.	"
549у	" "	83.0	12.0	Ед.з.	0.4	-	1.9	-	-	-	1-7	-	"

клизиты средних частей разреза гранулитов наряду с мелкими зернами содержат фенокристы граната размером до 4-5, иногда до 10 мм. Мелкие зерна граната и других темноцветных минералов частью расцезаны в породе, но обычно сгруппированы в полоски. В полосчатых или гнездовых скоплениях мелкий гранат образует сростки изометричной или неправильной формы. Во внутренних частях таких сростков остаются другие породообразующие минералы. По мере перехода к средней части гранулитового поля размеры сростков граната в плагиоклазитах увеличиваются. Они становятся все более изометричными, а иногда приобретают форму ромбододекаэдров. Почти все крупные гранаты включают многочисленные реликты клинопироксена, амфибола, плагиоклаза и других минералов, которые часто имеют округлые, овальные формы, указывающие на распад этих минералов и образование на их месте граната.

В отдельных случаях реликты плагиоклаза в гранате содержат в свою очередь мелкие симплектитовые вроски кварца, гаснущие одновременно. Плагиоклазит в данном случае кварца не содержит, поэтому можно предполагать, что плагиоклазитом замещена какая-то кварцсодержащая порода.

Очень редко в гранате присутствуют остатки клинопироксеновых зерен. Они также мелкие, изометричные, иногда округлые, как бы растворяющиеся в гранате. Кроме того, в нем отмечаются сфен, скаполит, эпидот, апатит.

Зеленая шпинель присутствует в породе очень редко, образуя единичные, мелкие, изометричные зерна, но иногда (район горы Застейд-I) содержание ее доходит до 6%. В этом случае в плагиоклазите почти нет граната, а шпинель по форме приспособлена к промежуткам между зернами породообразующих минералов.

Клинопироксен по объему занимает различное место в породе - от 0 до 30%. Чаще всего минерал изометричен, реже зерна его вытянуты. Иногда он занимает промежутки между зернами граната и имеет соответствующие формы. Мелкие зерна клинопироксена обычно не содержат включений, но по мере увеличения размеров в них растет количество реликтов плагиоклаза, роговой обманки, сфена и других минералов. Иногда крупные клинопироксены из-за множества включений имеют ноздреватое сложение.

Состав клинопироксена близок к составу его в гранатовых амфиболитах. В габбро-анортозитовых участках плагиоклазитов Колвицкого массива отмечены двойники типа стиллуотерских (Дир и др., 1965) и структуры распада пижонита на клино- и ортопироксен.

Изредка в плагиоклазитах отмечается скаполит.

Роговая обманка присутствует главным образом в плагиоклазитах, залегающих или соседствующих с гранатовыми амфиболитами. Количество ее доходит здесь до 12% (табл.18). Плагиоклазиты, залегающие в собственно гранулитах, обычно почти не содержат роговых обманок. Минерал зеленый, слабо-буроватый по Ng. Образует очень мелкие зерна в ассоциации с клинопироксеном. По оптическим константам относится к обыкновенной роговой обманке,

однако детальная диагностика для нее не проводилась. В отдельных случаях образует структуры замещения по клинопироксену, но большей частью имеет вид первичного минерала.

К в а р ц, как правило, не встречается в гранатовых плагиоклазитах. Отмечены только единичные случаи, когда он образует в породе изометричные зерна в основной массе и ленты, согласные с общей полосчатостью породы. В последнем случае он ничем не отличается от ленточного кварца в гранулитах кислого и среднего состава.

Из второстепенных минералов отметим с ф е н. В виде мелких, изометричных, иногда клиновидных зерен он обычно связан с темноцветными минералами, реже — рассеян, и в отдельных случаях зерна сфена, без примеси других минералов, образуют цепочки, вытянутые согласно с полосчатостью породы, при этом кристаллы его имеют удлинненную форму и также вытянуты согласно с полосчатостью. Очень часто сфен включен в гранат, но, как правило, его нет в клинопироксене. В роговой обманке в отличие от сфена гранатовых амфиболитов он также не наблюдался. Снизу вверх по разрезу, т.е. с переходом от условий амфиболитовой фации метаморфизма к условиям гранулитовой фации, количество сфена в породах уменьшается (табл.18).

В единичных случаях в ассоциации с плагиоклазом отмечен антипертит. Агрегаты его мелкие, расположены между зернами плагиоклаза, имеют неровные, как бы разъединенные границы. Вростки калишпата тонкие, изогнутые, червеобразные, клиновидные и т.п. (рис. 33).

Для большинства плагиоклазитов характерна полосчатость, выраженная ленточными скоплениями темноцветных минералов. Кроме полос меланократовые компоненты нередко группируются в небольшие скопления изометричной формы, а в районе горы Застейд-1, как отмечалось ранее, окрашенные минералы образуют голомеланократовые скопления округлой, овальной или линзовидной формы, которые обуславливают очковую текстуру породы с размером «очков» до 5-6 мм и более. В отдельных случаях в гранатовых плагиоклазитах с сине-зелеными и бесцветными амфиболами и единичными зернами клинопироксена (ширк у горы Элгорас) присутствует коронитовая структура, выраженная сплошными каемками мелкого граната вокруг гнездообразных агрегатов роговой обманки. Такие разновидности отмечены нами в зоне перехода от гранатовых амфиболитов к плагиоклазитам и, судя по минеральному составу (Пл — 35-40, ГР — 40-45, РО — 15-20%, КПИ — ед.э.) и характеру роговой обманки, могут принадлежать также и к гранатовым плагиоамфиболитам.

В небольших количествах в породе присутствуют иногда т и т а н о м а г н е т и т и а п а т и т. Из вторичных минералов отмечен клиноцоизит.

Как видно из описания, плагиоклазиты являются членом гранулитовой серии пород, но отличаются рядом признаков, характерных для магматических образований.



Рис. 33. Антипертит в гранатовом плагиоклазите. Шл. 550р. Ув. 25.

Габбро, нориты и пироксениты. В составе гранулитового пояса эти образования развиты очень широко. В Ловнозерском районе рудоносные нориты были обнаружены финским рыбаком Хухти. Затем их обследовал Х. Вейринен, а позже они изучались Д. В. Полферовым, С. Д. Покровским, Е. К. Козловым, В. Н. Спириным и другими исследователями. В Сальных тундрах, по-видимому, именно эти образования упоминаются Д. В. Полферовым как основные и ультраосновные дифференциаты гранулитового массива. Л. А. Прияткина некоторые гранатовые пироксениты относит к эклогитам, образованным за счет кристаллосланцев. Л. А. Виноградовым (Л. А. Виноградов, 1969 г.; Виноградов, Быков, 1970) в Туадаш- и Сальных тундрах обнаружено более 200 мелких тел подобного состава, многие из которых содержат слабое сульфидное оруденение. Один из участков гранулитов с такими телами показан на рис. 34.

В последнее время М. Н. Богданова и М. М. Ефимов в Колвицкой зоне выделили эти образования из общей группы развитых там базитов-гипербазитов. В огромном большинстве случаев мощность или толщина поперечного сечения этих тел не превышает первых метров и даже долей метра. Гораздо реже она достигает 10–15 м, и лишь в Ловнозерском районе наряду с многочисленными мелкими образованиями имеются массивы мощностью до 100 м и более.

В случае, если такие тела имеют форму тонких лент, они внешне почти не отличаются от обычной полосчатости кристаллосланцев (рис. 35).

С увеличением мощности эти образования размещаются большей частью на границах сланцевых полос различного минерального состава. Зоны сочленения их с вмещающими гранулитами обычно раздроблены, милонитизированы, но тонкие, ленточные тела имеют ненарушенные границы. Контакт в обычном понимании между ними и кристаллосланцами не существует; они сочленяются так же, как

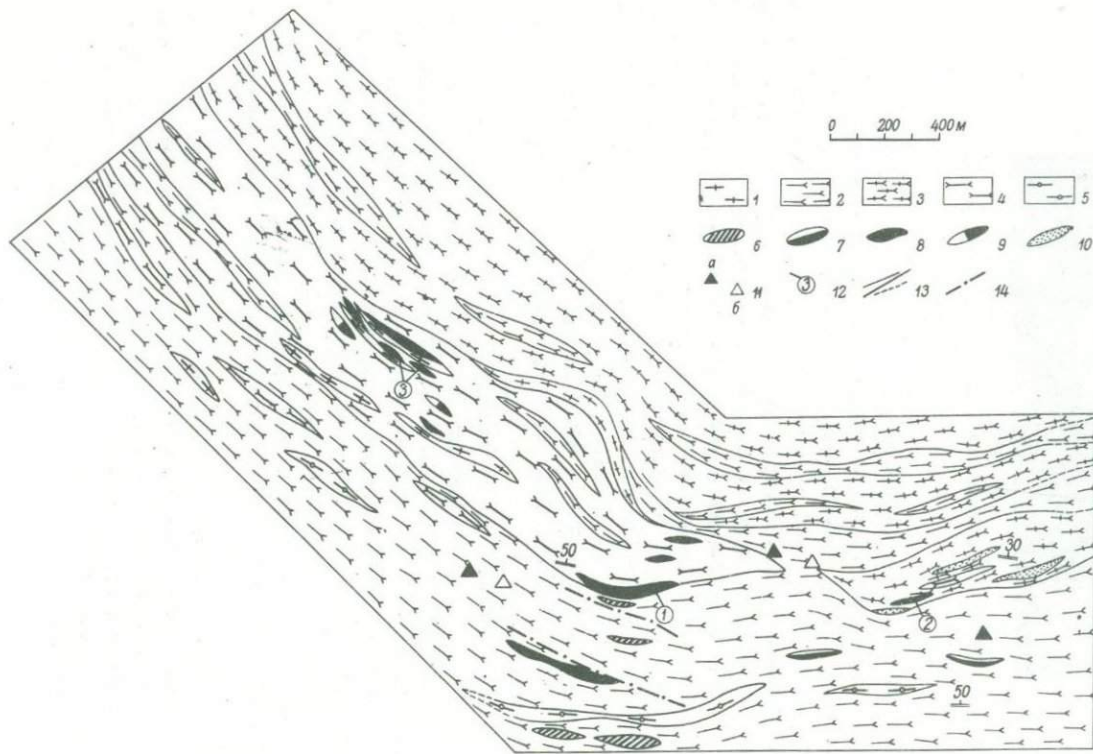


Рис. 34. Схематический геологический план участка горы Элгорас.

1 - КВ-ГР-ПШП сланцы; 2 - ПЛ-ГР-КПИ сланцы; 3 - двухпироксеновые сланцы; 4 - ПЛ-ГИ сланцы; 5 - ГР плагиоклазиты; 6 - друзиты; 7 - ПИ оливиниты; 8 - нориты, гиперстениты и вебстериты; 9 - ГР пироксениты; 10 - гипербазиты Нотозерского пояса; 11 - делювий (а - гиперстенитов, б - ПИ оливинитов); 12 - номера тел оруденелых пироксенитов; 13 - границы; 14 - разломы.

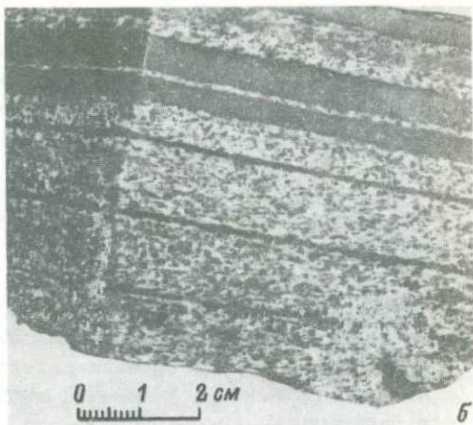
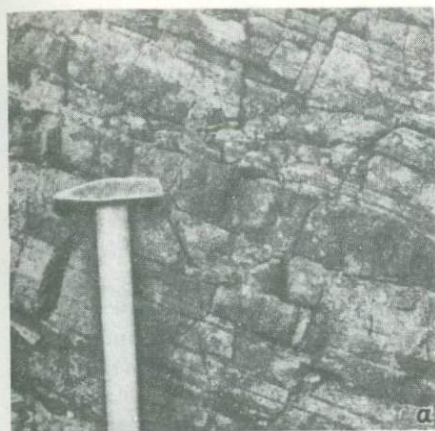


Рис. 35. Полосчатость в плагиоклаз-гиперстеновых сланцах, образованная лентами и линзами гиперстенов и вебстеритов. Обн. 500.

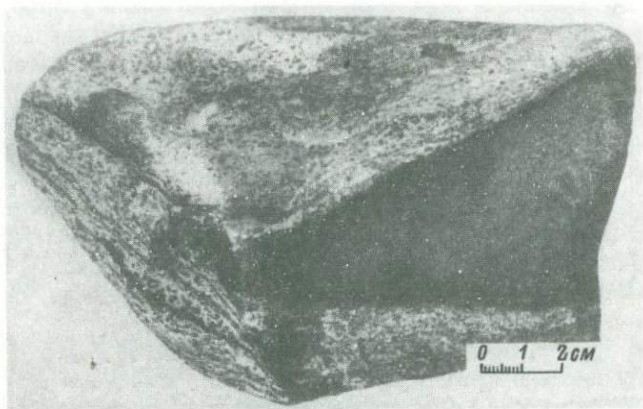


Рис. 36. Переход линзовидного тела пироксенита в меланократовую полосу вмещающего кристаллосланца.

и любые полосы различного минерального состава в сланцах, без воздействия одних пород на другие, при этом минеральный набор и состав минералов мелких тел часто почти не отличаются от таких в кристаллосланцах. Нередко между ними вообще нельзя провести четкой границы; переход имеет вид тонкого перемежения полос или постепенной смены минерального состава, которая заключается, как правило, только в увеличении меланократовости породы, часто вплоть до пироксенита.

Выклинивание основных и ультраосновных тел по простиранию чаще всего постепенное. Иногда на выклинивании тело ветвится на прожилки толщиной 3–5 см, которые быстро утончаются в сторону вмещающих пород, но некоторые из них переходят во вмещающий кристаллосланец, образуя в нем полосы, внешне не отличающиеся от обычных тонких лент в сланцах, сложенных темноцветными минералами (рис. 36).

Таким образом, эти тела как морфологически, так и по вещественному составу могут представлять собой одно целое с отдельными полосами кристаллосланцев, но в этом случае „полосы“ имеют гораздо более мелкую зернистость, чем остальная масса породы. С другой стороны, между действительно полосами и жилами базитов сохраняется принципиальное различие в морфологическом отношении, поскольку полосы в сланцах никогда не занимают секущего положения по отношению к границам полосчатости, в то время как нориты и пироксениты нередко секут эти границы. С увеличением мощности тел в ультрабазитах появляется глыбовая отдельность, которая практически не встречается в сланцах.

Более крупные тела лучше всего изучены в Ловнозерском районе. Они представлены норитами, габбро–норитами и габбро, причем во внутреннем строении массивов нет определенных закономерностей. В большинстве своем каждый из них сложен относительно однообразной петрографической разновидностью, изменения которой сводятся к небольшой разнице в меланократовости или лейкократовости между отдельными частями массива. Нередко это различие наблюдается не в нормальном разрезе тела, а между его „головной“ и „хвостовой“ частями (для сигарообразных и тому подобных тел). В соответствии с увеличением размеров массивов в них иногда растет количество сульфидов, однако строгой закономерности здесь нет. В остальном все особенности формы, условий залегания, состава и строения мелких и крупных тел очень близки.

Каждая разновидность базитов и ультрабазитов связана с определенной разновидностью кристаллосланцев: гиперстениты и нориты обычно расположены в плагиоклаз–гиперстеновых сланцах или породах, обогащенных гиперстеном, гранатовые пироксениты (без гиперстена) – в плагиоклаз–гранат–клинопироксеновых сланцах, вебстериты и габбро – в плагиоклаз–двупироксеновых сланцах. Однако имеются и исключения из этой закономерности.

Гиперстениты и нориты. Эти породы рассматриваются совместно, потому что они нередко представляют собой дифференциаты одного базитового тела. При этом гиперстениты могут как располагаться в нижней его части, так и образовывать меланократовые полосы в других участках тела. Наибольшим распространением в кристаллосланцах пользуются гиперстениты, образующие тела мощностью менее 1 м. Нориты обычно бывают несколько более мощными и протяженными по простиранию, чем пироксениты. Обе разновидности не имеют постоянного минерального состава. Плагиоклазовые гиперстениты постепенно сменяются норитами и даже лейкократовыми норитами в

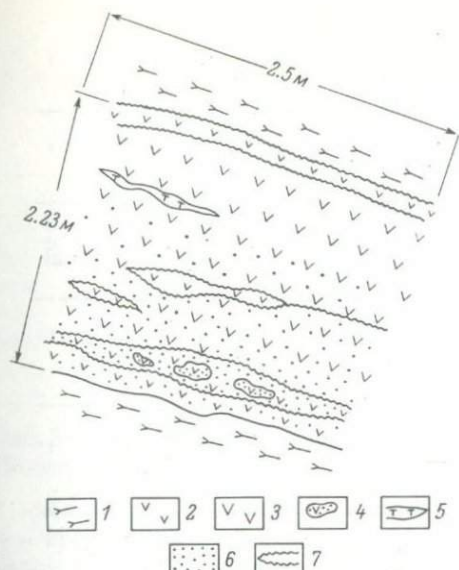


Рис. 37. Разрез гиперстенитового тела. Участок горы Элгорас. Обн. 458.

1 - ПЛ-ГР-КПИ сланцы; 2 - мелкозернистый гиперстенит; 3 - среднезернистый гиперстенит; 4 - ксенолиты ПЛ-ГР-КПИ сланца в гиперстените; 5 - монолитный гиперстенит в гиперстенитовом сланце; 6 - сульфидная вкрапленность; 7 - зона расслаивания и милонитизации.

пределах одного тела. Изредка гиперстениты располагаются внизу разреза, а нориты - в средней и верхней его частях, как бы отражая некоторую гравитационную дифференциацию.

В табл.19 приведен минеральный состав гиперстенитов и норитов из различных участков Сальных и Туадаш-тундр. В ней видно, что во всем районе взаимоотношения между этими составами подобны тем, какие иногда проявляются в одном теле, как это отмечено ранее. В качестве примеров на рис.37 и 38 показано внутреннее строение тел норитов-гиперстенитов. Ниже приводится описание одного из них (рис.38), расположенного на западном склоне горы Поутес-варь. Выход на поверхность имеет линзовидную форму с максимальной мощностью 10 и длиной 70-80 м. К концам выклинивается резко, в средней части мощность относительно постоянная. Тело залегает в кварц-гранат-полевошпатовых кристаллосланцах. Вблизи обоих контактов порода превращена в милонит. Мощность милонитизированной части от десятка сантиметров до 0.8 м. На расстоянии 0.4 м от лежащего контакта расположено несколько разрозненных по горизонтали линзовидных участков гиперстенита. Порода мелкозернистая, почти не измененная, относительно равномернoзернистая (табл.19, обр.471). По трещинам спайности в гиперстене часто протягиваются тонкие светлые нити, подобные таким же нитям в гиперстенах кристаллосланцев. Возможно, большинство этих пластинок представлено силлиманитом, который выделяется по трещинам спайности из высокоглиноземистого гиперстена при спаде температуры метаморфизма (Кострыкина, 1973). Гиперстен норитов и гиперстенитов также обогащен глиноземом, как и гиперстен кристаллосланцев (3-6%), поэтому не исключено, что и он может выделять силлиманит при остывании.

Т а б л и ц а 19

Количественно-минеральный состав гиперстенитов и норитов, об. %*

Порода	Номер образца	ОПИ	КПИ	ПЛ	ГР	БРО	СК	БИ	СФ	Рудные	АП
Гиперстенит	552-6	98,0	-	-	-	-	2,0	-	-	Ед.з.	-
	552-39	87,0	5,9	6,6	-	-	-	-	-	0,5	-
	552-Ф	98,0	-	-	-	-	1,0	-	-	1,0	-
	492	95,0	2,1	0,2	-	-	-	-	-	2,7	-
	552-46	94,0	Ед.з.	-	-	-	-	-	-	6,0	-
	552-30	85,0	-	-	-	-	-	-	-	15,0	-
	116-65	82,6	6,6	4,6	-	4,1	-	0,4	-	1,8	-
	471в	86,3	1,2	-	-	6,9	Ед.з.	-	-	1,3	-
Плаггиогиперстенит	471	79,3	-	11,6	-	8,4	-	Ед.з.	-	0,7	-
	471г	70,7	Ед.з.	18,4	-	10,1	-	-	-	0,8	-
	471 д	63,4	-	28,5	-	6,9	-	-	-	1,1	-
Норит	552-49	26,9	19,3	44,9	-	8,3	-	-	-	0,6	-
	471а	46,6	-	46,8	0,5	4,0	-	0,6	-	1,5	Ед.з.
	471б	35,4	-	54,1	4,9	0,4	Ед.з.	1,1	-	4,1	-
	112-65	46,0	0,1	48,0	-	3,2	1,3	1,0	-	0,5	-
Лейкократовый норит	197-65	27,0	1,0	70,5	-	1,0	-	-	-	0,5	-
	478-а	21,5	2,1	70,0	-	4,8	-	1,6	-	-	-
	470-66	15,4	1,4	76,2	-	7,0	-	-	Ед.з.	-	-

* Вмещающие породы - плаггиогиперстеновые и двупироксеновые сланцы.

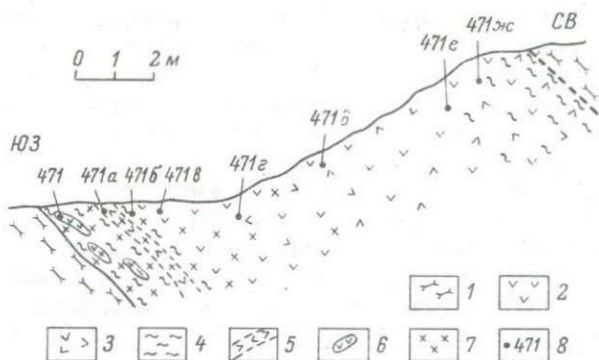


Рис. 38. Разрез норит-гиперстенитового тела. Западный склон горы Поутес-варь. Обн. 112.

1 - KB-ГР-ПШП сланец; 2 - плаггиогиперстенит с полосами норита; 3 - среднезернистый норит с полосами и обособлениями плаггиогиперстенита неправильной формы; 4 - зоны интенсивной милонитизации; 5 - гранатосодержащий норит; 6 - участки монолитного плаггиогиперстенита в милоните; 7 - меланокраговый норит; 8 - точки отбора образцов (номера соответствуют номерам образцов в табл. 19).

На расстоянии 1 м от контакта проходит полоса толщиной 0.15 м мелко-среднезернистого норита с габбровой структурой (рис. 38), но текстура породы заметно полосчатая за счет обособления гиперстена и плагиоклаза в слабо выраженные полосы. Зерна гиперстена изометричные, иногда несколько вытянутые и в этом случае ориентированы по удлинению полос. Плагиоклаз образует также изометричные, свежие зерна, с ровными, четкими ограничениями. Двойникование проявляется отчетливо в большинстве зерен. Измерения показывают, что зерна минерала независимо от формы статистически имеют определенную кристаллографическую ориентировку. Ось Nm ориентирована большей частью нормально к плоскостям полосчатости (параллельным полосчатости кристаллосланцев), а плоскость $Ng-Np$ субпараллельна ей. Таким образом, ориентировка плагиоклазов в норитах подобна их ориентировке во вмещающих кристаллосланцах (гл. II).

На расстоянии 1.6 м от контакта расположен второй, также маломощный прослой норита среди плаггиогиперстенита. От первого он отличается лейкократовостью, более крупными размерами зерен и присутствием (4.9%) граната. Кроме того, он включает 4.0% рудных минералов. Они образуют мелкие ксеноморфные зерна, расположенные между силикатами, и нередко включены в гиперстен. С теми и другими иногда ассоциируют отдельные вытянутые чешуйки свежего биотита. На расстоянии от 1.6 до 3.0 м вверх по разрезу прослеживается меланокраговый плаггиогиперстенит, местами разноезернистый, но без крупных фенокристов. Мелкие изометричные зерна плагиоклаза выполняют промежутки между гиперстенами, а иногда обра-

зуют небольшие гнездообразные скопления. В виде единичных мелких зерен присутствуют клинопироксен и бурая роговая обманка. В верхней части этого интервала количество плагиоклаза возрастает до 18.4% (табл.19, обр.471г). В интервале от 3 до 6 м от контакта прослеживается плагиоипроксенит, подобный вышеназванному, в котором происходит дальнейшее постепенное увеличение содержания плагиоклаза до 28.5% (обр.471д). В интервале от 6 до 10 м расположен неравномерозернистый мезократовый норит (обр.471о и 471к) с хорошо выраженной полосчатостью, мелкозернистый, но с отдельными фенокристами гиперстена размером до 3-4 мм. Гиперстен изометричный или вытянутый по полосчатости. Особенностью гиперстенов здесь служит нередкое наличие слайности по (110), в результате чего они имеют косое угасание (до 20°). Крупные зерна иногда окружены венцом из мелких изометричных гиперстенов.

Таким образом, данное тело в описанном разрезе представлено относительно массивным гиперстенитом и плагиогиперстенитом в нижней и средней частях, постепенно переходящими в полосчатый норит в верхней части. Внизу разреза расположены только две маломощные полосы норита. Состав темноцветных минералов относительно стабилен. Гиперстен содержит 20% ферросилита ($N_g = 1.686 \div 1.690$, $N_m = 1.681 \div 1.686$, $N_p = 1.673 \div 1.679$), клинопироксен ~70% диолсидовой молекулы ($N_g = 1.719$, $N_m = 1.697$, $N_p = 1.690$) (Дир и др., 1965). Как видно, по составу гиперстен незначительно отличается от гиперстена вмещающих кристаллосланцев в сторону большей магnezиальности, а для клинопироксена явных отличий не наблюдается.

В противоположность этим минералам плагиоклаз норитов и гиперстенитов значительно меняет свой состав как в разрезе тела, так и по отношению к вмещающим породам. В данном случае в середине разреза он относится в AN_{70-75} , а в направлении к контактам тела постепенно раскисляется до AN_{40-45} , приближаясь по составу к плагиоклазу вмещающих пород. Катаклаз норитов также часто сопровождается раскислением плагиоклазов. В то же время с уменьшением мощности тел постепенно исчезает и разница в составе минералов между ними и кристаллосланцами.

В итоге можно считать, что текстура пород, кристаллографическая ориентировка плагиоклазов и химический состав главных породообразующих минералов гиперстенитов и норитов очень близки к соответствующим характеристикам плагиоклаз-гиперстеновых сланцев, но структуры пород большей частью различны: в ультрабазитах нередко встречаются структуры, подобные магматическим (гипидоморфная, аллотриоморфнозернистая, габбровая), тогда как в сланцах они всегда метаморфические.

Не останавливаясь на описании других тел, отметим, что при мощности их менее 1 м зернистость пород нередко бывает очень мелкой по сравнению с зернистостью вмещающих сланцев, но они всегда полнокристаллические. Чрезвычайно характерно присутствие медно-никелевых сульфидов во многих телах пироксенитов и норитов.

Гранатовые пироксениты, вебстериты и габбро. Отличие этой группы пород от гиперстенитов и норитов состоит только в минеральном (и соответственно химическом) составе. Размеры тел, морфология, связь с кристаллосланцами родственного минерального состава для них остаются такими же, какие описаны для предыдущей группы пород. Четких минералогических границ между членами этого сообщества также не существует. Это хорошо видно из табл. 20. Поэтому к гранатовым нами отнесены пироксениты, не содержащие гиперстена, или с резким преобладанием клинопироксена над ортопироксеном и, как правило, содержащие гранат. Вебстериты содержат два пироксена, часто с преобладанием диопсид-геденбергита, но обычно лишены граната. В то же время имеются пироксениты, промежуточные между обеими разновидностями, включающие примерно одинаковые количества клинопироксена и гиперстена и содержащие гранат (обр. 552-47). Следует, правда, отметить, что по распространенности они резко уступают двум первым разновидностям пироксенитов.

Наиболее пестрым минеральным составом обладают габброидные породы. Количество плагиоклаза в них меняется от 12 до 77, клинопироксена - от 6 до 38, ортопироксена - от 0 до 13%. Большинство габброидов безгранатовые, но в отдельных случаях отмечается до 17% граната (обр. 578o).

В табл. 20 видна связь между минеральным составом габбро и пироксенитов и вмещающих кристаллосланцев. Так, гранатовые пироксениты расчлапываются в плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцах, а безгранатовые пироксениты и габброиды - в двупироксеновых или плагиоклаз-гиперстеновых кристаллосланцах, т.е. в данном случае взаимоотношения составов между породами такие же, как между гиперстенитами-норитами и плагиоклаз-гиперстеновыми кристаллосланцами.

Гранатовые пироксениты - чаще всего неравномернозернистые, относительно массивные породы, которые в отличие от гиперстенитов и норитов по размерам зерен близки к вмещающим плагиоклаз-гранат-клинопироксеновым сланцам.

Структура аллотриоморфнозернистая, габбровая, гипидиоморфная. В породе часты крупные идиоморфные зерна граната. Нередко гранатовые пироксениты рассланцованы, и тогда под микроскопом от вмещающих сланцев они отличаются только отсутствием или очень малым содержанием плагиоклаза. Уже отмечалось, что гранатовые пироксениты расположены в зоне безгиперстеновых кристаллосланцев и сами они преимущественно безгиперстеновые. Однако в отдельных телах гиперстен присутствует. В табл. 20 видно, что в низах разреза плагиоклаз-гранат-клинопироксеновой толщи (обр. 550-з, 551-Г₁, 551-Г₂) гранатовые пироксениты либо не содержат гиперстена, либо включают его в очень небольшом количестве (обр. 551-О), в верхней же части разреза (обр. 552-Г) он составляет до 15% объема пироксенита, причем во всех случаях сами пироксениты находятся в плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцах.

Химический состав пироксенитов внизу и сверху разреза отличается очень немногим, поэтому появление гиперстена, по-видимому, следует связывать с ростом температуры образования пироксенитов. С другой стороны, минеральный состав гранатовых пироксенитов, не содержащих гиперстена, также крайне изменчив даже в пределах одного тела (табл. 20, обр. 551-Т₁ и 552-Т₂).

Габбро, как уже говорилось, в отличие от пироксенитов образует более крупные тела. Так, на юго-восточном склоне высоты 780,0 м (Туадаш-тундры) в 200 м от вершины расположено тело лейкократового габбро длиной около 300 м и мощностью до 20-25 м. На южном склоне горы 579,5 м в 0,7-0,8 км от вершины обнажена довольно мощная толща кварц-гранат-полевошпатовых сланцев с отдельными слоями и линзами двупироксеновых и гранат-двупироксеновых сланцев. В ней проходят две послойные тектонические зоны мощностью до 5-6 м каждая. Зоны приурочены к цепочкам габбровых тел, которые по условиям обнаженности и рельефа прослеживаются на 100-150 м по падению. Размеры габбровых тел различны: от 1,0x3,0 до 1,5x20,0 м. В одном случае они имеют вид четковидных будин мощностью 1,5 и 3,5 м и общей длиной 25 м.

Минеральный состав габбро показан в табл. 20. Как отмечалось, в отличие от пироксенитов он характеризуется большим разнообразием. Здесь кроме главных породообразующих присутствует группа поздних минералов: везувиан, хлорит, карбонаты и эпидот. Но в остальном разница между пироксенитами и габбро состоит только в количественных соотношениях минералов, причем среди габбро гранатсодержащие разновидности так же часты, как и среди пироксенитов. Структура породы обычно габбровая или аллотриоморфнозернистая. Плаггиоклаз в отличие от плаггиоклаза гнейсов имеет свежий облик, большей частью нормальное угасание, четко сдвойникован. Амфиболовое габбро (табл. 20, обр. 580-10, 582б) отличается от амфиболовых пироксенитов большим содержанием буроватой роговой обманки и наличием плаггиоклаза.

Нужно отметить, что габбровые тела хорошо распознаются в обнажениях, когда они, как в данном случае, расположены в кислых гранулитах. Если же они залегают в гранулитах среднего и основного состава, что является наиболее обычным случаем, имеют небольшую мощность и не отделены по контактам тектоническими зонами, то легко могут быть пропущены, поскольку внешний облик габбро и его минеральный состав часто почти неотличимы, например, от двупироксеновых кристаллосланцев. Поэтому можно предположить, что в породах гранулитовой серии габбро распространено гораздо более широко, чем это нам известно сегодня.

Приведенная характеристика группы гиперстенитов, пироксенитов и габбро достаточно ясно показывает их тесную связь с кристаллосланцами соответствующего состава. При этом, с одной стороны, им присущи следующие особенности.

1. Мощность от единиц сантиметров до 100 м и более и протяженность от единиц метров до 1-2 км.

2. Сопоставимость полнокристаллического строения, а иногда и зернистости пород в тонких жилах с зернистостью вмещающих сланцев.

3. Аналогия минеральных составов (за исключением количественных соотношений) с составами соответствующих кристаллосланцев, т.е. гиперстениты близки к плагиоклаз-гиперстеновым сланцам, гранатовые пироксениты — к плагиоклаз-гранат-клинопироксеновым сланцам, пироксениты и габбро — к двупироксеновым сланцам.

4. Крайне непостоянный количественно-минеральный состав, что очень характерно и для вмещающих сланцев.

5. Переход по простиранию жилообразных пироксенитов в обычные меланократовые полосы кристаллосланцев.

Эти факты как будто свидетельствуют о метаморфическом происхождении ультрабазитов и базитов, но, с другой стороны, для них же характерны следующие признаки.

1. Увеличение зернистости с ростом мощности тел.

2. В отдельных случаях наличие краевых, мелкозернистых фаций в составе тел мощностью более 2 м.

3. Случаи полого- и крутосекущего положения в кристаллосланцах, иногда с переходами от послойного залегания к секущему.

4. Глыбовая отдельность и магматические структуры пород в отличие от плитчатой отдельности и гранобластовых структур кристаллосланцев.

5. В отдельных телах мощностью более 10–20 м слабая дифференциация на мезократовую и лейкократовую части.

6. Наличие послойно-секущих жил гиперстенита в габбро.

7. Во многих телах сульфидное оруденение, которое по соотношению между пирротином, пиритом, пентландитом и халькопиритом является характерным для обычных магматических месторождений.

Эта группа признаков вполне позволяет приписывать норитам и пироксенитам магматический генезис и отрицать метаморфический способ их образования. Таким образом, единство исходного вещества для кристаллосланцев и базитов-ультрабазитов устанавливается достаточно объективно, но пути их формирования безусловно различны. И если метаморфическое происхождение сланцев ни у кого не вызывает сомнений, то генезис описанных тел не может считаться установленным. В Сальных, Туадаш- и Колвицких тундрах они до сих пор подробно не описывались, а частью исследователей и не отмечались. В тех же случаях, когда авторы указывали на присутствие ультрабазитов в гранулитах района, они объединяли их с морфологически подобными, но высокомагнезиальными телами гипербазитовой формации и дифференцированными габброидами и относили к магматическим образованиям. Истинная же природа этих тел представляет не только общегеологический, но и практический интерес, поскольку с подобными образованиями связано сульфидное медно-никелевое месторождение Логдозера и многочисленные рудопроявления в остальной части гранулитового пояса. В связи с этим к воп-

росу генезиса базит-ультрабазитовых членов гранулитовой серии мы вернемся в заключительной части книги.

Титаномагнетитовые пироксеносодержащие оливиниты (эвлизиты). Эти своеобразные породы отмечены в Сальных тундрах в одном небольшом 3x60 м коренном выходе и в полосе элювия, который с перерывами протягивается на расстояние около 350 м. Ширина полосы от единиц до 10-15 м. Она вытянута по простиранию вмещающих плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых и дупироксеновых кристаллосланцев. Полоса пересекает долину ручья, спускающегося на север, к истоку р.Алдой. Расположена на расстоянии 1.8-2.0 км южнее этого истока. По-видимому, тело межпластовое или это цепочка линзовидных тел, расположенных на одном уровне разреза гранулитовой серии.

Внешне порода мелкозернистая, очень плотная, лишь местами слабо расслаиванная. Цвет черный. Всюду обогащена мелкозернистым титаномагнетитом, содержание которого колеблется от 20 до 50%. Структура сидеронитовая. Оливин составляет до 60% породы. Образует изометричные, часто субидiomорфные зерна размером в среднем 0.5 мм. Отдельность в них близка по направлению к спайности. Угасание минерала аномальное. Состав гортонолитовый. Содержание фаялитовой молекулы близко к 68% ($N_g = 1.805$; $N_m = 1.791$; $N_p = 1.762$; $N_g - N_p = 0.043$).

Клинопироксен составляет от 3 до 8% породы. По размерам зерен аналогичен оливину. В минерале хорошо выражена спайность по двум направлениям, причем по одной системе в него проникают микроскопические зерна оливина, образующие цепочки, вытянутые по трещинам. Согласно оптическим константам пироксен может быть отнесен к салиту ($N_g = 1.726$; $N_m = 1.705$; $N_p = 1.696$; $N_g - N_p = 0.030$; $2V = +42^\circ$).

Биотит образует единичные округлые или овальной формы включения в оливине и реже в титаномагнетите. Размер их - сотые доли миллиметра. Листочки имеют нечеткие ограничения, как бы растворяются во вмещающих минералах.

Титаномагнетит занимает всю остальную часть породы, цементируя силикаты, в отличие от которых он почти не имеет трещин. В составе рудной части присутствуют магнетит, ильменит и ульвошпатель. Детальное описание этих минералов имеется в отдельной статье (Метер и др., 1968).

Вероятно, описанную породу можно отнести к известной группе эвлизитов, детально изученных Л.П.Бондаренко и В.Б.Дагелайским (1961). Основываясь на сводке этих авторов, эвлизиты, по-видимому, следует также причислять к членам гранулитовой серии, связанным с ней генетически (?). Однако в силу чрезвычайной редкости этих образований и слабой изученности механизм их формирования остается для нас не ясным.

1У. МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфизм пород гранулитовой серии рассматривается на примере двух участков пояса: Колвицкой зоны и зоны Сальных и Туадаш-тундр. Первая зона характеризуется с позиций общих представлений о стадийности и фациальности метаморфизма пород, слагающих гранулитовый пояс на этом участке. В Сальных тундрах описывается только стадия прогрессивного гранулитового метаморфизма. В завершение раздела рассматривается возможный механизм формирования базит-ультрабазитовых членов гранулитовой серии, а также исследуется возможность генерации и аккумуляции теплоты в зоне метаморфизма пород за счет механической энергии тектонических процессов.

Как отмечалось, изученность гранулитов весьма неравномерна для разных участков, поэтому анализ метаморфизма кристаллосланцев района хр.Сариселян-тунтури авторы пока сделать не могут, и выводы, полученные для Сальных и Колвицких тундр, относятся к нему лишь в общем виде. В то же время базит-ультрабазитовые члены серии исследованы уже достаточно, для того чтобы заключения об их составе и генезисе распространять на весь гранулитовый пояс.

В табл. 21-24 приведен химический состав пород и минералов гранулитового пояса по районам. Эти таблицы и составляют основу данного раздела.

1. Колвицкая зона

Геолого-петрографическое изучение супракрустальных образований Колвицкой зоны позволило выделить ряд последовательно сменяющих друг друга метаморфических зон, отличающихся как по возрасту, так и по типу проявленного метаморфизма: зону метаморфизма умеренных давлений (фациальная серия АБ)* и зону метаморфизма повышенных давлений (фациальная серия Б₂) (Богданова, Ефимов, 1976а).

* фациальные серии метаморфизма по В.А.Глебовицкому (1973).

Опираясь на следующие факты: 1) различный структурный план толщ, подвергнувшихся метаморфизму с резко различными p , T условиями; 2) эффект „срезания“ простых структурных форм (восточная часть зоны) линейными сжатыми складками (Л.А.Прияткина, 1974 г.) и 3) наложение минералов метаморфизма высоких давлений на метаморфические породы, образовавшиеся при умеренных значениях давления и температуры, — можно разделить во времени выделяемые два типа метаморфизма, считая первый из них (метаморфизм фациальной серии АБ) более древним.

Древний региональный метаморфизм умеренных давлений (фациальная серия АБ)

Породы, пересыщенные кальцием. В эту группу объединяются разнообразные амфиболиты, развитые в низах кандалакшской толщи в виде реликтовых участков, а также встреченные в виде ксенолитов в породах друзитового ряда. В силу наложенного метаморфизма повышенных давлений парагенезисы более раннего метаморфизма устанавливаются в западном фланге структурной зоны с большим трудом. Главными породообразующими минералами здесь являются: плагиоклаз, роговая обманка, гранат, биотит и кварц.

Плагиоклаз имеет довольно постоянный состав и содержит 25–30% анортита. Амфиболы относятся к ряду обыкновенных роговых обманок (табл.22, ан.40, 41) с общей железистостью 47–45%. Гранаты (табл.22, ан.40 и 41)grossular-альмандинового состава содержат пироп 11.7–6.1%. Клинопироксены, судя по оптическим данным ($N_g = 1.724$ – 1.715 ; $N_p = 1.620 \div 1.682$; $cN_g = 43 \div 42$; $+2V = 58 \div 56^\circ$), относятся к салиту и содержат в среднем 35% геденбергитовой молекулы. Биотит присутствует почти во всех парагенезисах и обладает железистостью около 46%. Типичные парагенезисы раннег метаморфизма умеренных давлений представлены в табл.25 (№ 1–5).

Породы, недосыщенные кальцием. Эта группа пород объединяет биотитовые, биотит–амфиболовые, силлиманит–гранат–биотитовые гнейсы, развитые в нижней и средней частях кандалакшской толщи, а также разнообразные глиноземистые гнейсы, широко распространенные восточнее мыса Шомбач.

Главными породообразующими минералами являются: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит, гранат, кордиерит, силлиманит и реже андалузит. По преобладанию тех или иных минералов можно выделить ряд разновидностей пород данной группы, из которых наибольший интерес представляют силлиманит–гранат–биотит–ортотклазовые (\pm кордиерит) гнейсы, встречающиеся совместно с разнообразными амфиболитами в западной части структуры (зона амфиболитовой фашии) и слагающие обширное поле в междуречье Шомба–Умба в ассоциации с кислыми гранулитами и теневыми чарнокит–мигматитами.

Т а б л и ц а 21

Химический состав кристаллосланцев гранулитового пояса и амфиболитов обрамления, вес. %

Окисел	Хр. Сариселян-гунтури													
	Двадцатокислородные сланцы								КВ-ГР-ПШП сланцы					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	62.18	56.06	53.16	63.88	65.45	55.56	61.36	60.68	75.74	83.60	52.70	70.20	54.15	50.18
TiO ₂	0.60	0.88	0.80	0.46	0.32	0.45	0.46	0.75	0.45	0.74	1.82	0.45	1.82	0.20
Al ₂ O ₃	17.67	19.43	19.59	17.18	15.72	18.76	16.85	15.13	14.14	7.59	18.95	14.05	23.10	19.20
Fe ₂ O ₃	1.53	2.00	2.32	1.24	2.06	1.37	2.10	2.48	-	0.84	2.08	1.24	3.00	2.02
FeO	3.47	4.69	5.83	3.76	3.01	5.34	3.80	5.34	2.81	1.67	11.79	4.18	8.37	13.36
MnO	0.08	0.07	0.10	0.07	0.04	0.09	0.06	0.08	0.04	Сл.	0.20	0.02	0.11	0.18
MgO	2.89	3.63	4.52	2.71	2.20	4.65	3.60	3.68	1.19	0.89	5.16	1.90	4.46	6.04
CaO	5.58	6.56	7.53	4.89	5.20	7.76	5.80	6.20	0.94	1.42	0.88	0.88	0.77	3.48
Na ₂ O	4.40	4.20	4.00	4.00	3.80	4.00	3.80	3.00	1.52	1.79	0.79	1.56	0.54	1.92
K ₂ O	0.62	0.68	0.80	0.80	0.10	0.70	0.95	1.45	3.12	1.14	3.10	4.70	2.64	1.74
H ₂ O ⁻	0.21	0.14	0.30	0.18	0.22	Не обн.	0.16	0.19	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	0.65	0.74	-	-	-	-	-	-	0.10	0.02	0.10	0.10	0.10	0.10
Cr ₂ O ₃	0.01	0.03	-	-	-	-	-	-	0.013	-	-	-	-	0.04
P ₂ O ₅	0.16	0.06	-	-	-	-	-	-	0.04	0.12	0.07	0.12	0.11	0.03
S	0.08	0.14	-	-	-	-	-	-	0.05	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0.16
П.п.п.	Не обн.	0.11	1.06	0.61	1.30	0.85	0.79	0.68	0.65	0.24	2.09	0.26	0.53	0.99
CO ₂	0.22	0.35	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V ₂ O ₅	0.02	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	100.37	99.79	100.01	99.78	99.42	99.53	99.73	99.66	100.80	100.06	99.73	99.66	99.70	99.64

Окисел	Хр. Сариселян-гунтури													
	КВ-ГР-ПШП сланцы													
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	
SiO ₂	64.10	52.63	68.16	77.00	63.34	68.27	73.41	74.10	59.20	66.85	82.06	67.88	79.52	
TiO ₂	1.75	0.78	0.54	0.62	0.33	1.22	0.75	0.23	1.37	1.50	0.75	1.08	0.43	
Al ₂ O ₃	14.87	22.30	16.02	12.06	17.69	14.38	11.94	12.15	20.28	13.53	7.68	16.00	10.24	
Fe ₂ O ₃	1.52	1.20	0.42	-	0.40	2.51	0.90	1.55	2.77	1.42	1.62	2.11	0.01	
FeO	6.82	13.02	6.69	4.88	9.32	5.44	4.73	5.09	7.60	6.46	3.47	4.85	3.31	
MnO	0.11	0.11	0.07	0.05	0.11	0.08	0.09	0.07	0.11	0.11	0.06	0.08	0.04	
MgO	3.40	5.41	2.62	2.03	3.78	2.96	1.95	2.35	3.82	3.06	1.64	2.50	1.39	
CaO	3.07	0.39	0.72	0.55	0.55	0.35	0.89	1.95	1.06	1.42	1.00	0.65	0.61	
Na ₂ O	3.01	0.54	1.10	1.08	1.08	1.24	1.39	2.19	0.60	1.24	1.15	1.25	1.12	
K ₂ O	0.58	2.66	3.48	1.76	3.22	2.90	3.47	0.12	2.26	3.44	Сл.	3.28	3.40	
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
H ₂ O ⁺	0.10	0.10	0.02	0.08	0.04	0.07	0.11	0.09	0.02	0.02	0.03	0.10	-	
Cr ₂ O ₃	-	0.03	0.03	0.17	0.022	Сл.	Сл.	Сл.	-	-	Сл.	Сл.	0.012	
P ₂ O ₅	0.08	0.04	0.04	0.05	0.05	0.12	0.06	0.08	0.12	0.11	0.09	0.08	0.03	
S	Сл.	0.04	0.06	0.06	0.02	0.03	0.01	0.01	Сл.	Сл.	0.01	Сл.	0.06	
П.п.п.	0.95	0.99	0.59	0.28	0.48	0.73	0.50	0.32	0.40	0.51	0.56	0.43	0.40	
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
V ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Σ	97.35	100.29	100.56	100.67	100.43	100.30	100.20	100.30	99.61	99.67	100.17	100.29	100.57	

Таблица 21 (продолжение)

Химический состав кристаллосланцев гранулитового пояса и амфиболитов обрамления, вес. %

Окисел	Сальные тундры (разрез по линии гор Вуим-Застейд-Г)												
	ГР амфиболиты						ПЛ-ГР-КПИ сланцы						Двупироксеновые сланцы
	28	29*	30*	31	32	33*	34	35	36	37	38	39	40
SiO ₂	51.10	52.41	56.55	50.46	48.15	49.2	52.63	48.41	46.28	47.79	52.04	48.17	45.07
TiO ₂	1.23	0.90	0.73	1.06	0.97	0.57	1.11	1.06	0.57	1.08	-	0.79	1.20
Al ₂ O ₃	14.47	13.96	14.45	15.68	15.96	19.83	15.12	17.75	19.36	15.23	19.39	17.80	17.97
Fe ₂ O ₃	1.60	11.38	9.79	1.25	2.71	8.67	1.01	2.19	1.60	1.18	10.99	1.58	3.23
FeO	10.66			10.92	9.38		11.08	11.16	10.27	10.99		8.32	9.63
MnO	0.22	0.18	0.11	0.16	0.25	0.10	0.18	0.26	0.15	0.22	-	0.11	0.20
MgO	6.14	6.69	4.67	6.92	7.30	5.37	6.84	5.72	8.60	7.88	5.99	9.76	6.75
CaO	11.38	9.66	10.50	8.50	8.63	11.07	7.15	8.75	6.88	10.73	9.42	9.78	11.47
Na ₂ O	2.66	-	-	2.81	4.19	-	1.59	3.39	3.06	2.72	2.08	1.97	2.50
K ₂ O	0.57	-	-	0.46	0.83	-	2.16	0.42	0.60	0.59	0.40	0.32	0.50
H ₂ O ⁻	-	-	-	0.00	0.12	-	0.22	0.02	0.04	0.12	-	0.18	0.12
H ₂ O ⁺	0.10	-	-	0.76	1.20	-	0.70	0.30	2.68	0.61	-	0.46	0.45
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.03	-	Необн.	0.03
P ₂ O ₅	-	-	-	0.10	-	-	-	0.16	0.06	-	-	0.06	0.32
S	-	-	-	0.04	-	-	0.99	0.02	-	0.00	-	0.06	0.29
П.п.п.	0.18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	0.23	0.03	-	Необн.	0.00	0.04	0.36	-	0.07	0.02
V ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-0.06	-	-	0.00
Σ	100.31	-	-	99.35	99.72	-	100.78	99.61	100.19	99.59	100.31	99.43	99.75

Окисел	Сальные тундры (разрез по линии гор Вуим-Застейд-Г)											
	Двупироксеновые сланцы	ПЛ-ГИ сланцы					КВ-ГР-ПШП сланцы					
		41	42	43	44	45*	46	47*	48*	49*	50*	51
SiO ₂	50.64	50.53	47.38	50.67	51.42	50.85	75.02	74.72	74.00	69.43	65.05	62.71
TiO ₂	0.23	0.36	1.01	0.13	-	0.20	-	-	-	-	0.65	0.69
Al ₂ O ₃	21.19	20.64	16.08	17.14	13.85	19.84	13.34	12.26	13.10	15.18	16.44	18.18
Fe ₂ O ₃	1.69	1.12	1.92	1.22	11.18	0.86	1.53	2.35	2.56	6.82	1.29	0.48
FeO	4.11	5.04	9.75	6.01		5.03	-	-	-	-	-	6.73
MnO	0.09	0.10	0.25	0.13	-	0.09	-	-	-	-	0.06	0.05
MgO	6.78	7.96	7.43	13.64	9.36	11.38	0.49	0.31	0.51	2.36	2.53	3.24
CaO	12.07	11.39	6.79	9.31	9.19	9.22	1.54	1.00	1.64	1.57	1.40	1.53
Na ₂ O	2.72	1.18	2.42	1.15	2.51	2.12	4.24	2.95	3.11	1.93	1.26	2.04
K ₂ O	0.13	0.32	0.99	0.11	0.39	0.12	3.20	4.86	4.15	1.64	2.74	1.69
H ₂ O ⁻	0.20	0.15	0.23	0.14	-	0.02	-	-	-	-	0.29	0.16
H ₂ O ⁺	0.43	0.53	3.35	0.15	-	0.37	-	-	-	-	0.48	0.54
Cr ₂ O ₃	-	-	0.004	-	-	0.08	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	0.01	-	0.01	-	-	-	-	0.07	0.05
S	0.16	0.07	0.02	0.18	-	0.55	-	-	-	-	0.23	0.00
П.п.п.	0.15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂	0.005	0.07	2.19	0.10	-	0.00	-	-	-	-	0.08	0.04
V ₂ O ₅	-	-	0.01	-	-	0.00	-	-	-	-	-	-
Σ	100.59	99.46	99.83	100.09	-	100.74	-	-	-	-	99.30	99.16

* Анализы не полные.

Т а б л и ц а 21 (продолжение)

Химический состав кристаллосланцев гранулитового пояса и амфиболитов обрамления, вес. %

Окисел	Колвицкая зона													
	ГР-амфиболиты				ПЛ-ГР-КПИ сланцы								Двупироксеновые сланцы	
	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66
	506	506ж	1258	3087	163-12	191-1	282д	536	8774	3598-1	3496-2	44	7754-4	150-4
SiO ₂	47.46	52.65	51.13	52.29	50.69	47.21	49.65	51.24	50.90	51.95	45.16	48.02	51.34	47.94
TiO ₂	1.39	1.07	1.27	1.11	1.04	1.95	1.75	0.26	0.86	0.78	0.67	1.65	0.58	1.49
Al ₂ O ₃	14.83	15.04	13.13	14.82	18.88	13.26	14.12	21.96	15.14	16.50	10.50	12.64	15.83	14.99
Fe ₂ O ₃	1.73	1.75	4.26	1.77	2.41	4.26	1.09	1.75	1.99	1.56	2.94	3.82	1.47	5.25
FeO	12.51	11.39	9.56	12.54	6.11	12.48	14.27	4.26	9.12	8.80	10.40	12.87	7.48	9.38
MnO	0.21	0.23	0.22	0.24	0.14	0.25	0.23	0.08	0.25	0.18	0.23	0.26	0.17	0.21
MgO	7.23	5.06	6.33	4.15	5.58	6.21	5.12	4.35	7.10	6.65	17.08	6.55	10.10	6.35
CaO	10.38	9.38	10.40	9.27	11.07	9.54	10.10	11.91	9.64	9.30	9.87	11.36	9.47	10.02
Na ₂ O	1.63	1.78	1.98	2.38	3.11	2.48	2.65	2.93	2.30	2.60	1.35	2.18	2.47	2.66
K ₂ O	0.39	0.69	0.37	0.42	0.18	0.42	0.23	0.31	0.80	0.56	0.45	0.25	0.37	0.11
H ₂ O ⁻	0.08	0.08	0.32	0.07	0.00	0.12	0.06	0.04	-	0.02	0.03	-	0.02	0.10
H ₂ O ⁺	1.49	0.72	1.11	0.77	0.51	1.16	0.40	1.27	-			-		-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

P ₂ O ₅	-	-	0.12	0.30	-	-	-	-	0.10	-	0.05	0.11	0.03	-
S	0.02	0.01	0.02	-	0.32	-	-	0.06	0.06	-	1.18	0.06	0.07	-
П.п.п.	0.55	-	-	-	-	-	-	-	1.67	0.88	1.26	1.21	0.81	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	99.90	99.85	100.22	100.13	100.04	99.34	99.67	100.42	99.93	99.78	100.17	100.98	100.24	99.80

Окисел	Колвицкая зона													
	Двупироксеновые сланцы			ПЛ-ГИ сланцы				Кислые гранулиты						
	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80
	152-1	221	3771-3	6421-2	6266-8	7935-2	8920-1	618	3002	202-10	ДРУ-103	ДРУ-77	ДРУ-120	79-87
SiO ₂	51.05	51.67	52.36	51.50	44.30	54.92	54.26	73.80	80.46	70.40	67.74	61.22	73.70	65.15
TiO ₂	0.66	0.76	0.57	0.33	1.43	0.39	1.02	0.02	0.52	0.86	0.20	0.56	Не объ.	0.65
Al ₂ O ₃	16.65	17.08	13.40	16.79	15.43	20.67	13.52	14.10	0.26	11.95	12.91	17.79	14.50	16.37
Fe ₂ O ₃	1.85	1.87	2.00	0.99	1.80	1.59	1.30	0.29	0.55	2.23	2.47	1.68	0.68	0.81
FeO	8.14	6.58	7.58	6.25	14.24	4.53	10.20	0.84	3.78	4.77	8.56	7.07	0.77	5.70
MnC	0.17	0.15	0.18	0.22	0.30	0.11	0.20	0.04	0.03	0.18	0.17	0.09	0.01	0.10
MgO	5.60	7.32	9.47	9.50	0.04	3.60	5.56	0.02	1.72	0.98	3.59	2.85	0.41	2.66
CaO	9.91	9.51	10.15	10.33	10.49	8.47	9.39	1.16	0.91	3.77	1.40	0.95	1.13	1.26
Na ₂ O	2.70	3.11	2.40	2.45	2.00	4.10	3.20	3.36	1.68	2.80	1.60	1.70	4.00	2.61
K ₂ O	0.40	0.69	0.60	0.40	0.60	0.66	0.66	6.23	1.24	1.50	1.00	4.86	4.64	3.73

Оксид	Кольцикая зона													
	Двупироксеновые сланцы			ПЛ-ГИ сланцы				Кислые гранулиты						
	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80
	152-1	221	3771-3	6421-2	6266-8	7935-2	8920-1	618	3002	202-10	ДРУ-103	ДРУ-77	ДРУ-120	79-67
H ₂ O ⁻	0.26	0.08	0.31	-	-	0.22	0.22	0.10	0.27	-	0.18	-	0.03	0.08
H ₂ O ⁺	1.34	0.27		-	-	-	-	0.21	0.78		-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	0.02	-	-	-	-	-	-	0.03	0.02	0.02	0.09
S	0.13	-	-	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	-	-	1.16	0.77	1.56	0.62	1.00	-	-	0.31	0.75	0.72	0.66	-
CO ₂	0.84	-	-	-	0.11	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	99.70	99.49	100.18	99.57	100.30	99.88	100.53	100.17	100.20	99.75	100.60	99.51	100.55	100.29

Примечание. Приведены анализы Б.А.Шлафштейна (Сариселян-гунтури), Л.А.Виноградова (Сальные и Туадаш-тундры). По Кольцикой зоне приведены анализы М.Н.Богдановой и М.М.Ефимова: 506, 506ж - мыс Кочинный, 1258 - гора Окатьева, 3087 - район г.Кандалакша, 163-12 - о-в Хлебцы, 282д - Кальцифировая луда, 536, 221 - губа Педуниха, 150-4 - губа Костариха, 152-1 - Малый Хедостров, 618 - р.Порья, 3002 - мыс Шомбач. Анализы Е.Д.Чалых (1967, 1971 гг.): 8774 - среднее течение р. Порья, 3598-1 - среднее течение р.Порья; 3496-2 - 3 км к северо-западу от губы Белозерской, 7754-4 - Педувинская варака, 3771-3 - 1 км к северо-востоку от губы Западная Порья, 6421-2 - Педувинская варака, 6266-8 - гора Верес-тундра, 7935-2 - гора Глядень, 8920-1, 202-10 - дер.Порья губа, ДРУ-103, ДРУ-77, ДРУ-120 - профиль губа Маньково-Пильская. Анализ Л.А.Прияткиной (1975 г.): 44 - о-в Черничный. Анализ А.Н.Виноградова и Г.В.Виноградовой (1972): 79-67 - западный берег Пирострова. Анализы выполнены в химикоаналитических лабораториях ГИ КФАН СССР, СЗТГУ, ИГД.

Таблица 22

Химический состав минералов из кристаллосланцев гранулитового пояса и амфиболитов обрамления, вес.%

Оксид	Хр.Сариселян-гунтури											
	Двупироксеновые сланцы											
	Биогит											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	37.30	36.30	37.24	36.30	36.70	35.36	37.00	36.34	36.62	36.74	48.36	51.30
TiO ₂	5.10	2.83	4.28	2.65	3.50	2.24	4.14	4.70	2.68	4.08	0.10	0.32
Al ₂ O ₃	14.40	18.40	17.56	17.26	17.15	19.12	15.02	15.70	18.35	16.06	6.32	2.83
Fe ₂ O ₃	1.45	2.79	3.14	3.93	2.69	3.15	2.74	3.27	2.56	3.04	3.35	3.58
FeO	12.52	13.37	14.70	14.07	14.03	14.84	13.73	14.36	13.58	14.77	21.71	19.07
MnO	0.05	0.06	0.04	0.11	0.09	0.17	0.07	0.05	0.06	0.04	0.28	0.39
MgO	15.83	12.80	10.38	11.85	13.31	11.09	13.56	13.05	12.85	12.08	19.82	20.45
CaO	0.07	0.14	-	0.06	0.28	-	-	0.28	0.28	0.06	0.14	1.16
Na ₂ O	0.06	0.78	0.12	0.12	0.12	0.14	0.12	0.10	0.14	0.12	0.02	0.10
K ₂ O	9.40	8.70	9.70	8.82	8.46	9.14	9.20	8.76	8.76	9.26	0.03	0.08
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	0.06	0.42	0.28	0.26	0.24	0.18	0.44	0.32	0.20	0.24	-	0.04
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	0.09	0.13	0.06	-	-
P ₂ O ₅	0.014	0.07	3.40	3.68	0.07	0.02	0.03	-	-	-	-	0.35
Cr ₂ O ₅	-	0.11	0.05	-	0.08	0.15	0.052	0.07	0.09	0.06	-	0.04
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	2.08	3.23	0.075	0.05	3.22	3.89	3.17	2.84	3.29	2.98	0.02	0.83
Σ	98.33	100.00	100.96	99.16	99.94	99.49	99.27	99.93	99.59	99.59	100.15	100.54

Таблица 22 (продолжение)

Оксид	Хр. Сариселян-гунтури											
	Двупироксеновые сланцы											
	Гиперстен											
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	50.52	50.24	51.30	51.28	50.60	51.28	47.65	52.16	51.10	49.36	49.90	50.06
TiO ₂	0.18	0.15	0.31	0.75	0.24	0.75	0.21	0.11	0.18	0.39	0.44	0.40
Al ₂ O ₃	2.29	2.02	3.04	2.81	2.90	2.81	10.02	3.43	2.77	3.36	3.07	3.17
Fe ₂ O ₃	1.13	2.83	2.17	2.77	2.52	2.77	2.30	2.37	2.73	2.29	2.13	2.24
FeO	24.37	25.46	20.67	21.26	22.20	21.26	20.63	15.40	21.74	9.29	7.44	8.76
MnO	0.40	0.41	0.00	0.03	0.03	0.03	0.37	0.40	0.52	0.22	0.21	0.19
MgO	19.95	20.73	20.41	18.95	20.84	18.95	17.95	24.93	20.16	12.70	13.26	13.04
CaO	0.83	0.97	1.35	1.42	0.78	1.42	0.42	0.67	0.70	21.04	21.94	21.17
Na ₂ O	-	-	0.22	0.12	0.04	0.12	0.18	0.15	0.25	0.5	0.44	0.48
K ₂ O	-	-	0.12	0.06	0.13	0.06	0.00	0.24	0.16	-	-	He обн.
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	-	-	-
H ₂ O ⁺	0.42	0.44	0.08	0.08	0.12	0.08	-	-	-	-	0.32	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.11	-
Cu	-	-	-	-	0.14	0.36	-	-	-	-	0.01	0.26
P ₂ O ₅	0.07	0.04	0.30	0.36	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0.06	0.10	0.02	0.03	0.03	0.03	-	-	-	-	0.07	-
F	-	-	-	-	-	-	0.04	0.13	0.11	-	-	-
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
П.н.п.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.04	6.66
Σ	100.22	100.39	99.99	99.92	100.57	99.92	99.77	99.99	100.42	99.15	100.38	106.43

Таблица 22 (продолжение)

Оксид	Сальные тундры											
	ГР амфиболиты										ПЛ-ГР-КПИ сланцы	
	Амфибол				Плагио- клаз	Гранат					Клинопироксен	
	25	26	27	28	29	29	25	27	30	31	32	33
SiO ₂	44.2	43.02	40.46	44.53	73.75	39.34	37.46	37.86	38.72	37.08	49.40	49.30
TiO ₂	0.72	1.70	1.30	1.59	0.00	0.22	0.45	0.23	0.30	0.26	1.00	1.20
Al ₂ O ₃	13.66	10.70	12.37	13.07	16.03	20.87	21.93	21.04	20.68	20.76	3.20	5.20
Fe ₂ O ₃	1.68	3.28	4.68	2.40	0.26	1.07	0.39	0.55	1.11	0.79	2.98	3.60
FeO	7.56	14.04	14.04	10.71	0.00	24.49	25.20	24.12	25.20	26.61	7.40	6.84
MnO	0.05	0.09	0.15	Сл.	0.00	1.26	0.21	0.57	0.88	0.66	0.06	0.09
MgO	15.79	10.50	8.69	11.81	0.28	2.92	4.26	4.20	3.98	3.66	12.74	12.50
CaO	12.50	11.70	12.89	11.17	3.54	9.21	10.52	11.50	9.50	9.86	21.26	19.20
Na ₂ O	1.69	1.95	1.32	1.85	5.81	0.11	-	-	-	-	1.35	1.54
K ₂ O	0.46	1.28	1.41	0.57	0.18	0.13	-	-	-	-	0.01	0.01
H ₂ O ⁻	-	-	-	0.15	0.00	0.05	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	2.05	1.70	2.20	0.73	0.10	0.09	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	0.08	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	0.003	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
П.н.п.	-	-	-	1.55	-	-	-	-	-	-	0.24	0.50
Σ	100.36	99.96	99.51	100.13	100.43	99.76	100.42	100.07	100.37	99.71	99.64	99.98

Таблица 22 (продолжение)

Оксид	Сальные тундры										
	Пл-ГР-КПИ сланцы					Двупироксеновые сланцы					
	Амфибол	Гранат				Гиперстен			Гранат		
	33	34	35	33	32	36	37	38	36	37	39
SiO ₂	43.80	38.90	39.36	38.32	39.04	52.16	48.80	51.78	39.36	40.32	43.15
TiO ₂	2.4	0.26	0.16	0.32	0.40	0.28	0.51	0.13	0.16	0.05	0.22
Al ₂ O ₃	11.9	22.24	21.98	22.50	21.00	6.20	8.81	6.2	21.98	24.71	21.08
Fe ₂ O ₃	2.0	0.03	0.04	0.69	1.45	Отс.	0.15	2.17	0.04	0.40	2.88
FeO	9.4	19.60	21.66	22.32	20.52	12.66	16.56	11.95	21.16	15.48	14.83
MnO	Сл.	0.71	1.36	0.30	0.44	0.43	0.29	0.28	1.56	0.14	0.34
MgO	12.5	11.28	5.74	6.50	6.88	27.78	22.71	25.60	10.26	12.28	11.33
CaO	12.9	7.60	10.26	9.54	10.16	0.98	1.61	0.95	5.74	6.28	6.13
Na ₂ O	2.21	-	-	-	-	-	-	0.08	-	-	0.13
K ₂ O	1.05	-	-	-	-	-	-	0.11	-	-	0.22
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	-	-	0.33	-	-	0.07
H ₂ O ⁺	1.90	-	-	-	-	-	-	0.84	-	-	0.11
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	100.06	100.62	100.56	100.49	99.89	100.47	99.44	100.42	100.26	99.66	100.49

Таблица 22 (продолжение)

Оксид	Колвицкая зона										
	Гранатовые амфиболиты				Пл-ГР-КПИ сланцы		Двупироксеновые кристаллосланцы				
	Амфибол		Гранат		КПИ	ГР	Ортопироксен				Амфибол
	40	41	40	41	42	42	43	44	45	46	47
	506	506ж	506	506ж	44	44	27/4	К-160	К-176	150-4	292-12
SiO ₂	43.29	43.71	40.66	40.20	49.86	40.12	51.99	52.00	51.60	49.61	48.02
TiO ₂	1.68	1.31	0.37	0.30	0.38	0.06	-	0.25	0.15	0.19	1.14
Al ₂ O ₃	13.98	13.81	20.19	20.49	11.15	24.00	2.19	1.91	1.78	2.30	6.64
Fe ₂ O ₃	3.16	2.32	0.78	0.79	1.40	0.20	0.52	1.89	1.54	2.36	2.37
FeO	12.68	12.93	22.51	21.97	3.60	13.50	21.77	14.02	19.82	26.46	11.24
MnO	0.12	0.12	0.99	0.81	0.08	0.30	0.55	-	-	0.57	0.17
MgO	10.02	10.21	3.27	2.82	13.84	14.68	21.50	27.23	22.86	16.84	11.06
CaO	11.11	11.40	10.00	11.47	18.16	7.50	0.96	1.75	1.38	0.62	16.56
Na ₂ O	1.38	1.39	0.13	0.14	1.04	-	0.00	0.66	0.10	0.06	1.15
K ₂ O	0.37	0.96	0.17	0.21	0.19	-	0.13	-	0.03	-	0.32
H ₂ O ⁻	0.26	-	0.08	0.04	-	-	-	-	-	0.17	0.18
H ₂ O ⁺	1.84	1.82	0.33	0.40	-	-	0.90	0.40	-	0.63	0.66
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	99.89	99.98	99.48	99.64	99.70	100.36	100.51	100.11	99.26	99.81	99.51

Таблица 22 (продолжение)

Окисел	Кольвицкая зона										
	Двупироксеновые кристаллосланцы										
	Амфибол			Гранат					Клинопироксен		
	43	48	46	49	50	51	52	53	44	53	45
27/4	24/7	150-4	282	324	К-177	К-9	К-164	К-160	К-164	К-176	
SiO ₂	45.23	43.25	43.11	40.50	38.62	38.64	39.02	38.44	51.24	30.30	51.52
TiO ₂	2.16	1.97	1.53	0.10	0.25	0.13	0.08	0.11	0.69	0.43	0.37
Al ₂ O ₃	11.33	10.72	11.20	20.45	20.47	20.85	20.87	20.46	3.51	3.76	3.17
Fe ₂ O ₃	1.71	3.75	3.72	1.54	0.86	2.89	2.85	3.71	1.11	3.05	2.55
FeO	11.00	15.95	13.65	22.51	23.36	23.50	21.09	23.97	5.85	9.38	8.62
MnO	0.23	0.24	0.17	0.68	0.44	0.62	0.50	0.73	0.19	0.12	0.22
MgO	13.23	8.33	11.01	6.86	10.10	7.06	8.84	6.49	16.78	12.60	15.12
CaO	9.92	11.56	10.85	6.14	5.45	6.75	7.18	6.51	19.55	19.95	17.56
Na ₂ O	1.56	1.82	1.51	0.22	-	-	0.04	1.04	0.52	0.84	0.96
K ₂ O	1.01	0.56	0.29	0.14	-	-	-	-	-	-	0.02
H ₂ O ⁻	0.12	1.59	0.43	0.00	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	0.88	-	1.18	0.32	-	0.14	0.24	-	0.20	-	-
Cr ₂ O ₃	0.57	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	98.95	99.74	98.65	99.46	99.55	100.58	100.71	100.46	99.64	100.43	100.11

Окисел	Кольвицкая зона											
	Клинопироксен							Кислые гранулиты, глиноземистые гнейсы				
								Биотит		Гранат		
	51	52	50	49	54	43	48	55	56	57	58	59
К-177	К-9	324	282	2836	27/4	24/7	Л-57	560	79-67	69-1	83-67	
SiO ₂	50.34	49.34	49.05	52.10	50.82	52.59	50.53	35.74	39.96	40.37	38.30	40.05
TiO ₂	0.53	0.76	0.53	0.48	0.15	-	0.43	3.63	Сл.	0.07	0.05	0.07
Al ₂ O ₃	3.90	5.47	4.21	2.82	1.42	3.17	3.83	18.06	20.43	20.54	20.25	21.71
Fe ₂ O ₃	2.92	3.76	2.20	2.01	0.90	1.37	2.24	2.17	1.14	3.90	3.37	2.70
FeO	8.08	7.04	6.62	8.95	12.60	7.19	12.28	14.20	32.06	26.15	25.54	22.67
MnO	0.12	0.10	0.12	0.13	1.65	0.24	0.30	Сл.	0.70	0.77	0.60	0.34
MgO	12.65	12.90	13.54	12.30	7.79	14.08	9.96	12.22	3.83	6.55	9.00	10.16
CaO	20.76	19.51	21.80	19.23	23.18	20.33	19.09	0.22	0.87	1.14	2.01	1.12
Na ₂ O	0.84	1.36	0.74	1.20	0.39	0.50	0.67	0.26	0.15	0.12	0.31	0.01
K ₂ O	0.02	-	0.06	0.05	0.03	0.12	0.35	9.59	0.21	0.22	-	0.20
H ₂ O ⁻	-	-	-	0.10	-	-	-	-	0.05	0.16	0.38	0.05
H ₂ O ⁺	0.34	-	1.00	0.32	0.58	0.78	0.58	3.35	0.20	0.17	0.49	0.41
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	100.50	100.24	99.87	99.69	99.51	100.37	100.26	99.44	99.60	100.16	100.30	99.49

Примечание. Приведены анализы Б.А. Шлайфштейна по Сариселян-гунтури, Л.А. Виноградова, Л.А. Прияткиной и Т.А. Федковой по Сальным тундрам. По Кольвицкой зоне приведены анализы М.Н. Богдановой и М.М. Ефимова: 506, 506ж - мыс Кочинный, 27/4, 24/7 - участок "Плотичье", 292-12 о-в Большой Перуний, 150-4 - губа Костариха, 282 - Кальцифировая луда, 2835 - о-в Медвежий. Анализ Л.А. Прияткиной (1975 г.): 44 - о-в Черничный. Анализы Ю.Г. Лимбериса (Богданова, Ефимов, 1976а): К-160, К-176, К-9, К-177, К-164 - участок "Плотичье". Анализ Р.З. Левковского (А.Н. Виноградов, 1972 г.): Л-57 - устье Умба. Анализы А.Н. Виноградова и Г.В. Виноградовой (А.Н. Виноградов, 1972 г.): 560 - Печем-озеро, 79-67 - западный берег Пирострова, 83-67 - губа Малая Ширковка. Анализы Е.Д. Чалых (1971 г.): 69-1 - губа Восточная Пирья. Анализы выполнены в химико-аналитических лабораториях ГИ КФАН СССР, ИГД, СЗТУ. Минералы, имеющие одинаковые порядковые номера, отобраны из одного образца. Глиноземистые гнейсы включены в группу кислых гранулитов, поскольку для них характерны минеральные парагенезисы гранулитовой фации.

Таблица 23

Химический состав палингенных основных и ультраосновных членов гранулитовой серии, вес. %

Окисел	Сариселян-гунтури (Ловнозерский район)										
	Габбро-нориты				Нориты						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	51.06	51.60	50.60	51.38	43.18	50.47	47.70	47.23	40.64	43.57	48.00
TiO ₂	0.44	0.40	0.46	0.38	0.38	0.48	0.44	0.42	0.55	0.40	0.36
Al ₂ O ₃	15.86	13.79	14.69	16.47	14.25	11.75	13.78	16.48	18.32	18.49	13.46
Fe ₂ O ₃	0.89	1.18	1.41	1.10	18.89	13.28	14.39	14.99	25.01	17.99	13.15
FeO	6.92	7.93	6.90	6.03	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
MnO	0.12	0.14	0.12	0.09	0.12	0.14	0.12	0.09	0.09	0.11	0.14
MgO	13.23	14.71	12.30	11.59	8.59	14.88	12.90	7.42	4.47	9.94	14.88
CaO	8.72	7.35	11.34	9.02	6.96	5.64	6.70	7.37	4.92	7.52	5.64
Na ₂ O	1.56	1.60	1.48	2.30	1.58	1.30	1.39	2.04	2.12	1.34	1.30
K ₂ O	0.16	0.26	0.16	0.44	0.51	0.76	0.48	0.66	0.66	0.21	0.76
H ₂ O ⁻	0.05	0.08	0.09	0.08	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0.06	0.08	0.06	0.07	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.06	0.05	0.10	0.15	0.13	0.11	0.05	0.14	0.15
S	0.17	0.32	0.32	0.17	5.40	0.77	2.70	3.26	9.80	-	0.77
П.н.п.	1.09	1.42	0.35	1.44	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	-	-	-	-	-	-	-
V ₂ O ₅	0.04	0.04	0.04	0.03	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0.063	0.017	0.013	0.015	-	-	-	-	-	-	-
CoO	0.013	0.021	0.013	0.015	-	-	-	-	-	-	-
CuO	0.025	0.01	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-	-
S ~ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	100.55	101.02	100.41	100.68	99.96	99.62	100.73	100.07	100.61	99.71	98.61

Окисел	Сариселян-гунтури (Ловнозерский район)										
	Нориты										
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	49.34	49.56	43.60	40.10	44.70	43.00	32.80	51.20	51.00	51.50	50.54
TiO ₂	0.25	0.36	0.35	0.39	0.46	0.56	0.17	0.92	0.33	0.34	2.65
Al ₂ O ₃	18.39	14.22	7.10*	6.50	8.90	7.70	11.80	13.00	13.80	9.60	13.40
Fe ₂ O ₃	10.79	2.84	6.43	9.27	4.40	5.57	14.00	0.94	0.98	1.40	3.22
FeO	He опр.	7.66	13.79	15.59	14.90	16.00	15.36	10.26	9.37	12.44	8.45
MnO	0.08	0.13	0.19	0.25	0.20	0.22	0.14	0.17	0.17	0.21	0.08
MgO	6.45	14.56	17.20	15.41	15.62	16.87	6.74	13.06	14.48	16.93	13.20
CaO	8.23	6.00	4.42	3.54	4.65	3.06	5.24	6.52	6.24	3.97	5.39
Na ₂ O	2.40	2.20	0.78	0.72	1.08	0.94	1.70	1.70	1.60	1.30	2.32
K ₂ O	0.70	0.26	0.15	0.19	0.16	0.16	0.20	0.46	0.16	0.22	0.44
H ₂ O ⁻	-	0.12	He обн.	0.08	He обн.	He обн.	0.16	Отс.	0.14	Отс.	0.12
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	0.20	0.25	0.19	0.26	0.25	0.11	0.11	0.15	0.21	0.13
P ₂ O ₅	0.13	0.10	0.04	0.06	0.12	0.11	0.03	0.19	0.04	0.06	0.02
S	2.06	1.44	-	-	-	-	-	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
П.н.п.	-	0.81	3.61	5.28	2.88	3.49	7.40	1.16	1.22	1.37	0.99
CO ₂	-	0.33	0.22	0.26	0.22	0.22	0.40	0.18	0.26	0.26	0.04
V ₂ O ₅	-	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.06
NiO	-	0.28	1.30	1.62	0.92	1.05	2.47	0.01	0.01	0.02	0.03
CoO	-	0.015	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01
CuO	-	-	0.30	0.57	0.25	0.50	0.98	0.03	0.03	0.03	0.04
S ~ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	98.82	101.11	99.81	100.09	99.79	99.77	99.37	99.94	100.01	99.91	101.13

Таблица 23 (продолжение)

Оксид	Сариселян-гунтури (Ловнозерский район)								Сальные и Туадаш-гундры			
	Нориты								Плагиоклазиты			
	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO ₂	51.20	44.30	50.60	50.60	50.80	50.76	51.60	51.10	48.97	49.28	48.25	50.83
TiO ₂	0.75	0.41	0.39	0.38	0.30	0.24	0.22	0.32	0.48	0.08	0.26	0.44
Al ₂ O ₃	10.50	6.10	17.50	15.50	12.60	15.60	15.55	14.00	26.89	30.18	28.63	26.10
Fe ₂ O ₃	1.63	5.39	1.80	1.29	1.28	1.19	0.66	0.70	0.97	0.44	0.54	0.80
FeO	11.41	15.87	7.40	8.54	10.25	7.90	8.11	9.22	4.79	0.76	3.35	3.55
MnO	0.19	0.21	0.15	0.15	0.21	0.15	0.15	0.17	0.08	0.02	0.04	0.07
MgO	16.63	18.40	9.79	12.24	15.71	13.06	12.96	14.28	1.20	0.42	1.39	1.53
CaO	4.82	3.12	8.22	7.65	5.49	7.68	7.37	6.38	11.77	15.04	14.16	12.26
Na ₂ O	1.10	0.63	2.25	1.90	1.40	1.70	1.80	1.75	3.16	2.82	2.25	3.40
K ₂ O	0.24	0.13	0.22	0.19	0.16	0.16	0.24	0.17	0.41	0.32	0.20	0.36
H ₂ O ⁻	Отс.	Отс.	0.12	Отс.	Отс.	Отс.	Отс.	0.08	0.17	0.54	0.08	0.06
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	0.26	0.46	0.54	0.44
Cr ₂ O ₃	0.15	0.28	0.23	0.23	0.14	0.18	0.23	0.14	-	0.02	0.00	-
P ₂ O ₅	0.12	0.10	0.07	0.06	0.03	0.03	0.04	0.05	0.16	0.06	0.04	0.17
S	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.03	-	-	-
П.п.п.	1.10	3.20	0.84	0.91	1.14	1.04	0.98	1.17	-	-	-	-
CO ₂	0.11	0.10	0.22	0.26	0.12	0.22	0.22	0.26	0.13	-	-	-
V ₂ O ₅	0.05	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	-	-	-	-
NiO	0.05	1.15	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	-	-	-	-
CoO	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-	-	-	-
CuO	0.03	0.25	0.04	0.05	0.04	0.05	0.03	0.03	-	-	-	-
S ~ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	100.09	99.82	99.89	99.99	99.74	100.00	100.20	99.88	99.47	100.44	99.73	100.01

Оксид	Сальные и Туадаш-гундры											
	Плагиоклазиты			Габбро		Нориты						
	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46
SiO ₂	44.77	50.08	48.94	43.97	44.29	52.77	50.16	50.79	40.53	49.50	51.05	50.62
TiO ₂	0.55	0.57	0.24	0.05	0.18	0.25	1.14	0.23	0.07	0.20	0.23	0.26
Al ₂ O ₃	20.33	25.26	29.17	19.26	27.08	19.05	18.31	17.51	23.82	20.70	22.10	19.28
Fe ₂ O ₃	2.48	1.34	0.50	1.17	0.34	1.19	-	2.15	5.74	0.47	0.76	0.78
FeO	7.40	4.32	2.34	4.46	3.05	9.10	10.34	5.11	6.85	6.13	4.75	6.45
MnO	0.16	0.07	0.03	0.09	0.06	0.14	0.17	0.12	0.09	0.12	0.09	0.12
MgO	6.67	2.19	1.13	16.21	7.30	6.59	4.91	13.04	6.09	9.56	6.45	9.29
CaO	13.37	10.62	13.69	10.92	14.40	6.10	9.06	8.08	9.04	9.80	10.72	9.97
Na ₂ O	1.16	3.94	3.09	1.80	1.34	2.52	2.18	1.50	1.15	1.71	2.89	2.22
K ₂ O	0.27	0.57	0.27	0.44	0.45	0.69	0.60	0.19	0.22	0.10	0.29	0.28
H ₂ O ⁻	0.10	0.06	0.06	0.18	0.19	0.12	0.13	0.16	0.77	0.13	0.20	0.16
H ₂ O ⁺	1.93	0.92	0.32	0.89	0.77	0.71	1.35	0.41	1.36	0.64	0.48	0.68
Cr ₂ O ₃	-	0.03	0.004	0.07	0.04	0.03	0.06	0.16	0.10	-	0.02	0.03
P ₂ O ₅	0.03	0.12	-	-	-	0.13	-	0.22	0.13	0.25	-	-
S	-	0.12	0.00	-	-	0.23	0.53	0.06	3.48	0.18	0.02	0.01
П.п.п.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂	0.04	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	-	-	-	0.02	0.02	0.01
V ₂ O ₅	-	-	-	0.02	0.01	-	-	-	-	-	0.01	0.03
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	0.33	-	0.001	0.02
CoO	-	-	-	-	-	-	0.004	-	0.019	-	0.001	0.004
CuO	-	-	-	-	-	-	1.42	-	0.083	-	0.004	0.015
S ~ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	99.86	100.25	99.80	99.53	99.52	99.63	100.36	99.73	99.87	99.51	99.89	100.22

Таблица 23 (продолжение)

Окисел	Сальные и Туадаш-тундры												
	Нориты				ГР пироксениты					Вебстериты		Гиперстениты	
	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59
SiO ₂	52.08	46.55	51.63	49.55	45.69	46.73	46.88	47.00	43.10	48.74	49.35	52.27	49.67
TiO ₂	0.36	0.96	0.30	0.27	1.59	0.56	0.64	1.08	0.39	0.45	0.47	0.32	0.54
Al ₂ O ₃	18.70	16.85	15.56	17.36	10.49	10.24	10.22	12.53	7.32	6.50	5.70	3.45	5.66
Fe ₂ O ₃	0.90	1.41	4.67	2.54	0.56	1.45	2.27	2.06	2.15	1.73	2.78	1.23	2.76
FeO	6.32	7.61	5.63	7.15	12.10	10.79	10.25	12.95	22.38	6.53	5.63	11.61	11.93
MnO	0.14	0.20	0.085	0.10	0.23	0.23	0.22	0.29	0.32	0.10	0.14	0.16	0.19
MgO	8.79	6.45	12.03	9.10	13.31	17.47	10.86	9.67	17.26	15.85	15.72	27.25	23.71
CaO	8.97	16.78	4.41	9.47	12.57	8.54	16.96	12.12	5.42	17.90	17.76	1.88	3.49
Na ₂ O	2.61	1.63	1.21	2.07	0.99	1.57	0.85	1.32	0.49	0.64	0.69	0.28	0.26
K ₂ O	0.25	0.46	0.22	0.22	0.21	0.41	0.06	0.13	0.19	0.02	0.03	0.11	0.41
H ₂ O ⁻	0.20	0.13	0.33	0.24	0.14	0.18	0.08	0.10	0.09	0.08	0.08	-	0.07
H ₂ O ⁺	0.65	0.65	0.94	1.71	0.21	0.34	0.22	0.66	0.41	0.45	0.73	0.69	0.72
Cr ₂ O ₃	0.012	0.06	0.05	-	0.10	0.27	0.04	-	-	0.08	-	0.26	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	Не обн.	Не обн.	-	-	0.01	-	0.03	-	-
S	0.01	0.43	3.53	-	0.35	-	0.03	-	0.02	1.60	1.25	0.34	1.41
П.п.п.	-	-	-	-	0.92	1.00	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂	0.01	0.35	0.49	-	0.48	0.05	-	0.02	0.00	0.13	0.52	-	Не обн.
V ₂ O ₅	0.03	0.05	0.05	-	0.16	0.01	0.09	-	-	-	-	-	-
NiO	0.10	0.02	0.28	-	0.10	0.10	0.03	-	-	-	-	0.15	-
CoO	0.01	0.004	0.14	-	0.01	0.01	0.01	-	-	-	-	0.004	-
CuO	0.03	0.015	0.01	-	0.03	0.015	0.02	-	-	-	-	0.17	-
S ~ O	-	-	-1.76	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	100.17	100.60	99.80	99.78	100.24	99.96	99.73	99.93	99.55	100.80	100.88	100.17	100.82

Окисел	Сальные и Туадаш-тундры			Колвицкая зона								
	Гиперстениты			Плагиоклазиты				Габбро-анортозиты				
	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71
				508Г	61-1	3656-4	7759-4	227	227а	1	2	4
SiO ₂	53.12	52.83	51.57	51.90	50.70	50.14	49.46	46.99	49.48	48.67	50.71	48.22
TiO ₂	0.21	0.34	0.38	0.10	0.36	0.36	0.18	0.50	0.79	0.49	0.45	0.48
Al ₂ O ₃	4.51	4.73	5.14	29.11	29.24	17.93	21.54	23.07	22.50	24.98	22.94	23.26
Fe ₂ O ₃	0.21	0.48	0.32	0.52	0.89	2.05	0.58	2.07	1.90	1.37	1.06	2.18
FeO	9.59	10.52	11.36	0.84	1.17	5.08	4.64	7.04	5.85	5.28	4.86	5.38
MnO	0.18	0.19	0.18	0.01	0.02	0.20	0.16	0.12	0.12	0.16	0.09	0.09
MgO	27.43	26.91	26.80	0.06	0.45	7.18	9.74	4.09	1.68	3.46	5.55	4.68
CaO	3.50	2.13	2.47	12.16	13.14	14.00	10.68	10.80	10.11	11.65	10.40	11.19
Na ₂ O	0.32	0.22	0.20	4.20	3.42	2.45	2.00	2.75	3.98	3.13	2.95	3.15
K ₂ O	0.02	0.12	0.06	0.58	0.29	0.22	0.22	1.04	1.37	0.82	0.97	0.58
H ₂ O ⁻	0.03	0.08	0.10	0.08	0.11	-	0.02	0.10	0.02	-	-	0.02
H ₂ O ⁺	0.42	0.64	0.49	0.85	0.52	-	-	1.48	1.44	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0.49	0.56	0.52	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	0.42	0.23	1.03	-	-	0.16	0.06	-	-	-	-	1.20
П.п.п.	-	-	-	-	-	0.45	0.63	-	-	-	-	-
CO ₂	-	0.04	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0.033	0.029	0.18	-	-	Сл.	-	-	-	-	-	-
CoO	0.007	0.006	0.013	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CuO	0.016	-	0.047	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S ~ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	100.50	100.05	100.88	100.41	100.31	100.22	99.91	100.05	99.24	100.01	99.98	100.43

Т а б л и ц а 23 (продолжение)

Окисел	Кольвицкая зона								
	Габбро-анортозиты		Нориты				Пироксениты		
	72	73	74	75	76	77	78	79	80
	10	3664-3	с-39 25.0	с-40 44.9	с-40 59.1	с-43 32.6	с-35 12.5	с-40 36.2	с-43 68.8
SiO ₂	47.64	49.22	52.28	51.69	50.44	49.28	44.89	43.41	43.20
TiO ₂	0.08	0.20	0.76	0.95	1.29	1.12	1.10	1.12	1.46
Al ₂ O ₃	26.68	24.39	16.80	14.16	9.50	14.78	5.28	4.51	4.80
Fe ₂ O ₃	1.00	0.80	1.24	1.82	1.26	2.88	3.75	4.39	4.15
FeO	3.49	3.77	8.45	8.04	8.94	8.10	11.15	8.98	9.91
MnO	0.06	0.04	0.14	0.15	0.16	0.17	0.22	0.17	0.20
MgO	3.31	4.79	6.37	8.01	11.04	7.95	24.54	26.32	25.36
CaO	13.12	10.22	7.10	6.60	12.02	9.93	5.42	6.83	7.57
Na ₂ O	2.57	3.20	3.80	4.93	2.20	3.40	1.00	1.00	1.25
K ₂ O	0.30	0.32	0.96	0.93	0.72	0.81	0.31	0.28	0.33
H ₂ O ⁻	0.04	-	0.08	0.14	0.05	0.10	0.10	0.32	0.13
H ₂ O ⁺	-	-	-	2.34	-	1.49	1.28	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0.03	0.10	0.04	0.17	-	0.10
P ₂ O ₅	-	0.01	0.10	-	0.03	-	-	-	0.05
S	-	0.01	-	0.05	Не обн.	-	0.51	-	-
П.п.п.	1.39	0.73	1.46	-	2.07	-	-	2.70	1.73
CO ₂	-	0.06	-	-	-	-	-	-	-
V ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	-	-	-	0.053	Не обн.	0.038	0.18	-	-
CoO	-	-	-	0.006	"	0.009	0.016	-	-
CuO	-	-	-	0.012	-	0.021	0.016	-	-
S~O	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	99.68	99.76	99.54	99.91	99.82	100.12	99.93	100.03	100.24

Примечание. Приведены анализы В.Н.Спирова по Сариселян-тунтури, Л.А.Виноградова и Т.А.Федковой по Сальным и Туадаш-тундрам. По Кольвицкой зоне приведены анализы М.Н.Богдановой и М.М.Ефимова: 508г - губа Чернобаиха; 227, 227а - губа Ильинка, с-40/44.9, с-43/32.6, с-35/12.5, с-39/25.0, с-40/59.1, с-40/36.2, с-43/68.8 - участок "Плотичье". Анализы Е.Д.Чалых (1967г.): 3656-4 - 7 км к северо-востоку от мыса Пентельского, 7759-4 - оз.Длинное, 3664-3 - 1 км к северо-востоку от горы Пентельской. Анализы А.П.Лебедева (1937 г.): 61-1 - оз.Глубокое, 4; 10 - гора Каменная. Анализы Е.В.Шаркова (1974 г.). 1 - средний состав пород зон закалки (среднее из трех анализов), 2 - средневзвешенный состав Кольвицкого массива. Анализы выполнены в химико-аналитических лабораториях ИГГД, ГИ КФАН СССР, СЗТГУ.

Т а б л и ц а 24

Химический состав минералов из основных-ультрасосновых пород гранулитовой серии Сальных и Туадаш-тундр, вес.%

Окисел, элемент	Меланократовые нориты		Гиперстениты			ГР пироксениты							
	КПИ	ГИ	КПИ	ГИ		КПИ			ГР				АМФ
				2	2	3	4	5	6	4	7	4	
SiO ₂	50.27	52.51	50.31	51.92	53.17	50.49	50.65	48.96	41.39	42.26	41.52	41.36	43.63
TiO ₂	0.82	0.28	0.53	0.16	0.19	0.70	0.46	0.58	0.18	0.00	0.11	0.27	0.24
Al ₂ O ₃	7.61	5.80	6.76	5.36	4.48	6.40	6.75	6.26	20.97	22.60	20.30	21.59	14.27
Fe ₂ O ₃	1.22	0.77	1.46	0.63	1.71	2.60	2.36	2.50	1.19	1.02	1.55	0.86	1.97
FeO	4.17	12.17	5.13	14.49	9.85	5.99	4.54	7.61	19.38	11.82	19.88	18.77	4.27
MnO	0.12	0.22	0.13	0.21	0.17	0.04	0.12	0.14	0.35	0.47	0.48	0.59	0.05
MgO	13.94	26.87	14.86	25.74	28.36	12.03	13.94	12.85	8.62	15.37	8.79	10.15	17.14
CaO	19.84	0.87	18.98	1.40	0.97	20.37	19.36	18.57	7.40	5.53	6.78	5.85	11.80
Na ₂ O	1.17	0.14	0.80	0.13	0.09	1.24	0.80	1.31	0.12	0.24	0.18	0.23	2.55
K ₂ O	0.07	0.07	0.08	0.10	0.06	0.05	0.06	0.04	0.16	0.18	0.17	0.18	0.59
H ₂ O ⁻	-	-	0.00	0.26	0.20	0.05	0.07	0.12	0.05	-	0.10	0.09	0.00
H ₂ O ⁺	-	-	0.52	0.12	0.22	0.30	0.20	0.49	0.05	-	0.31	0.16	0.74
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	0.17	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0.012	0.05	-	-	-	-	0.00	-	-	-	-	-	0.12
Co	0.005	0.006	-	-	-	-	0.00	-	-	-	-	-	0.06
Cu	0.003	0.002	-	-	-	-	0.00	-	-	-	-	-	-
V ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	0.06	-	-	-	-	-
П.п.п.	-	0.87	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.90
Σ	99.25	100.43	99.48	100.52	99.47	100.26	99.31	99.64	99.91	99.49	100.17	100.10	99.72

Примечание. Анализы Л.А.Виноградова. Выполнены в химической лаборатории Геологического института Кольского филиала АН СССР. Минералы с одинаковыми порядковыми номерами отобраны из одного образца.

Плагноклаз постоянно присутствует во всех без исключения породах этой группы и его состав в различных парагенезисах одинаков для пород как амфиболитовой, так и гранулитовой фаций метаморфизма (22–34% АН).

Биотит – типичный минерал пород рассматриваемой группы. Он присутствует как в амфиболитовой, так и в гранулитовой фациях в количествах, варьирующих в очень широких пределах.

Гранат широко распространен в породах данной группы и с повышением степени метаморфизма наблюдается увеличение его магнезиальности (табл. 22, ан. 58, 59).

Наложенный метаморфизм повышенных давлений (фациальная серия B_2)

Породы, пересыщенные кальцием. Петрографическое изучение пород этой группы в зоне проявления метаморфизма повышенных давлений показывает, что наиболее ранними минералами в них являются гиперстен и магнезиальный гранат. В настоящее время эта ассоциация фиксируется лишь в центральной части структуры, но, судя по реликтам вышеуказанных минералов, ранняя ассоциация гиперстен+гранат была развита гораздо шире и образовывала полосу северо-западного простираения от межгубья Белоозерская–Тар-губа на юге до гор Каменной и Верес-гундры в северной части структуры. Развитие этой ассоциации связано, вероятно, с образованием изоклинальных складок F_1 , в которых гиперстен ориентирован по линейности. С поздним этапом этой же деформации связано формирование ассоциации более железистого граната и клинопироксена. Наложение этой ассоциации (эклогитизации) на более ранние парагенезисы фиксируется на значительной территории, и интенсивность процесса возрастает в узких (50–100 м), далеко прослеживающихся зонах.

Главными породообразующими минералами этой группы пород в зоне наложенного метаморфизма повышенных давлений являются: гранат, клинс- и ортопироксены, плагноклаз, роговые обманки. Различные комбинации этих минералов и приводят к большому разнообразию основных кристаллических сланцев этой зоны.

Гранат – наиболее распространенный минерал в различных основных кристаллических сланцах изученного района. Он относится к пироп-альмандиновому типу с незначительным содержанием спесартиновой составляющей (табл. 22, ан. 42, 49–53). Количество пироба колеблется от 19,2 до 52,6%, причем его экстремальные значения характерны для гранатов в парагенезисе с ортопироксеном. Гранаты, относящиеся к данной эпохе минералообразования (новообразованный гранат в ассоциации с клинопироксеном), в зоне амфиболитового метаморфизма принадлежат к гроссуляр-альмандиновому типу с содержанием пиробовой составляющей от 11,7 до 14,9% (табл. 22, ан. 40, 41). На диаграмме В.А.Глебовицкого (Судовиков и др., 1970) модальные составы гранатов ранних ассоциаций – Пир+(Алм+Спес)+

постоянным присутствием Al_2O_3 , что вообще характерно для гиперстенов гранулитовой фации (Eskola, 1952; Groves, 1935; Лутц, 1964).

Моноклинные пироксены широко распространены в породах данной группы. Они кристаллизовались обычно на позднем этапе прогрессивного наложенного метаморфизма, чаще замещая ортопироксены, но в некоторых случаях находясь в равновесии с ними. В межгубье Педуниха-Белозериха этот минерал замещает бурую роговую обманку и часто содержит ее реликты. Проанализированные моноклинные пироксены относятся к сравнительно маложелезистым членам ряда диоксид-геденбергит. Характерной особенностью этих клинопироксенов является повышенная глиноземистость. Одновременно с этим увеличивается и их щелочность — количество натрия достигает 0,09 формульных единиц, что можно объяснить наличием в моноклинных пироксенах этого этапа метаморфизма примеси жадеитовой молекулы и проявлением изоморфизма типа $Ca + Mg \rightarrow Na + Al$.

Породы, недосыщенные кальцием. Наибольший интерес среди пород этой группы, метаморфизованных в условиях повышенных давлений, представляют глиноземистые гнейсы с парагенезисом гранат-гиперстен-силлиманит-плаггиоклаз-кварц, который отвечает гиперстен-силлиманитовой субфации (или сугамской фации глубинности по Макарушеву, 1965). Переход к ней определяется исключительно повышением давления до значения 11 кбар, что установлено экспериментально для магнезиальных систем (Schreyer, 1968).

Термодинамические условия метаморфизма

Анализ термодинамических условий минералообразования проведен с использованием геотермометров и геобарометров, предложенных Л.Л. Перчуком, а также на основе парагенетической «сетки» В.А. Глебовицкого (1973) с учетом имеющихся экспериментальных данных и результатов анализа природных парагенезисов минералов.

Древний региональный метаморфизм фиксируется по всему восточному и северо-восточному побережью Кандалакшского залива в породах лувенгской (керетской) и кандалакшской толщ, а также в восточной части зоны, где широким развитием пользуются глиноземистые породы порьегубской и яурьокской толщ.

Результаты расчета палеотемператур и давлений показывают неравномерность условий древнего метаморфизма (табл. 25 вкл.). Он протекал в температурном режиме от 570 до 730°C при давлениях 5,5–6,5 кбар, что соответствует р,Т условиям промежуточной фациальной серии АБ по В.А. Глебовицкому (1973) и фации силлиманит-биотитовых гнейсов по Н.Л. Добрецову и др. (1970). При изучении парагенезисов древнего метаморфизма наблюдается тенденция к постепенному увеличению температур с продвижением на восток, что, веро-

ятно, свидетельствует о существовании древней метаморфической зональности, на которую впоследствии накладывался метаморфизм повышенных давлений со своей зональностью и с образованием только ему свойственных парагенезисов.

Качественную характеристику древнего регионального метаморфизма дает метаморфический индекс Фроста (Frost, 1962), основанный на закономерности распределения железа и магния между сосуществующими парами гранат-биотит и гранат-амфибол. Значения этого индекса колеблются от 4,4-4,6 на западе до 4,9-5,5 на востоке (табл.25), еще раз подтверждая вывод о принадлежности метаморфизма пувенгской и кандалакшской толщ к амфиболитовой, а порьегубской и урюйской - к гранулитовой фациям метаморфизма.

Н а л о ж е н н ы й м е т а м о р ф и з м п о в ы ш е н н ы х д а в л е н и й , л о к а л и з у ю щ и й с я в д о в о л ь н о у з к о й з о н е и п р о с л е ж и в а ю щ и й с я в д а н н о й с т р у к т у р е б о л е е ч е м н а 60 к м , х а р а к т е р и з у е т с я м н о г о э т а п н о с т ь ю м и н е р а л ь н ы х п р е о б р а з о в а н и й , о с н о в н о й с п е ц и ф и ч е с к о й ч е р т о й к о т о р ы х я в л я е т с я н а л и ч и е п а р а г е н е з и с о в в ы с о к и х д а в л е н и й (д о 11 к б а р) и п о в ы ш е н н ы х т е м п е р а т у р (8 5 0 ° C) (г р а н а т + г и п е р с т е н , с и л л и м а н и т + г и п е р с т е н + о р т о к л а з) л и б о в ы с о к и х д а в л е н и й (1 0 , 5 к б а р) и у м е р е н н ы х т е м п е р а т у р (6 5 0 ° C) (к л и н о п и р о к с е н + г р а н а т) .

На схеме метаморфических изоград Колвицкой зоны (рис.40) хорошо видна смена парагенезисов, развивающихся по породам кандалакшской, плоскотундровской и порьегубской толщ. Ассоциация граната с ортопироксеном встречается в центральной и юго-восточной частях зоны. Область развития указанного парагенезиса в значительной мере перекрыта зоной гранат-клинопироксеновых ассоциаций, в результате чего этот парагенезис сохранился лишь в отдельных участках в виде „окон” или в качестве реликтов. В целом гранат-ортопироксеновая изограда параллельна ранней сланцеватости и первичной расслоенности комплекса. Ее западная граница проходит по линии губа Педуниха-гора Каменная, восточная - район Шомбач-Среднее Тарбозеро и далее на северо-запад. В отличие от нее восточная, а наиболее четко западная изограды гранат-клинопироксенового парагенезиса имеют косесекущую ориентировку по отношению к этим структурным элементам, появляясь на разных уровнях выделяемых стратиграфических толщ. Эта граница в западной части территории является верхним пределом распространения прогрессивных парагенезисов древнего амфиболитового метаморфизма кандалакшской толщи, который также охватил более двух третей разреза массива колвицких плагиоклазитов в районе губы Ильинской, а в северной части - его эндоконтактовую зону. В восточной же части гранат-клинопироксеновая изограда, трассируемая по линии о-в Горелый-оз. . Костарево, отделяет комплекс регресситов от слабо измененных гранат-плагиоклаз-гиперстеновых кристаллических сланцев и глиноземистых гнейсов низов плоскотундровской толщи, где широко представлен гиперстен-силлиманитовый парагенезис. Отсутствие биотита или незначительное его содержание предполагает образование указанного

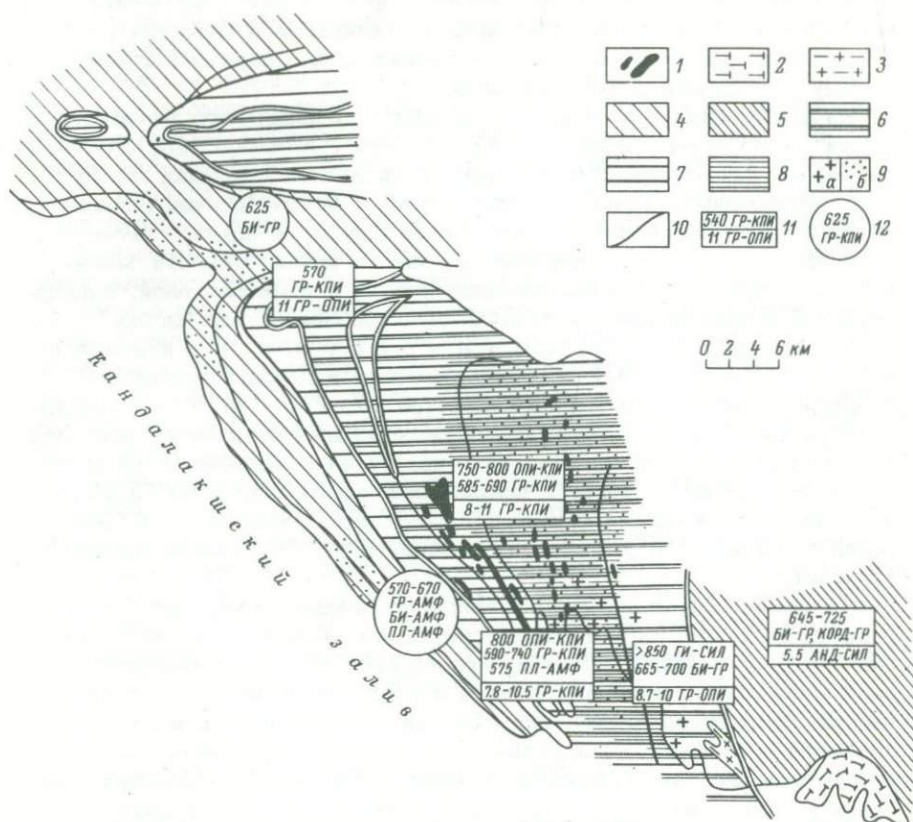


Рис. 40. Карта метаморфизма Кандалакшского берега Белого моря. Составили М. Н. Богданова и М. М. Ефимов.

1 – основные и ультраосновные породы; 2 – гранитоиды умбинского комплекса; 3 – щелочные граниты. Метаморфизм умеренных давлений (фациальная серия АБ): 4 – амфиболитовая фация; 5 – гранулитовая фация. Метаморфизм повышенных давлений (фациальная серия Б₂): 6 – зона развития ГИ-СИЛ и ГР-ГИ парагенезиса; 7 – зона развития ГР-КПИ парагенезиса (эклогитизация); 8 – регрессивный метаморфизм; 9 – а – чарнокит-мигматиты, б – мигматиты; 10 – геологические границы; 11 – геотермометры и геобарометры; 12 – геотермометры.

парагенезиса при температуре, превышающей 850°C. Интересно отметить, что с продвижением на восток (от широты центральной части Тар-губы к р. Умба) в породах, недосыщенных кальцием и пересыщенных глиноземом, идет смена ассоциации гиперстен-кордиерит-

ортоклазовой субфации ассоциациями с биотитом (биотит-гранат-кордиерит-ортоклазовыми и биотит-силлиманитовыми), что отражает заметное снижение температур и спад давления в указанном направлении.

Регрессивный этап метаморфизма

Петрографическое изучение амфиболитов и основных кристаллических сланцев показало широкое развитие процессов метасоматоза, приводящих к образованию новых минеральных ассоциаций, которые накладываются на парагенетические ассоциации прогрессивного этапа метаморфизма.

К регрессивному этапу относятся метасоматические преобразования, которые следуют за чарнокитизацией основных кристаллических сланцев — ультраметагенным процессом (кремнeshелочной метасоматоз и селективное плавление), приводящим к образованию по основным кристаллическим сланцам (как по субстрату) пород гранитоидного состава (метатект), которые обладают реликтовой сланцеватостью, теньвыми текстурами, постепенными и резкими (в случае перемещения кварц-полевошпатового материала) переходами между субстратом и вновь образованным материалом.

Последовательность проявления метасоматических процессов приводится на основе анализа новообразованных парагенезисов минералов и корректируется по возможности привязкой к структурам соответствующих этапов деформаций. При описании регрессивного метаморфизма пород Колвицкой зоны дается его общая качественная оценка, включающая процессы раннeshелочной стадии, кислотного выщелачивания и позднeshелочной стадии.*

Раннeshелочная стадия. Минеральные преобразования этой стадии тесно связаны как в пространстве, так и во времени с чарнокит-мигматизацией.[†] Они приурочены к узким зонам вблизи контакта с условно выделяемой изоградой „чарнокит-мигматита“, совпадающей на востоке с гиперстен-силлиманитовой изоградой, а на западе ориентированной по линии губа Западная Порья-Скопинская варака. Эти зоны обычно параллельны осям складок F_2 и часто образуют минерализованный кливаж, секущий раннюю сланцеватость S_1 и в свою очередь деформированный в складки F_3 . Следовательно, процессы раннeshелочной стадии контролируются складками F_2 .

В основных кристаллических сланцах на данной стадии становятся неустойчивыми парагенезисы гранат-гиперстен-плаггиоклаз и гранат-гиперстен-клинопироксен-плаггиоклаз. По мере возрастания щелочности в них развивается сине-зеленая роговая обманка пониженной железистости ($Ng = 1.670$), уменьшается основность плаггиоклаза и появляются кварц с магнетитом. Железо-магнезиальные грана-

* Классификация стадий дается по Д. С. Коржинскому (1955).

ты в богатых кальцием породах остаются в равновесии с роговой обманкой. Уменьшение железистости пироксенов, появление роговой обманки и магнетита свидетельствуют о том, что подобные преобразования происходили в условиях повышенного по сравнению с прогрессивным этапом парциального давления кислорода.

В гранат-гиперстен-силлиманитовых гнейсах с биотитом на раннешелочной стадии появляются порфиробласты темно-зеленой роговой обманки повышенной железистости ($N_{\text{gr}} = 1.708$). Плаггиоклаз альбитизируется, бастит почти полностью исчезает, гиперстен замещается роговой обманкой, количество силлиманита уменьшается, и новый парагенезис приобретает состав: PO_{65} - PL_{25} - СК - МГ - ГР .

Стадия кислотного выщелачивания. Известно, что процессы кислотного выщелачивания и осаждения определенных компонентов неразделимы во времени (Коржинский, 1955), занимая определенное место в эволюции регионального метаморфизма (Кориковский, 1967).

В Колвицкой зоне выщелачиванию особенно часто подвергаются породы кислого состава и ~~разнообразные~~ плаггиосланцы и плаггиоамфиболиты, являющиеся частично продуктами раннешелочной стадии регрессивного метаморфизма. Процессы кислотного выщелачивания тяготеют к инъекционным мигматитам и дайкообразным телам лейкократовых субшелочных гранитов, приуроченных к породам плоско-тундровской и низам порьегубской толщ, где их размещение контролируется складчатыми структурами F_2 .

Кварц-дистеновая фашия*. Метасоматические породы кварц-дистеновой фации развиты в междугубье Западная Порья-Костариха, а также на островах южной группы Порьегубского архипелага (Хлебцы, Озерчанка, Паленая луда и др.).

Процесс выщелачивания в основных кристаллических сланцах приводит к образованию метасоматических зон, которые отвечают определенному ряду подвижности компонентов. Примером может служить зональность о-ва Хлебцы-северный (рис.41), где выделяются: I - мономинеральная кварцевая зона („кварциты"); II - зона, представленная парагенезисом кварц-кианит-рутил, соответствующая инертному поведению SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 (кислые гранулиты в ассоциации с кварцитами); III - зона кварцитов с магнетитом, которая характеризует переход FeO в инертное состояние; IV - зона появления основного плаггиоклаза, отвечающая переходу в инертное состояние CaO ; V - зона гранат-амфибол-клинопироксеновых кристаллических сланцев, где в число инертных компонентов входит магний. Наблюдаемая зональность в метасоматитах по основным кристаллическим сланцам соответствует следующему ряду подвижности компонентов: H_2O , K_2O , Na_2O , MgO , CaO , FeO , Al_2O_3 , TiO_2 , SiO_2 .

* Фашии кислотного выщелачивания в зависимости от глубинности даны по С.П.Кориковскому (1967).

Термодинамические условия равновесия минералов в породах Кольвицкой зоны

№ пп.	Номер образца	Парагенезис	X _{БИ} Mg	X _{ГР} Mg	X _{Сг} Сг	X _{АМФ} Mg	X _{АМФ} Сг	X _{КПИ} Mg	X _{КПИ} Сг	X _{ОПИ} Mg	%АН	K _D ^{Mg}		K _D ^{Сг}	Индекс Фроста	T°, C	p, кбар	Фация метаморфизма	Субфация	Толща	Примечание
												ГР-ГИ	ГР-КПИ								
1	506	ГР-АМФ-КВ-ПЛ	-	0.215	-	0.532	-	-	-	-	27-30	-	-	-	4.5	650 ПЛ-АМФ	5,5-6 (Глебовицкий, 1973)	Амфиболитовая (фациальная серия АБ)	СИЛ+БИ+ГР+ОРТ	Кандалак- шская	Ранний метаморфизм андалузит-силлиманитового типа
2	506ж	ГР-АМФ-КВ-ПЛ	-	0.174	-	0.548	-	-	-	-	-	-	-	4.4	625 ГР-АМФ						
3	507	ГР-АМФ-БИ-КВ-ПЛ	0.539	-	-	0.495	-	-	-	-	-	-	-	-	640 БИ-АМФ						
4	21	ГР-АМФ-БИ-КВ-ПЛ	-	0.264	-	0.564	-	-	-	-	-	-	-	4.6	660 ГР-АМФ						
5	3090	АМФ-ГР-КПИ-ПЛ-КВ	-	0.308	-	0.646	-	-	-	-	50-55	-	-	4.6	620 ГР-АМФ						
6	407	ГР-БИ-АМФ-ПЛ-КВ	0.315	0.082	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.4	625 ГР-БИ						
7	3208	ГР-АМФ-КПИ-ПЛ-КВ	-	-	-	-	0.766	-	-	-	50-55	-	-	-	670 ПЛ-АМФ						
8	59-1	ГР-КПИ-карбонаты	-	-	0.835	-	-	0.467	0.970	-	-	-	0.861	-	585 ГР-КПИ	10,5 ГР-КПИ 11 ГР-КПИ 7-8 ГР-КПИ 6,0 ГР-ГИ	Гранулитовая повышенных давлений (фациальная серия B ₂)	ГР+БИ+ОРТ(ГР+КПИ) с реликтами ГР+ГИ+СИЛ	Плоскогидротская	Наложный метаморфизм кванцитового типа	
9	44	КИ-ГР-ГИ-КПИ-ПЛ-КВ	-	0.559	0.196	-	-	0.840	0.897	-	-	-	0.241	0.218	650 ГР-КПИ						
10	2655	ГР-КПИ-АМФ-ПЛ-КВ	-	0.266	0.310	-	-	0.667	0.920	-	-	-	0.181	-	570 ГР-КПИ						
11	3084	ОПИ-КПИ-ГР-ПЛ-КВ	-	0.468	0.197	-	-	0.776	0.980	0.709	-	0.361	0.254	-	800 КПИ-ГИ						
12	292-12	КПИ-ГР-АМФ-ОПИ-ПЛ-КВ	-	-	-	0.589	0.878	-	-	-	55-60	-	-	-	750 ГР-КПИ						
13	2820-п	КПИ-ОПИ-АМФ-ГР-ПЛ-КВ	-	0.336	0.182	-	-	0.670	0.851	-	-	-	0.249	-	575 ПЛ-АМФ						
14	324	КПИ-ОПИ-ГР-БИ-ПЛ-КВ	-	0.409	0.137	-	-	0.738	0.946	-	-	-	0.246	-	600 ГР-КПИ						
15	К-160	ОПИ-КПИ-АМФ-ПЛ-КВ	-	-	-	-	-	0.870	-	0.754	-	-	-	-	740 ГР-КПИ						
16	К-164	КПИ-АМФ-ПЛ-КВ	-	0.297	0.187	-	-	0.650	0.940	-	-	-	0.216	0.199	800 КПИ-ГИ						
17	К-176	ОПИ-КПИ-АМФ-ПЛ-КВ	-	-	-	-	-	0.759	-	0.670	-	-	-	-	690 ГР-КПИ						
18	К-177	КПИ-АМФ-ПЛ-КВ	-	0.321	0.267	-	-	0.714	0.930	-	-	-	0.189	-	750 КПИ-ГИ						
19	К-9	ОПИ-КПИ-АМФ-ПЛ-КВ-ГР	-	0.403	0.355	-	-	0.676	0.895	-	-	-	0.180	-	600 ГР-КПИ						
20	24/7	ГР-ПЛ-ОПИ-КПИ-АМФ	-	-	-	0.429	-	0.549	0.917	-	-	-	-	-	595 ГР-КПИ						
21	27/4	ПЛ-АМФ-КПИ-ОПИ-ГР	-	-	-	0.639	0.711	0.750	0.964	0.628	37	-	-	-	700 КПИ-АМФ						
22	168	ГР-КПИ-АМФ-ПЛ-КВ	-	0.269	-	0.488	-	-	-	-	-	-	-	-	700 ГР-АМФ						
23	111	БИ-ГР-ПЛ-КВ	0.624	0.399	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.0	720 БИ-ГР						
24	94-1	БИ-ГР-ГИ-КВ-ПЛ	0.571	0.330	-	-	-	-	-	0.550	-	0.402	-	5.0	705 БИ-ГР						
25	246	БИ-ГР-ПЛ-КВ	0.569	0.271	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.8	700 БИ-ГИ						
26	298	ГР-ГИ-СИЛ-ПЛ-КВ	0.420	0.592	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.2	665 БИ-ГР						
27	269	ГР-ГИ-БИ-ПЛ-КВ	0.626	0.374	-	-	-	-	-	0.767	-	0.441	-	5.2	680 БИ-КПИ-ГР						
28	150-4	АМФ-КПИ-ГИ-ПЛ-КВ	-	0.274	-	0.533	-	-	-	0.596	-	0.405	-	4.9	710 БИ-ГР						
29	560	КОРД-ГР-БИ-КПИ-ПЛ-КВ	0.530	0.168	-	-	-	-	-	0.502	-	0.374	-	5.2	705 БИ-ГИ						
30	79-67	КОРД-СИЛ-ГР-КПИ-ПЛ-КВ-БИ	0.580	0.280	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	675 ГР-АМФ						
31	83-67	(СИЛ) ГР-КПИ-ПЛ-КВ	0.630	0.416	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	700 ГИ-АМФ						
32	69-1	ГР-ГИ-БИ-ПЛ-КВ	0.626	0.355	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	700 ГИ-АМФ						

Примечание. При расчете термодинамических параметров по диаграммам фазового равновесия Л.А.Перчука (1970, 1973 гг.) кроме анализов минералов авторов использованы анализы минералов из коллекций Л.А.Прияткиной, Е.В.Шаркова (1975 г.) и С.И.Турченко (1978 г.).

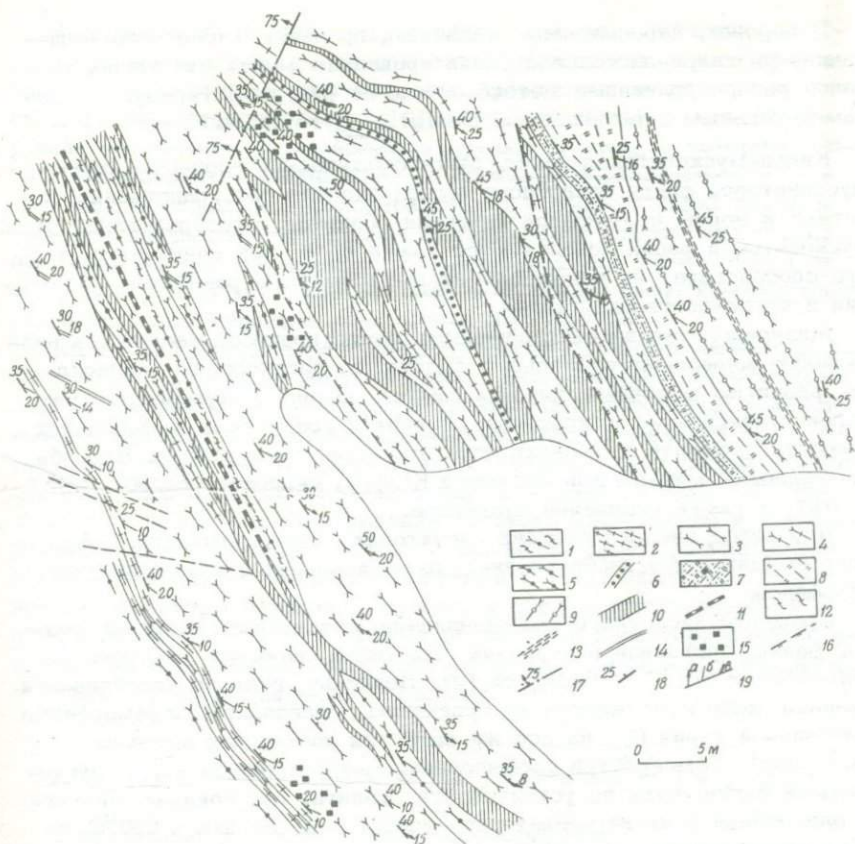


Рис. 41. Геологический план о-ва Хлебцы-северный. Составили М. Н. Богданова, М. М. Ефимов и В. М. Шемякин.

1 - чарнокитизированный ГР-АМФ-КПИ кристаллический сланец; 2 - кислый гранулит; 3 - ПЛ-ГИ лейкократовый кристаллический сланец; 4 - КПИ-ГР-ГИ плагиосланец с сульфидами; 5 - ГР-АМФ-КПИ кристаллический сланец; 6 - кварцит; 7 - ГР-БИ гнейсы с сульфидной вкрапленностью; 8 - ГР-БИ гнейсы; 9 - двуширокосе-
 новые плагиосланцы с порфиробластическим гранатом; 10 - зоны сульфидизации; 11 - зона ГИ-ПШП метасоматитов с кварцем; 12 - чарнокитизация; 13 - бластомилонит; 14 - КВ жила; 15 - ГР порфиробластез; 16 - согласные и согласnoseкущие пологозалегающие тектонические нарушения; 17 - крутопадающие секущие тектонические зоны; 18 - сланцеватость; 19 - линейность (а - по ГИ, б - бороздчатость, в - по АМФ).

В породах, недосыщенных кальцием, процессы кислотного выщелачивания кварц-дистеновой фации проявлены менее отчетливо. Наиболее распространенные метасоматиты по ним характеризуются полиминеральным парагенезисом КВ-Пл₄₀₋₄₅-КИ-РО-ГР.

Кварц-мусковитовая фация. Метасоматические процессы кварц-мусковитовой фации кислотного выщелачивания пространственно тяготеют к зонам повышенной инъекции гранитов. Преобразования кварц-мусковитовой фации локализуются также вдоль зон сланцеватости S_2 , что способствует их наложению на метасоматиты раннещелочной стадии и кварц-дистеновой фации.

Минералогическая направленность этого процесса сводится к разрушению железо-магнезиальных силикатов, раскислению плагиоклаза, развитию щелочных полевых шпатов, кварца и мусковита. Так, в гранат-амфибол-пироксеновых сланцах и гранатовых амфиболитах имеются прожилки и желваки агрегатов граната и кварца. Новообразованными минералами являются КПИ-II, скаполит (до 60°ME), апатит, а также скопления сульфидов.

Для пород кислого состава характерна мусковитизация, часто сопровождающаяся альбитизацией, окварцеванием и концентрацией сульфидов.

Процессы кислотного выщелачивания, отвечающие кварц-дистеновой фации, протекали в условиях заметного снижения температуры (Пл-АМФ $\geq 575^\circ \text{C}$, табл.25, № 12). Давление, судя по устойчивости кианита, хотя и снижается по сравнению с давлением метаморфизма фациальной серии B_2 , но все же остается достаточно высоким (~ 7 кбар). Температура формирования метасоматитов кварц-мусковитовой фации, судя по устойчивости граната, плагиоклаза, биотита и олигоклаза в их периферических зонах, была близка к 550°C на фоне снижающегося давления.

Метаморфические процессы позднещелочной стадии. Наиболее интенсивно процессы позднещелочной стадии проявлены в междугубье Педуниха-Гар-губа вдоль восточного тектонического контакта с Колвицким плагиоклазитовым массивом и в пачке переслаивания низов порьегубской толщи.

В породах, богатых кальцием, наиболее типичным процессом является образование куммингтонит-плагиоклазового парагенезиса по неизмененным кристаллическим сланцам, интрузивным основным и ультраосновным породам, а также по метасоматитам предыдущих стадий. При повышенной активности K_2O в этих породах развивается биотит, который замещает пироксен, роговую обманку и гранат. Биотитизация всегда сопровождается образованием куммингтонита. При замещении этими минералами более ранних железо-магнезиальных силикатов довольно часто образуются железистые карбонаты, либо рассеянные в породе, либо обособливающиеся в виде прожилков и скоплений, ориентированных параллельно сланцеватости S_2 . Этот процесс сопровождается альбитизацией плагиоклаза и протекает при снижении давления до 5,5 кбар.

В бедных СаО породах порьегубской и нижней части плоскотундровской толщ, а также метасоматитах предыдущих этапов гранат замещается биотитом, плагиоклазом, происходит перекристаллизация слюд и выделяется магнетит. Иногда гранат и железистый биотит ранних парагенезисов замещаются куммингтонитом, с которым часто кристаллизуется магниезиальный биотит-II и фибролит.

Таким образом, минералообразование в обеих группах пород в процессе позднещелочной стадии метасоматоза сопровождается повышением их магниезиальности и характеризуется значениями $T \approx 550^{\circ}\text{C}$ и $p \approx 5$ кбар, фиксируемыми по образованию куммингтонит-плагиоклазовых парагенезисов в основных породах.

Заканчивая общую характеристику метаморфической эволюции, следует отметить, что несмотря на столь интенсивный и многостадийный метаморфизм удается с определенной достоверностью реконструировать протосостав метаморфизованных пород Колвицкой зоны. На основании геолого-петрологических и геохимических данных устанавливается, что субстратом гранулитов зоны являлся вулканогенно-осадочный комплекс, формирование которого происходило в узкой линейной структуре, представляющей, вероятно, серию разнопорядковых грабен-синклиналей (Богданова, Ефимов 1976а). Заложение этой и подобных структур относилось, видимо, к позднепостинверсионной стадии развития беломорской прогеосинклинали и характеризовалось интенсивным и варьирующим по составу вулканизмом и характерным седиментогенезом (Ефимов, Богданова, 1973).

2. З о н а С а л ь н ы х и Т у а д а ш - т у н д р

Петрохимические особенности метаморфизма

Анализ табл.21-24 прежде всего показывает, что в гранулитах нет определенных, четко разграниченных петрохимических разновидностей. Состав выделяемых при полевых исследованиях типов пород колеблется в таких пределах, что они повсеместно перекрывают друг друга. Это хорошо видно на диаграмме А.Н.Заварицкого (рис. 42), которая в данном случае используется лишь как удобная основа для сравнения большого числа анализов.

Наиболее однозначно разные авторы определяют кислые гранулиты, которые лучше других диагностируются в поле, однако нанесенные на диаграмму (рис.43) они также характеризуют целый петрохимический ряд от гранитного до примерно эндербитового состава. Все это хорошо согласуется с большим разнообразием минерального состава гранулитов и свидетельствует о том, что выделение среди определенных петрографических разновидностей является в значительной мере условным и приложимо в лучшем случае к какому-то определенному участку гранулитовой серии. Главной же особенностью состава этих пород остается, кроме гранулитовых парагенезисов минералов, наличие полного петрохимического ряда от

ультраосновных до кислых. Следует оговорить, что это относится лишь к довольно крупным гранулитовым зонам; небольшие участки гранулитов, по-видимому, могут быть и менее разнообразными по составу.

Далее мы остановимся на характеристике метаморфизма пород одного конкретного участка гранулитов — Сальных тундр, где рассматривается сводный разрез через южную половину гранулитовой полосы по линии гора Вуим—высота 752.6 м — гора Застейд-I (рис.14).

Общая мощность пород разреза составляет 2670 м. Из них 2380 м сложены собственно гранулитами, 230 м — подстилающими и 60 м — перекрывающими гранатовыми амфиболитами. Наиболее детально изучена нижняя часть этого разреза мощностью 870 м (включая 230 м подстилающих гранатовых амфиболитов). Она охарактеризована 186 образцами, 59 химическими анализами пород, 29 химическими анализами и примерно 150 оптическими определениями минералов.

Как видно на разрезе, последовательность метаморфических зон снизу вверх следующая: гранатовые амфиболиты, плагиоклаз-гранат-клинопироксеновые сланцы, двупироксеновые сланцы.* В этом порядке в дальнейшем и рассматриваются все изменения химизма пород и минералов. Кислые гранулиты не образуют здесь крушой зоны, но многочисленные маломощные ленты и полосы их присутствуют в разрезах всех зон (кроме гранатовых амфиболитов). Поэтому сравнения составов сделаны нами для ряда амфиболиты-основные гранулиты (табл.26) и отдельно для кислых гранулитов. Как видно из рис.44, построенного на основе табл.26, с переходом от периферии к середине гранулитовой полосы в породах постепенно снижается содержание кремнезема (от 51.31 до 47.96%), щелочей (в 1,5-2.0 раза) и растет количество окиси магния (от 6.00 до 7.76%) и глинозема (от 15.72 до 18.98%). Сумма железа в целом снижается от 11.06 до 9.52%, но в плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцах она возрастает до 12.09%. Окись кальция в общем увеличивается от 9.95 до 11.10%, но в среднем интервале она составляет 8.30%. Вероятно, эти колебания вызваны недостаточной представительностью

* Плагиоклаз-гиперстеновые сланцы не учтены в этом ряду потому, что они обычно сильно обогащены плагиоклазом, но в остальном они вполне подобны двупироксеновым сланцам.

Рис. 42. Диаграмма А.Н.Заварицкого для пород гранулитовой серии.

1 — ГР амфиболиты; 2 — ПЛ-ГР-КПИ сланцы; 3 — ПЛ-ГИ и двупироксеновые сланцы; 4 — нориты; 5 — гранатовые пироксениты; 6 — безгранатовые пироксениты; 7 — гиперстениты; 8 — гнейсо-диориты.

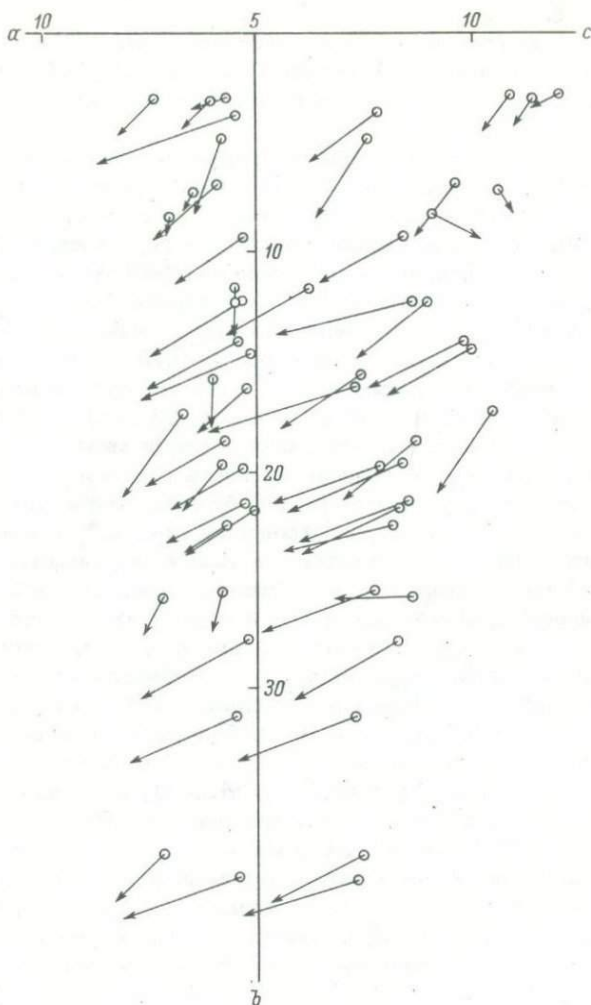


Рис. 43. Диаграмма А.Н. Заварицкого для пород, относимых к кислым гранулитам (КВ-ГР-ПШП кристаллосланцы).

проб, но в целом, по-видимому, можно считать, что по мере углубления в зону гранулитового метаморфизма породы обедняются кремнеземом и щелочами и обогащаются магнием, кальцием и алюминием. Рост глинозема в данном случае приводит, вероятно, к увеличению основности плагиоклаза и вхождению его в гиперстен. Как видно из табл.22 (ан.32, 33, 36-38), содержание глинозема в гиперстене зоны плагиоклаз-гиперстеновых (а также двупироксеновых)

Т а б л и ц а 26

Средний химический состав пород основного ряда в разрезе южной половины гранулитовой полосы Сальных тундр (в скобках число анализов), вес.%

Окисел, элемент	ГР амфиболиты (6)	Пл-ГР-КПИ сланцы (5)	Двупироксеновые сланцы (3)
SiO ₂	51.31	49.43	47.96
TiO ₂	0.91	0.95	0.74
Al ₂ O ₃	15.72	17.37	18.98
Fe ₂ O ₃	} 11.06	12.09	9.52
FeO			
MnO	0.17	0.20	0.17
MgO	6.00	7.00	7.76
CaO	9.95	8.59	11.10
Na ₂ O	3.22	2.57	2.39
K ₂ O	0.62	0.50	0.33
H ₂ O ⁻	0.08	0.10	0.17
H ₂ O ⁺	0.62	0.90	0.44
Cr ₂ O ₃	-	0.03	-
CO ₂	0.13	0.10	0.01
S	0.02	0.25	0.04
P ₂ O ₅	0.10	0.05	0.13
V ₂ O ₅	-	0.06	-
Ni	-	0.01	-
Cu	-	0.01	-
s ~ 0	-	-0.16	-0.1
Σ	99.91	100.05	99.64

сланцев примерно на 2.0% выше, чем в клинопироксенах зоны плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцев.

Рассмотрим, далее, характер изменения в разрезе отдельных минералов. На рис.45 представлена вариационная диаграмма окислов гранатов, построенная на данных табл.22 (Сальные тундры). Как видно, здесь для всех главных компонентов минерала четко выражена определенная направленность в изменении их содержания. По

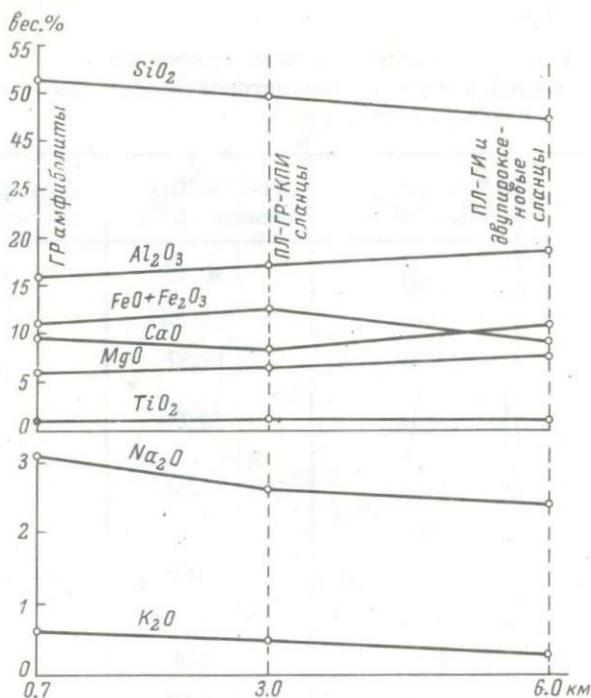


Рис. 44. Вариационная диаграмма главных породообразующих окислов гранатовых амфиболитов, плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцев, двупироксеновых и плагиоклаз-гиперстеновых сланцев.

Здесь и далее все графики отражают изменения пород и минералов в разрезе гора Вуим-высота 752.6 м. Цифры внизу — расстояние от подошвы толщи ГР амфиболитов вверх по разрезу.

мере углубления в зону гранулитового метаморфизма в гранате растет содержание окиси магния, в 1,5 раза снижается количество суммарного железа, на 4,5% — окиси кальция. Соответственно пироповая составляющая увеличивается от 8–15% в гранатовых амфиболитах до 40–45% в двупироксеновых сланцах.

Клинопироксен также является „сквозным“ минералом гранулитов, однако химических анализов его недостаточно для сопоставлений, поэтому предварительные данные об изменении его состава основаны на оптических определениях. График (рис. 46) показывает, что содержание диопсида в клинопироксене плавно увеличивается снизу вверх по разрезу гранулитовой серии от 50% в плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцах до 72% в двупироксеновых и плагиоклаз-гиперстеновых сланцах, что согласуется с предыдущими данными. Но, с другой стороны, в эволюции клинопироксена имеется раз-

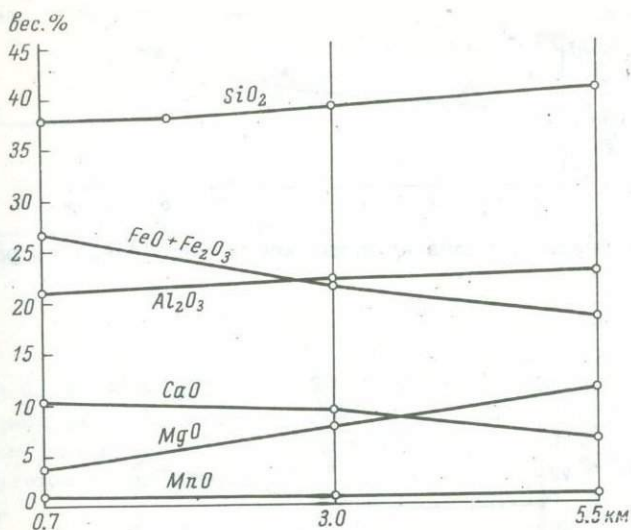


Рис. 45. Вариационная диаграмма состава гранатов.

рыв между содержанием диопсида в пироксене гранатовых амфиболитов (и гранатовых плагиоклазитов, расположенных в гранатовых амфиболитах) и пироксеном собственно гранулитов. В амфиболитах клинопироксен оказывается значительно более магнезиальным (73–75% диопсида), чем в наименее высокотемпературных гранулитах, расположенных рядом с амфиболитами. Пироксен гранулитов достигает близкого к этому состава только в наиболее высокотемпературной области гранулитов. Причины подобных соотношений могут быть различными, однако обсуждение их пока не имеет смысла, поскольку, как сказано выше, эти соотношения определены только оптически и должны приниматься лишь как ориентировочные.

На рис. 47 отражены изменения состава плагиоклаза в ряду гранатовые амфиболиты–плагиоклаз–гиперстеновые сланцы (табл. 27). Как видно из таблицы, состав плагиоклаза, даже в пределах одного шлифа, сильно колеблется, однако статистически основность его растет снизу вверх по разрезу. На графике видно, что этот рост происходит не только в соответствии со сменой петрографических зон, но и в пределах одной зоны, по мере удаления от южной границы гранулитовой полосы (интервал 2.8–4.0 км). Здесь же помещен вариационный график состава плагиоклаза в разных полосах и линзах гранатовых плагиоклазитов по мере удаления их от границы гранулитовой серии (рис. 48). Как видно, средний уровень основности плагиоклазов здесь выше, чем в предыдущих группах пород, но характер ее изменения в разрезе остается прежним, правда, в зоне пла-

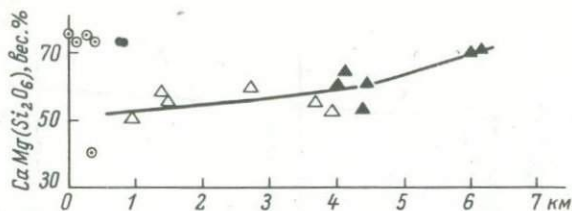


Рис. 46. Изменение состава клинопироксена снизу вверх по разрезу.

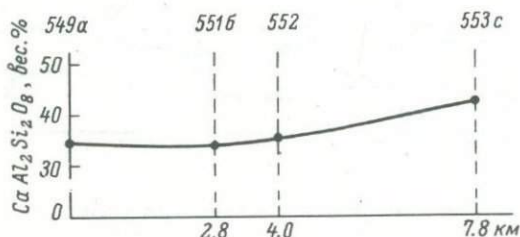


Рис. 47. Изменение состава плагиоклаза в основных гранулитах.

гиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцев (от 0,6 до 3,5 км) основность плагиоклаза почти не меняется.

Кислые гранулиты, как отмечалось, занимают небольшое место в объеме гранулитовой серии района, но их маломощные ленты и линзы присутствуют во всем изученном разрезе, что дает возможность проследить эволюцию состава также и этих образований (табл. 21, ан.47-52).

Баррационные графики (рис.49) показывают, что в направлении снизу вверх кислые гранулиты теряют 12,3% кремнезема и около 50% щелочей, но в 6 раз обогащаются окисью магния и в 5,5 раза – суммарным железом. Содержание глинозема возрастает в них на 4,84% и титана – от 0 до 0,69%. Очевидно, что общая тенденция этих изменений аналогична таковой в гранулитах среднего и основного составов, т.е. конечные члены ряда представлены более основными породами, чем начальные. Как и ранее, эти изменения происходят постепенно на расстоянии 6,0 км, но наиболее четко они выражены в пределах зоны плагиоклаз-гиперстеновых сланцев (рис.49, от 4,4 до 6,0 км), где два последних образца (ан.51 и 52, табл.21 и 16) имеют состав, близкий к чарнокитовому, но отличаются несколько пониженным содержанием кремнезема.

Представляет интерес сравнение состава двух разновидностей гранатовых амфиболитов: с одной стороны, подстилающих гранулиты на юге и, с другой – очень редких тонких полос этих пород в гранули-

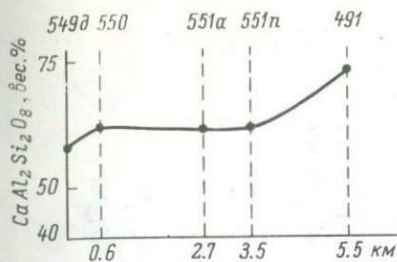
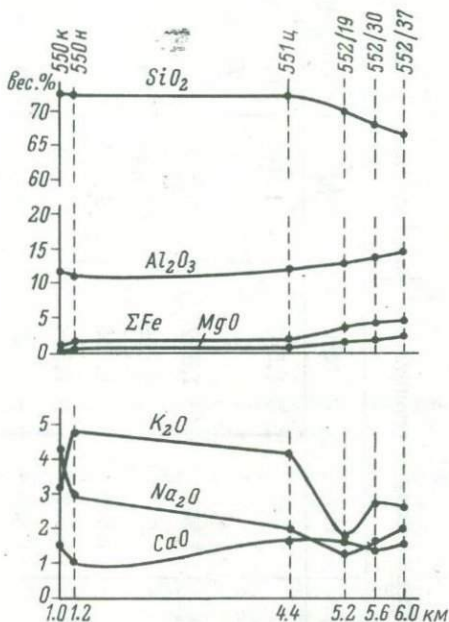


Рис. 48. Изменение состава плагиоклаза в гранатовых плагиоклазитах.

Рис. 49. Вариационная диаграмма кварц-гранат-полевошпатовых сланцев (кислых гранулитов - табл.21, ан.47-52).



тах, имеющих вид реликтов амфиболитовой фазии (табл.8). Одна из таких полос отмечена нами в верховьях р.Леуны. На вариационном графике (рис.50) хорошо видно резкое увеличение в этой породе железо-магнезиальной составляющей и уменьшение кремнеземистости и кальциевости ее по отношению к амфиболитам обрамления, тогда как минеральный состав обеих разновидностей идентичен.

Таким образом, все кристаллосланцы гранулитовой серии независимо от их первоначального состава по мере перехода от периферии к средней части зоны гранулитового метаморфизма постепенно и последовательно увеличивают свою основность.

Если допустить, что причиной всех этих фактов послужили условия метаморфизма, то, по-видимому, такая базификация должна проявляться не только внутри зоны гранулитов, но и в полосе перехода

Т а б л и ц а 27

Состав плагиоклазов в кристаллосланцах и гранатовых амфиболитах обрамления

Порода	Номер образца	Ng	Nm	Np	Содержание АН молекулы, вес. %
ГР амфиболит	614а	1.551	1.547	1.544	33
	548д	-	-	-	27, 30, 36
ПЛ-ГР-КПИ сланцы	433е	1.556	1.552	1.547	39
	493	1.556	1.550	1.545	36
	637в	1.556	1.553	1.949	42
	636д	1.558	1.554	1.551	45
	499-6	1.550	1.547	1.543	30
	552	-	-	-	41, 32, 31, 31, 31
	553е	-	-	-	47; 58, 59, 43, 40, 35, 40
ПЛ-ГИ сланцы	553р	-	-	-	40, 41, 45, 45, 48
	552/31	1.673	1.666	1.657	58
	552/1	-	-	-	42, 41, 50, 50, 53
	552/4	-	-	-	59, 68, 62, 81, 82, 86
	552/31	-	-	-	51, 56, 56, 56, 57, 58
	553/0	-	-	-	44, 46, 48, 64, 68

П р и м е ч а н и е. Часть плагиоклазов определена федоровским методом.

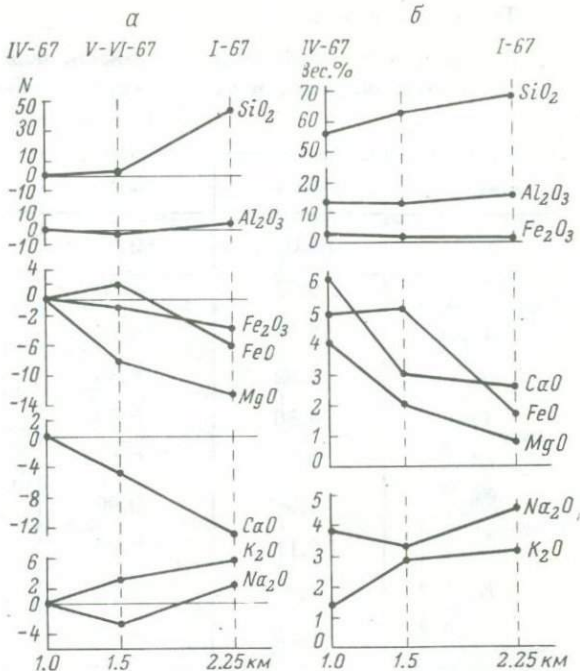
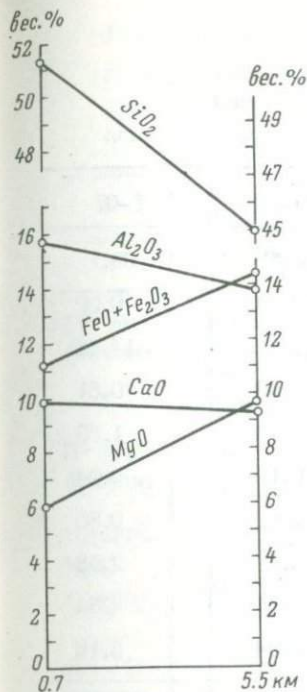


Рис. 50. Вариационная диаграмма гранатовых амфиболитов.

Рис. 51. Вариационная диаграмма состава биотит-амфиболовых гнейсов - мигматитов. Юго-восточный склон Сальных Гундр.

а - по Ю. В. Казищину и В. А. Руднику (1968); б - изменение содержания окислов.

между зонами амфиболитовой и гранулитовой фации. Для оценки этой возможности были сопоставлены составы биотит-амфиболовых гнейсов, обрамляющих гранулиты с юго-востока (табл. 28. Результаты анализов любезно сообщены нам А. И. Ивлиевым). Общая длина разреза в плане 2.2 км. Нормальная мощность около 500 м. Вариационные графики окислов (рис. 51) показывают, что в направлении с юго-востока на северо-запад, т.е. по мере приближения к границе с гранулитовой серией, в гнейсах постепенно уменьшается содержание кремнезема (на 12%) и щелочей (в 1.5-2.5 раза). В то же время количество окиси магния возрастает в 5 раз (от 0.8 до 4.0%), кальция - от 2.53 до 6.11%, суммарного железа - от 2.26 до 7.48%, титана - от 0.29 до 0.73%, марганца - от 0.04 до 0.14%. Другими данными по гнейсам мы не располагаем, однако и приведенные факты позволяют думать, что в гнейсах, граничащих с гранулитами, проявляется та же тенденция роста основности пород с увеличением степени их метаморфизма.

Т а б л и ц а 28

Состав биотит-амфиболовых гнейсов, подстилающих гранулиты на участке оз.Равь-ярш (по А.И.Ивлиеву)

Окисел	1У-67	У-67	У1-67	Г-67
SiO ₂	56.0	62.2	63.3	69.7
TiO ₂	0.73	1.06	0.74	0.29
Al ₂ O ₃	13.02	14.4	13.6	14.46
Fe ₂ O ₃	2.62	1.83	1.99	0.61
FeO	4.86	5.07	5.54	1.65
MnO	0.14	0.11	0.10	0.04
MgO	4.00	0.99	2.82	0.80
CaO	6.11	2.83	5.37	2.53
Na ₂ O	3.81	3.00	3.57	4.54
K ₂ O	1.39	3.85	1.94	3.16
Σ	92.68	95.34	98.97	97.78

Термометрия и возможные реакции замещения

В табл.22 приведены анализы сосуществующих минералов (ан.1-39) пород гранулитовой серии. Результаты определения температур кристаллизации минералов показаны в табл.29. Расположены они в той же последовательности, что и все предыдущие определения: снизу вверх по разрезу. При этом анализы Л.А.Прияткиной, Т.А.Федковой, Л.А.Виноградова сделаны по минералам из пород Сальных тундр. Анализы Б.А.Шлайфштейна относятся к району хр.Сариселян-тунтури и помещены здесь для сравнения.

Следует отметить, что в некоторых гранулитах минеральные парагенезисы с гиперстеном дают более высокую температуру метаморфизма, чем безгиперстеновые пары минералов, поэтому за оптимальную принята средняя температура по каждой группе пород. Наибольший интерес вызывает постепенный рост температуры от гранатовых амфиболитов к плагиоклаз-гиперстеновым кристаллосланцам, т.е. в направлении увеличения основности пород. К сожалению, давление ориентировочно определено нами только в зоне плагиоклаз-гиперстеновых сланцев, где оно составляет 11 кбар и более (Перчук, 1970).

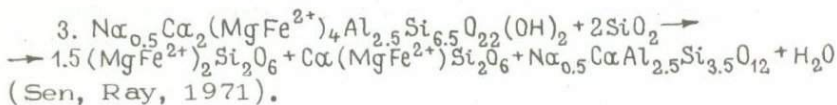
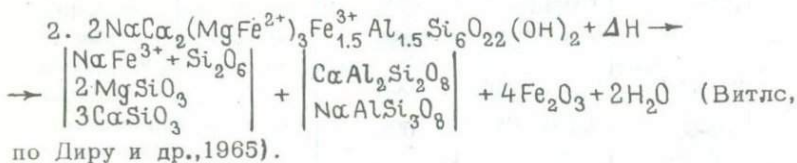
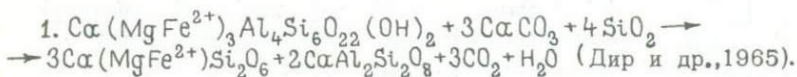
Т а б л и ц а 29

Результаты определения температуры в зонах гранатовых амфиболитов, плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых и плагиоклаз-гиперстеновых сланцев

Порода	Номер образца	Термометр	Температура, °С	Средняя температура, °С	Автор анализов
ГР амфиболит	96/2	ГР-АМФ	430		Л. А. Прияткина
	87	ГР-АМФ	435		
	261/3	ГР-АМФ	500		
ГР амфиболит	549-2	ПЛ-АМФ	600		Л. А. Виноградов, Т. А. Федкова
	С-410-3	ПЛ-АМФ			
ПЛ-ГР-КПИ сланцы	68	ГР-АМФ	660	670	Л. А. Прияткина
	116	ГР-КПП	680		
	68	АМФ-КПИ	690		
ПЛ-ГИ сланцы	69	ГР-ГИ	770	730	Л. А. Прияткина, Т. А. Федкова
	347	ГР-ГИ	780		
	С-340а-303	ГР-ГИ	760		
ПЛ-ГИ сланцы	30-31	БИ-ГИ	720		Б. А. Шлайфштейн
	21-5	БИ-ГИ	770		
	17-1	БИ-ГИ	745		
	20-4	БИ-ГИ	690		
	25-9	БИ-ГИ	760		
	22-6	БИ-ГИ	770		
	24-7	БИ-ГИ	680		
	23-6	БИ-ГИ	700		
	18-3	БИ-КПИ	650		
	34-35	КПИ-АМФ	660		
	19-8	БИ-КПИ	625		

Ранее было показано, что смена амфиболитовых парагенезисов гранулитовыми происходит главным образом путем замещения роговой обманки клинопироксеном, бурой и бесцветной роговыми обманками и затем клинопироксена гиперстеном. Не задаваясь целью рассмотреть все реакции замещения при переходе пород амфиболитовой фации в гранулитовую, попытаемся определить только главные из них, основанием для чего служит прямое наблюдение в шлифах. Считается, что реакции замещения и их энергетика могут быть более или менее достоверно определены при условии, что процесс, во-первых, является равновесным и, во-вторых, замещение происходит в закрытой системе (Маракушев, 1973).

Как показали расчеты при определении температур метаморфизма пород, составы минералов достаточно близки к равновесным, однако второе условие в данном случае не выполняется. Поэтому результаты расчета реакций замещения следует рассматривать лишь как ориентировочные, тем более что ΔZ амфибола оценена нами сугубо приблизительно. Для роговой обманки чарнокит-гастингситового состава она подсчитана следующим образом: $\Delta Z 0.5N\alpha_2O + \Delta Z 2CaO + \Delta Z 0.25MgO + \Delta Z 0.75FeO + \Delta Z 0.75Fe_2O + \Delta Z 0.75Al_2O_3 + \Delta Z 6SiO_2$. Вся сумма затем удвоена. При других составах роговых обманок подсчет ΔZ сделан аналогичным образом, но в соответствии с формульным содержанием окислов для каждого случая. При $298^\circ K$ $\Delta Z MgO = 136.87$ ккал (Robie, Waldbaum, 1968), $\Delta Z SiO_2 = 204.65$ ккал, сумма их составляет 341.52 ккал, а $\Delta Z MgSiO_3 = 349.39$ ккал, т.е. погрешность подсчета в данном случае составляет 2,5%. Однако такой же подсчет для $C\alpha SiO_3$ дает снижение ΔZ на 7,8%. Таким образом, ошибка подсчета составляет, по-видимому, около 5-10%, тем не менее представляет интерес хотя бы с такой точностью попытаться определить предпочтительные реакции замещения, чтобы сопоставить их с фактическими данными петрографического и петрохимического плана. С учетом результатов термометрии реакции в зоне амфибола подсчитаны для температуры $600^\circ C$, в зоне клинопироксена - $700^\circ C$ и в зоне гиперстена - $800^\circ C$. В зоне перехода амфибола в клинопироксен возможны следующие замещения.



Реакция 1 протекает с поглощением кальция и кремнезема, однако в валовом химическом составе плагиоклаз-гиперстеновых сланцев количество этих элементов не возросло по сравнению с гранатовыми амфиболитами (табл.26), поэтому можно думать, что такая реакция, если и протекала, то играла очень незначительную роль в общем преобразовании породы. Реакция 3 кроме прочих продуктов дает ортопироксен, которого в плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцах обычно не бывает, следовательно, эта реакция также маловероятна. Реакция 2 выражает разложение роговой обманки при повышении температуры, и продукты ее наиболее близки к реальным парагенезисам минералов. Роговая обманка гранатовых амфиболитов содержит в 3 раза больше кальция, чем натрия (табл.22), и соответственно в правой части реакции анортитовая составляющая должна преобладать над альбитовой. По-видимому, это служит главной причиной роста основности плагиоклаза плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцев по сравнению с гранатовыми амфиболитами.

Расчеты ΔZ и ΔH трех указанных реакций при температуре 600°C дают, ккал/моль:

$$1. \Delta Z_{\text{реак}} = -9.40, \quad \Delta H_{\text{реак}} = +82.15.$$

$$2. \Delta Z_{\text{реак}} = -810.88, \quad \Delta H_{\text{реак}} = -837.70.$$

$$3. \Delta Z_{\text{реак}} = +0.16, \quad \Delta H_{\text{реак}} = +0.44.$$

Согласно ΔZ наиболее энергетически выгодной оказывается реакция 2, однако для ее реализации необходим довольно большой приток тепла. Предположительно, этот приток обеспечивается за счет механической энергии в процессе деформаций складчатости, поскольку гранулиты, как показано ранее, являются синскладчатыми образованиями. Не исключаются, конечно, и другие источники теплоты. К этому вопросу мы вернемся позднее.

Расчет тех же реакций для температуры 700°C, т.е. близкой к температуре образования плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцев, показывает соответственно, ккал/моль:

$$1. \Delta Z_{\text{реак}} = -3.70, \quad \Delta H_{\text{реак}} = +80.80.$$

$$2. \Delta Z_{\text{реак}} = -701.75, \quad \Delta H_{\text{реак}} = -838.8.$$

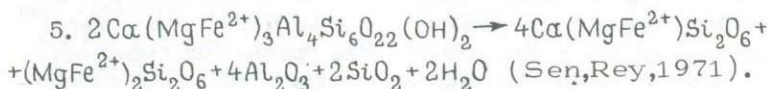
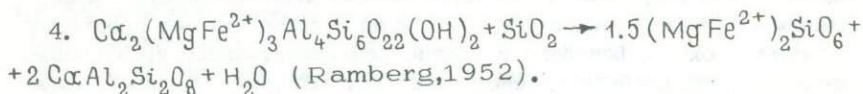
$$3. \Delta Z_{\text{реак}} = -0.45, \quad \Delta H_{\text{реак}} = +0.38.$$

То есть реакция 2 здесь также более вероятна, чем остальные, если учитывать сделанное выше допущение о притоке тепла.

В зоне плагиоклаз-гиперстеновых и двупироксеновых сланцев реакции 1 и 2 могли иметь лишь подчиненное значение, поскольку гиперстен таким путем не образуется, но реакция 3 возможна, так

как в продуктах ее ортопироксен относится к клинопироксену как 3:2, а для плагиоклаз-гиперстеновых сланцев преобладание гиперстена над клинопироксеном является обычным.

Кроме того, в зоне этих сланцев возможны реакции:



При 800°C реакции 3-5 имеют, ккал/моль:

$$3. \Delta Z_{\text{реак}} = +0.34, \Delta H_{\text{реак}} = +0.1.$$

$$4. \Delta Z_{\text{реак}} = -28.22, \Delta H_{\text{реак}} = -0.00.$$

$$5. \Delta Z_{\text{реак}} = +28.45, \Delta H_{\text{реак}} = +2.99.$$

По-видимому, наиболее вероятной следует считать реакцию 4 как наиболее выгодную энергетически и соответствующую фактическим парагенезисам, поскольку она дает гиперстен и анортит. Реакция 3 может протекать, вероятно, в очень ограниченных масштабах, там, где образуется клинопироксен. И наконец, реакция 5 вряд ли вообще возможна как по энергетике, так и потому, что в высокомагнезиальных сланцах нет свободного кварца и корунда, которые образуются в результате этой реакции. В ее продуктах также нет анортита, который присутствует в остальных реакциях и хорошо увязывается с общим повышением основности плагиоклазов в ряду от гранатовых амфиболитов до плагиоклаз-гиперстеновых сланцев.

Подводя итог, необходимо подчеркнуть, что постепенный и последовательный рост основности пород вверх по разрезу Сальных тундр с параллельным ростом температуры метаморфизма является наглядным, но, безусловно, частным случаем совпадения геологических, петрохимических и термометрических данных. В общем же внутри гранулитовой серии следует ожидать весьма сложного распределения температур и давлений, результатом чего будет незакономерное чередование различных пород, которые, как представляется автору, являются в значительной мере производными таких условий. Примером этого пока могут служить только геологические разрезы по другим участкам гранулитового пояса.

Изложенные данные позволяют автору присоединиться к представлениям школы, которая считает региональный метаморфизм неотделимым от широкого метасоматоза, существенно меняющего первичный

состав пород. Соответственно реставрация этого состава, по-видимому, возможна только в том случае, если метаморфическая зональность позволяет проследить поведение одних и тех же литологических комплексов по мере перехода их от низкотемпературных условий метаморфизма к высокотемпературным.

Связь базитов и ультрабазитов с гранулитами. Ранее говорилось, что положение в разрезе, геологические особенности строения и взаимоотношения базитов-ультрабазитов с вмещающими кристаллосланцами позволяют допускать генетическое родство между этими двумя группами пород. В табл.30 дано сопоставление средних составов базитов-ультрабазитов со средними составами кристаллосланцев, в которых они размещаются.* Пироксениты отличаются от сланцев большей магнезиальностью, поскольку не содержат или содержат очень немного плаггиоклаза, в остальном эти образования аналогичны. Что же касается норитов, то по химическому составу в данном случае их нельзя отличить от вмещающих плаггиоклаз-гиперстеновых сланцев.

Перейдем далее к сопоставлению составов породообразующих минералов кристаллосланцев и базитов-ультрабазитов.

В табл. 24 представлены химические составы минералов из пироксенитов и норитов. В табл.31 помещены их кристаллохимические формулы, в табл.32 - кристаллохимические формулы минералов из гранатовых амфиболитов и гранулитов. На их основе построены диаграммы парагенезисов минералов для гранатовых амфиболитов, плаггиоклаз-гранат-клинопироксеновых, плаггиоклаз-гиперстеновых сланцев, гранатовых пироксенитов, гиперстеноитов и норитов (Eskola, 1914; Коржинский, 1957; рис.52). Фигуративные точки на диаграммах нанесены по методу Б.М.Роненсона (1966):

$$l_{Ca} = \frac{Ca}{Ca + (Mg + Fe) + Al} \cdot 100;$$

$$l_{Mg+Fe} = \frac{Mg + Fe}{Ca + (Mg + Fe) + Al} \cdot 100;$$

$$l_{Al} = \frac{Al}{Ca + (Mg + Fe) + Al} \cdot 100.$$

Таким образом, диаграммы отражают реальный состав минералов в каждой породе.

Анализ диаграмм прежде всего показывает, что гранатовые амфиболиты по вещественному составу очень близки к плаггиоклаз-гра-

* Сравнение приводится для пород, развитых в Сальных тундрах.

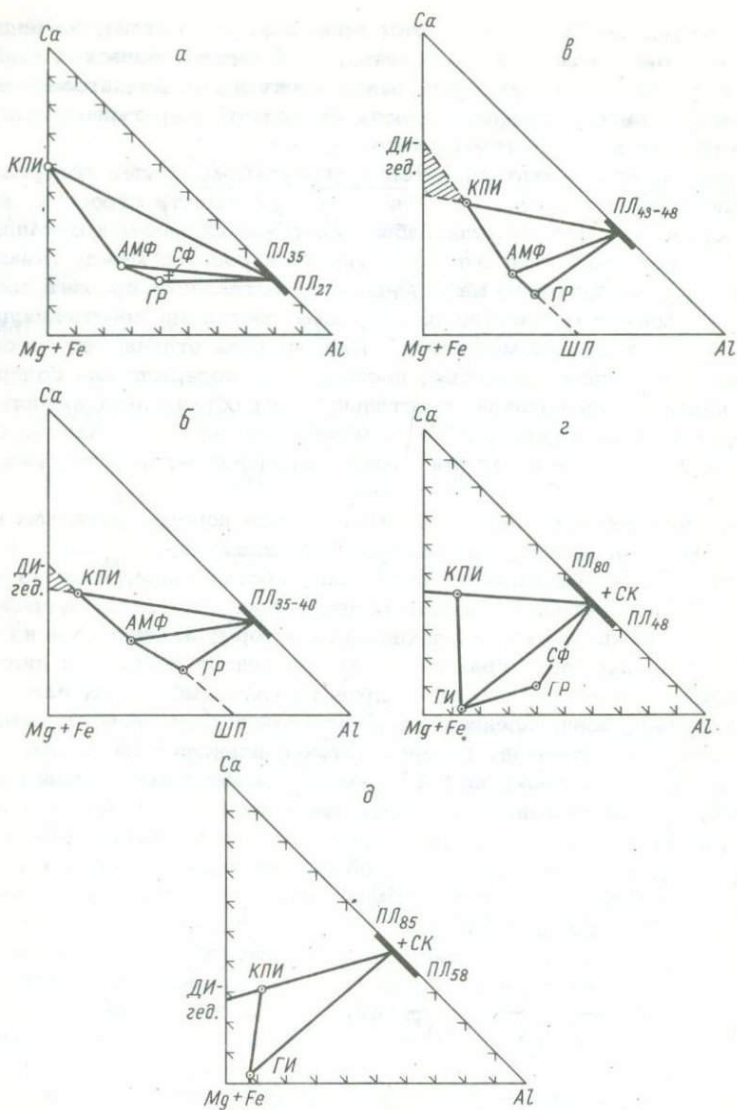


Рис. 52. Диаграмма парагенезиса минералов.

а - ГР амфиболиты; б - ПЛ-ГР-КПИ сланцы; в - ГР пироксениты; г - ПЛ-ГИ и двупироксеновые сланцы; д - нориты и гиперстениты.

Т а б л и ц а 30

Сравнение средних химических составов кристаллосланцев и основных-ультраосновных пород сальных и Туадаш-гундр (в скобках количество анализов), вес.%

Окисел, элемент	ПЛ-ГИ сланцы (5)	Нориты (11)	Гиперстениты (5)	ПЛ-ГР-КПИ сланцы(5)	ГР пироксениты(5)
SiO ₂	50.85	49.50	51.89	49.43	45.88
TiO ₂	0.20	0.39	0.35	0.95	0.85
Al ₂ O ₃	19.84	19.02	4.70	17.37	10.16
Fe ₂ O ₃	0.86	2.06	1.00		1.69
FeO	5.03	6.86	11.00	12.09	13.69
MnO	0.09	0.12	0.18	0.20	0.26
MgO	11.38	8.32	26.42	7.00	13.71
CaO	9.22	9.21	2.69	8.59	11.12
Na ₂ O	2.12	1.95	0.25	2.57	1.04
K ₂ O	0.12	0.32	0.12	0.50	0.20
H ₂ O ⁻	0.02	0.23	0.07	0.10	0.11
H ₂ O ⁺	0.37	0.87	0.59	0.90	0.36
Cr ₂ O ₃	0.08	0.06	0.45	0.03	0.13
CO ₂	0.00	0.04	0.02	0.10	0.13
S	0.55	0.95	0.72	0.25	0.13
P ₂ O ₅	0.01	0.18	-	0.05	-
Ni	0.02	0.12	0.09	0.01	0.08
Co	-	0.02	-	-	0.01
Cu	0.004	0.02	0.06	0.01	0.02
V ₂ O ₅	0.00	0.03	-	0.06	0.05
S~O	-0.28	-0.53	-0.39	-0.16	-0.06
П.п.п.	-	-	-	-	0.38
Σ	100.48	99.74	100.21	100.05	99.94

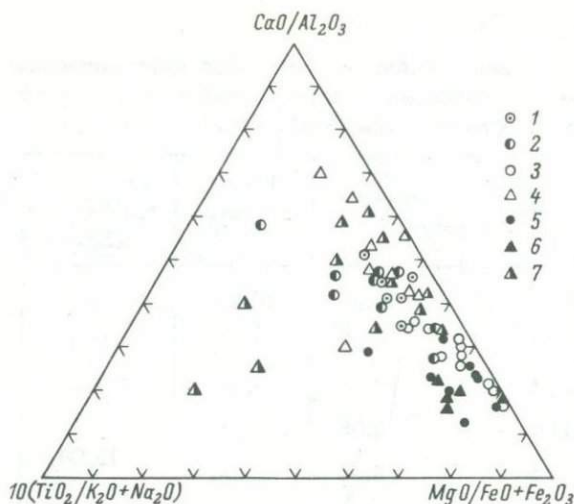


Рис. 53. Петрохимическая диаграмма пород гранулитового пояса и гранатовых амфиболитов.

1 - ГР амфиболиты; 2 - ПЛ-ГР-КПИ сланцы; 3 - ПЛ-ГИ и двупироксеновые сланцы; 4 - ГР плагиоклазиты; 5 - нориты; 6 - гиперстениты и вебстериты; 7 - ГР пироксениты.

нат-клинопироксеновым сланцам и отличаются главным образом увеличением количества клинопироксена и ростом основности плагиоклаза (AN_{35-40} вместо AN_{27-35} , рис. 52, а, б). Расположение трех минералов на одной конноде диаграммы этих сланцев говорит о линейных соотношениях между составами породообразующих минералов, что считается признаком, отражающим изменение состава породы в зависимости от внешних условий (Маракушев, 1973). Диаграмма двупироксеновых сланцев (рис. 52, г) отличается дальнейшим увеличением основности плагиоклаза, ростом магнезиальности клинопироксена и появлением гиперстена, который часто количественно преобладает над клинопироксеном.

При сопоставлении диаграмм плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых сланцев и гранатовых пироксенитов (рис. 52, б, в) видно, что минеральные парагенезисы обеих пород очень близки и отличаются только составом минералов: темноцветные минералы в пироксенитах заметно более магнезиальны, а плагиоклаз - более основной, чем в кристаллосланцах. Сопоставление диаграмм плагиоклаз-гиперстенитовых сланцев и норитов (рис. 52, г, д) указывает на то, что они являются родственными образованиями, подобными паре плагиоклаз-гранат-клинопироксеновые сланцы-гранатовые пироксениты. Нужно отметить, что в составе плагиоклаз-гиперстенитовых сланцев на диаграмме показан гранат, в общем не характерный для этих пород, но он нередко присутствует в двупироксеновых сланцах, диаграмма

Минерал	Номер образца по табл. 23	Формула
Клинопироксен	4	$(Ca_{0.80} Na_{0.09})_{0.89} (Mg_{0.65} Fe_{0.18}^{2+} Fe_{0.07}^{3+} Ti_{0.02} Al_{0.13})_{1.05} [(Si_{1.85} Al_{0.15})_{2.00} O_6]$
	2	$(Ca_{0.75} Mg_{0.82} Fe_{0.16}^{2+} Fe_{0.04}^{3+} Na_{0.06} Al_{0.15})_{1.98} [(Si_{1.85} Al_{0.15})_{2.0} O_6]$
	1	$(Ca_{0.78} Na_{0.08} Ti_{0.02} Mg_{0.76} Fe_{0.13}^{2+} Fe_{0.03}^{3+} Al_{0.17})_{1.97} [(Si_{1.84} Al_{0.16})_{2.0} O_6]$
Гранат	4	$(Mg_{1.00} Ca_{0.6} Fe_{1.27}^{2+} Mg_{0.02} Na_{0.02} K_{0.02} Fe_{0.06}^{3+})_{2.97} (Al_{1.93} Fe_{0.07}^{3+})_{2.0} [(Si_{3.24} Ti_{0.01})_{3.25} O_{12}]$
	5	$(Ca_{0.44} Mg_{1.7} Fe_{0.73}^{2+} Fe_{0.05}^{3+} Na_{0.03} K_{0.01})_{2.96} (Al_{1.98})_{1.98} [(Si_{3.13})_{3.13} O_{12}]$
	4	$(Ca_{0.55} Mg_{1.0} Fe_{1.27}^{2+} Mn_{0.03})_{2.85} (Al_{1.82} Fe_{0.09}^{3+} Ti_{0.06})_{1.97} [(Si_{3.06})_{3.06} O_{12}]$
Гиперстен	2	$(Mg_{1.37} Ca_{0.05} Fe_{0.43}^{2+} Al_{0.06})_{1.91} [(Si_{1.86} Al_{0.14})_{2.0} O_6]$
	3	$(Mg_{1.51} Ca_{0.04} Fe_{0.29}^{2+} Fe_{0.05}^{3+} Ti_{0.01} Mn_{0.01} Na_{0.01})_{1.92} [(Si_{1.9} Al_{0.1})_{2.0} O_6]$
	1	$(Mg_{1.42} Fe_{0.36}^{2+} Fe_{0.02}^{3+} Ca_{0.03} Al_{0.12})_{2.04} [(Si_{1.88} Al_{0.12})_{2.0} O_6]$
Амфибол	5	$(Na_{0.7} K_{0.1})_{0.80} (Ca_{1.80} Mg_{0.16})_{1.96} (Mg_{3.49} Fe_{0.51}^{2+})_{4.0} (Fe_{0.22}^{3+} Ti_{0.02} Al_{0.71})_{0.95} [(Si_{6.24} \times Al_{1.76})_{8.0} O_{22}] (OH)_{2.47}$

Кристаллохимические формулы минералов из гранатовых амфиболитов и гранулитов среднего и основного состава

Минерал	Номер образца по табл. 21	Формула
ГР амфиболиты		
Амфибол	-	$(\text{Na}_{0.44}\text{K}_{0.09})_{0.53}(\text{Ca}_{1.79}\text{Mg}_{0.16})_{1.95}(\text{Mg}_{2.87}\text{Fe}_{0.97}^{2+}\text{Fe}_{0.15}^{3+}\text{Mn}_{0.01})_{3.95}(\text{Al}_{0.89}\text{Ti}_{0.12})_{1.01}[(\text{Si}_{6.36}\text{Al}_{1.64})_{8.0}\text{O}_{22}](\text{OH})_{2.03}$
	25	$(\text{Na}_{0.47}\text{K}_{0.09})_{0.56}(\text{Ca}_{1.92}\text{Mg}_{0.08})_{2.0}(\text{Mg}_{3.29}\text{Fe}_{0.9}^{2+})_{4.19}(\text{Al}_{0.65}\text{Fe}_{0.19}^{3+}\text{Ti}_{0.08}\text{Mn}_{0.01})_{0.93}[(\text{Si}_{6.34}\text{Al}_{1.65})_{8.0}\text{O}_{22}](\text{OH})_{2.1}$
	27	$(\text{Na}_{0.38}\text{K}_{0.27})_{0.65}\text{Ca}_{2.10}(\text{Mg}_{1.97}\text{Fe}_{1.78}^{2+}\text{Ti}_{0.15}\text{Mn}_{0.02})_{3.92}(\text{Al}_{0.36}\text{Fe}_{0.53}^{3+})_{0.89}[(\text{Si}_{6.14}\text{Al}_{1.86})_{8.0}\text{O}_{22}](\text{OH})_{2.22}$
Гранат	25	$(\text{Mg}_{0.49}\text{Ca}_{0.86}\text{Fe}_{0.62}^{2+}\text{Mn}_{0.01})_{2.98}(\text{Al}_{1.88}\text{Fe}_{0.1}^{3+})_{1.98}[(\text{Si}_{2.88}\text{Ti}_{0.02}\text{Al}_{0.1})_{3.0}\text{O}_{12}]$
	27	$(\text{Mg}_{0.49}\text{Ca}_{0.96}\text{Fe}_{1.57}^{2+}\text{Mn}_{0.04})_{3.06}(\text{Al}_{1.89}\text{Fe}_{0.04}^{3+})_{1.94}[(\text{Si}_{2.95}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{0.04})_{3.0}\text{O}_{12}]$
	-	$(\text{Mg}_{0.35}\text{Ca}_{0.80}\text{Fe}_{1.66}^{2+}\text{Mn}_{0.09}\text{Na}_{0.02}\text{K}_{0.02})_{2.94}(\text{Al}_{1.99}\text{Fe}_{0.01})_{2.0}[(\text{Si}_{3.18}\text{Ti}_{0.01})_{3.19}\text{O}_{12}]$
	-	$(\text{Mg}_{0.47}\text{Fe}_{1.69}^{2+}\text{Ca}_{0.85}\text{Mn}_{0.07})_{3.08}\text{Al}_{1.95}[(\text{Si}_{3.02})_{3.02}\text{O}_{12}]$
ПЛ-ГР-КПИ сланцы		
Амфибол	33	$(\text{Na}_{0.62}\text{K}_{0.22})_{0.84}\text{Ca}_{2.05}(\text{Mg}_{2.77}\text{Fe}_{1.17}^{2+}\text{Fe}_{0.06}^{3+})_{4.0}(\text{Fe}_{0.15}^{3+}\text{Ti}_{0.54}\text{Al}_{0.6})_{1.35}[(\text{Si}_{6.51}\text{Al}_{1.49})_{8.0}\text{O}_{22}](\text{OH})_{1.2}\text{O}_{0.8}2.0$
Клинопироксен	33	$(\text{Ca}_{0.77}\text{Na}_{0.11})_{0.88}(\text{Mg}_{0.7}\text{Fe}_{0.22}^{2+}\text{Fe}_{0.1}^{3+}\text{Al}_{0.11})_{1.14}[(\text{Si}_{1.85}\text{Al}_{0.12}\text{Ti}_{0.03})_{2.0}\text{O}_6]$
	32	$(\text{Ca}_{0.86}\text{Na}_{0.1})_{0.96}(\text{Mg}_{0.72}\text{Fe}_{0.23}^{2+}\text{Fe}_{0.09}^{3+}\text{Al}_{0.04})_{1.08}[(\text{Si}_{1.87}\text{Ti}_{0.03}\text{Al}_{0.10})_{2.0}\text{O}_6]$
Гранат	32	$(\text{Mg}_{1.14}\text{Ca}_{0.56}\text{Fe}_{1.31}^{2+}\text{Mn}_{0.02})_{3.03}(\text{Al}_{1.89}\text{Fe}_{0.04}^{3+})_{1.93}[(\text{Si}_{2.98}\text{Ti}_{0.02})_{3.0}\text{O}_{12}]$
	35	$(\text{Mg}_{1.15}\text{Ca}_{0.46}\text{Fe}_{1.36}^{2+}\text{Mn}_{0.09})_{3.06}\text{Al}_{1.93}[(\text{Si}_{2.97}\text{Al}_{0.03})_{3.0}\text{O}_{12}]$
	33	$(\text{Mg}_{1.06}\text{Ca}_{0.52}\text{Fe}_{1.38}^{2+}\text{Mn}_{0.02})_{2.98}(\text{Al}_{1.84}\text{Fe}_{0.04}^{3+})_{1.88}[(\text{Si}_{2.85}\text{Ti}_{0.02}\text{Al}_{0.13})_{3.0}\text{O}_{12}]$
ПЛ-ГИ сланцы		
Гиперстен	37	$(\text{Mg}_{1.24}\text{Ca}_{0.06}\text{Fe}_{0.51}^{2+}\text{Al}_{0.18})_{1.99}[(\text{Si}_{1.79}\text{Al}_{0.20}\text{Ti}_{0.01})_{2.0}\text{O}_6]$
	36	$(\text{Mg}_{1.46}\text{Ca}_{0.03}\text{Fe}_{0.37}^{2+}\text{Mn}_{0.01}\text{Al}_{0.12})_{1.99}[(\text{Si}_{1.85}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{0.14})_{2.0}\text{O}_6]$
	-	$(\text{Mg}_{1.31}\text{Ca}_{0.01}\text{Fe}_{0.51}^{2+}\text{Al}_{0.13}\text{Fe}_{0.01}^{3+})_{1.97}[(\text{Si}_{1.8}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{0.19})_{2.0}\text{O}_6]$
	-	$(\text{Mg}_{1.14}\text{Fe}_{0.05}^{2+}\text{Fe}_{0.06}^{3+}\text{Mn}_{0.01}\text{Ca}_{0.04}\text{Al}_{0.06})_{1.96}[(\text{Si}_{1.8}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{0.19})_{2.0}\text{O}_6]$
Гранат	37	$(\text{Mg}_{1.33}\text{Ca}_{0.53}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.03}^{3+})_{2.84}\text{Al}_{2.03}[(\text{Si}_{2.92}\text{Al}_{0.08})_{3.0}\text{O}_{12}]$
	36	$(\text{Mg}_{1.15}\text{Ca}_{0.46}\text{Fe}_{1.36}^{2+}\text{Mn}_{0.09})_{3.06}(\text{Al}_{1.92}\text{Fe}_{0.01}^{3+})_{1.93}[(\text{Si}_{2.96}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{0.03})_{2.0}\text{O}_{12}]$
	39	$(\text{Mg}_{1.32}\text{Ca}_{0.51}\text{Fe}_{0.97}^{2+}\text{Na}_{0.02}\text{K}_{0.02}\text{Mn}_{0.02}\text{Fe}_{0.11}^{3+})_{2.95}(\text{Al}_{1.94}\text{Ti}_{0.01}\text{Fe}_{0.05}^{3+})_{2.0}[(\text{Si}_{3.37})_{3.37}\text{O}_{12}]$

которых почти не отличается от приведенной для плагиоклаз-гиперстеновых сланцев.

На петрохимической диаграмме (рис.53) все эти соотношения показаны в общем виде, причем кроме сланцев и норитов на нее нанесены и плагиоклазиты. Диаграмма построена в координатах, которые, как видно из предыдущего описания, являются наиболее информативными в данном случае. Диаграмма еще раз показывает, что рассмотренные типы пород представляют собой единый петрохимический ряд от гранатовых амфиболитов до норитов и пироксенитов.

В табл.33 (см. ниже) показаны результаты определения температуры формирования норитов и пироксенитов по составам сосуществующих минералов. Здесь видно, что эти температуры отличаются от соответствующих цифр по гранатовым пироксенитам на 150-170 град. Если сопоставить эти данные с температурой формирования кристаллосланцев, то оказывается, что гранатовые пироксениты на 70-100 град более высокотемпературны, чем плагиоклаз-гранат-клинопироксеновые сланцы, а нориты и гиперстениты - примерно на такую же величину превосходят по начальным для них плагиоклаз-гиперстеновые сланцы. Температуры для норитов и пироксенитов являются максимальными из относительно достоверных, рассчитанных Л.Л. Перчуком (1970). В приведенных парах минералов из норитов и пироксенитов коэффициенты X содержания магния равны:

	Обр.552ф	Обр.552-40	Обр.104-552ф
КПИ	0.80	0.82	0.80
ОПИ	0.75	0.78	0.81

но уже при коэффициентах от 0.65 до 0.67 Ларсен определяет температуру образования минералов в 1000°C (Перчук, 1970, с.213, 214). Согласно Т.Х.Грину и А.Е.Рингвуду (1968, с.170, 172), при температуре 1335°C и давлении 18 кбар в оливиновом базальте сосуществующие пироксены имеют коэффициенты магнезиальности:

$X_{0.896}^{Gi}$ и $X_{0.882}^{Кпи}$. Ромбический пироксен содержит в этом случае 5.9% глинозема, т.е. по составу он близок к пироксенам рассматриваемых пород. Таким образом, по-видимому, в нашем случае из-за отсутствия достоверных данных по давлению нельзя назвать определенную температуру, при которой формировались нориты и пироксениты, однако можно считать, что она была значительно выше 670 или 730°C, при которых возникли пироксеновые кристаллические сланцы (табл.29). В то же время сам механизм генерации базитов и ультрабазитов остается неясным, а разница температур формирования между ними и кристаллосланцами, которые послужили для них исходным материалом, еще увеличивает эту неясность.

Ранее говорилось, что одна группа признаков противоречит магматическому происхождению этих пород, а другая - не позволяет

относить их к метасоматическим образованиям. В этих условиях представляется возможным предположить третий путь формирования базитов-ультрабазитов - путь выплавления некоторого количества вещества кристаллосланцев за счет теплоты, выделяющейся в результате механических деформаций пород в процессе складчатости. В связи с этим ниже предпринята попытка расчета теплового эффекта подобного процесса и возможности аккумуляции теплоты, если она при этом выделяется.

У. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ БАЗИТ- УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ ЧЛЕНОВ ГРАНУЛИТОВОЙ СЕРИИ

1. Фрикционная природа теплоты в горных породах

Механическая энергия тектонических процессов в качестве источника теплоты, вызывающей метаморфизм и плавление горных пород, привлекла к себе внимание сравнительно недавно. В.И.Вернадский (1954-1960) отмечал, что в верхних частях планеты наряду с радиоактивностью большую роль при нагревании горных пород должны играть тектонические движения самого различного характера.

Одними из первых в определении косвенных количественных оценок теплового эффекта подобных процессов были П.Н.Кропоткин (Кропоткин, 1948; Кропоткин, Поляк, 1973) и В.В.Белоусов (1966), которые пришли к выводу, что в эпоху интенсивной тектонической активизации температура в земной коре возрастает на 300-500°C.

Дальнейшим развитием исследований в этой области служит прямая количественная оценка энергии тектонических движений. Согласно М.В.Гзовскому (1973 г.), Ж.Гогель подсчитал, что в течение последнего цикла складкообразования в Альпах на деформацию 1 г горной породы пришлось 2 кал тепла, т.е. 8 дж (20 дж/см³). По Я.Симазу (Гзовский, 1973 г.), в областях горообразования на тектоническое деформирование столба породы, расположенного под 1 см² поверхности, за 1 сек расходуется от $2 \cdot 10^{-6}$ до $2 \cdot 10^{-2}$ мккал.

Большой цикл работ, включая фундаментальное исследование по тектонофизике Байджансайского антиклинория, выполнен М.В.Гзовским с сотрудниками (Гзовский, 1963, 1963 г., 1967; Гзовский, Михайлова, 1973). Главным направлением в этих исследованиях является также количественное выражение энергии тектонических процессов различных видов.

В то же время исследования теплофизических явлений в земной коре находятся еще только в начальной стадии. Сюда относятся: механизм трансформации механической энергии тектонических движений в теплоту, количественная оценка трансформированной энергии в зависимости от физических свойств окружающей среды в определенных, конкретных условиях, характер возникающего температурного поля и его количественная оценка, характеристика передачи теплоты в горных породах с целью сопоставления скорости генерации и скорости рассеяния тепла. Результатом всего этого круга исследований должна быть оценка возможности или, наоборот, невозможности аккумуляции теплоты в определенных, локальных частях коры до известных уровней, обеспечивающих как метаморфизм пород в самой различной степени, так и магнообразование.

Попытаемся оценить количество теплоты, которое может выделиться в процессе тектонических деформаций горных пород, а также условия ее передачи от места генерации в окружающие породы.

В качестве примера рассмотрим возможный частный случай образования небольшой складки. Допустим, что слой гомогенной толщи биотитовых гнейсов мощностью 100 м с размерами в плане 1000х100 м, расположенный горизонтально на глубине 10 км, преобразован в складку с размахом крыльев, равным 400 м. По-видимому, вся энергия процесса может быть разделена на три вида: 1) энергия перемещения пород, слагающих крылья складки, — E_1 ; 2) энергия разрушения породы при изгибании слоя, раздавливания материала крыльев, образования различных трещин, т.е. всех хрупких деформаций и деформаций течения, — E_2 ; 3) энергия перемещения материала из крыльев в замочную часть складки, трансляционное скольжение по трещинам, т.е. энергия, расходуемая на преодоление сил трения скольжения, — E_3 .

В действительности все эти виды энергии тесно связаны между собой, поскольку они проявляются одновременно и в одном месте, и приведенное разделение в большой мере условно, однако оно достаточно удобно для того, чтобы попытаться количественно выделить из общей энергии складкообразования ту ее часть, которая полностью преобразуется в теплоту.

Оценить значение E_1 можно, подсчитав работу перемещения крыльев. Учитывая, что расстояние, на которое был передвинут материал складки, увеличивается в направлении от шарнира к концам крыльев (грубо от 0 до 300 м), средний путь перемещения каждого крыла можно принять равным 150 м ($\frac{300+0}{2}$), а материал обоих крыльев переместится тогда на $S = 300$ м по горизонтали.

При оценке значения E_1 будем исходить из условия, что перемещение вещества крыльев складки не встречает сопротивления внешней среды, за исключением сил гравитации, и работа передвижения сводится, очевидно, только к преодолению инерции покоя горной массы, т.е. к тому, чтобы этой массе сообщить кинетическую энергию, способную переместить ее на 300 м за определенный промежуток времени. Как известно,

$$W_k = \frac{mv^2}{2},$$

где W_k — кинетическая энергия; v — скорость движения; m — масса тела. Если принять время образования складки t равным 10^5 лет, что составит $3.1 \cdot 10^{12}$ сек, то скорость движения горной массы будет равна

$$v = \frac{S}{t} = \frac{3 \cdot 10^2}{3.1 \cdot 10^{12}} = 10^{-10} \text{ м/сек.}$$

Масса перемещенных горных пород, исходя из принятых размеров деформируемой плиты и считая плотность гнейсов равной 2.7 г/см^3 , составит $\frac{2.7 \times 10^{11}}{9.8}$ кг. Тогда

$$W_k = \frac{2.7 \cdot 10^{11} (10^{-10})^2}{2 \cdot 9.8} = 1.3 \cdot 10^{-10} \text{ кг/м.}$$

То есть если бы передвигаемый блок имел кубическую форму, то горизонтальное давление на боковую грань при перемещении его на 300 м составило бы очень малую величину. Таким образом, в условиях, когда сопротивление окружающей среды отсутствует (исключая силы тяготения), достаточна мизерная энергия, чтобы привести в движение с геологическими скоростями крупные массы горных пород. Следовательно, практически вся работа тектонических процессов расходуется на хрупкие и пластические деформации (энергия E_2) и на преодоление сил трения при скольжении (энергия E_3).

М. В. Гзовский (1963) предложил следующую формулу для определения условно мгновенной прочности породы:

$$P_{j\tau} = P_{j\tau} - E \ln d + q [G + r_{\tau} (G_m + 1)] - U_{\tau} (T - 273).$$

Здесь второй член правой части уравнения характеризует снижение прочности пород во времени, а третий член — увеличение их прочности с ростом всестороннего давления. Коэффициенты E и r могут быть получены только на моделях, поэтому в данном случае воспользоваться этой формулой мы не можем.

Формула для вычисления энергии пластических деформаций по М. В. Гзовскому (1973 г.):

$$U = \tau_{\max} \gamma_{\max},$$

где τ_{\max} — касательное напряжение; γ_{\max} — остаточная деформация сдвига, есть та же формула работы, где τ_{\max} равна действующей силе P , а остаточная деформация γ_{\max} — это путь, пройденный материальной точкой под действием силы P .

Формула, учитывающая вязкость породы, выглядит следующим образом (Гзовский, 1973 г.):

$$U = \tau_{\max}^2 \frac{t}{\eta},$$

где τ_{\max} — максимальное касательное напряжение; t — время процесса; η — вязкость породы. Из этого выражения можно получить общую энергию процесса складчатости без разделения ее на работу хрупких и пластических деформаций и работу на трансляционное скольжение, тогда как эта последняя представляет наибольший интерес, поскольку она полностью расходуется на преодоление

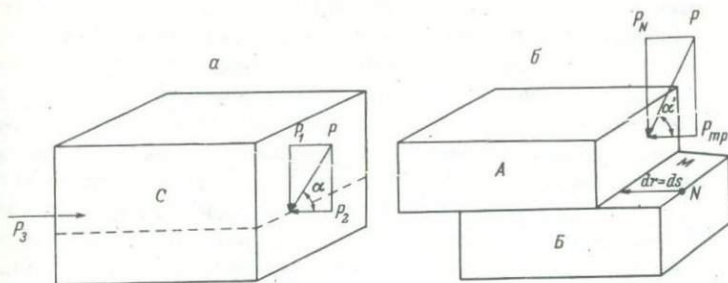


Рис. 54.

а - блок деформации сдвига; б - блок деформации скольжения.

сил трения скольжения и является эквивалентом теплоты, выделяющейся при тектоническом процессе.

Для оценки E_2 , очевидно, необходимо предварительно определить силу трения покоя, с тем чтобы по ней с учетом физических свойств породы найти нагрузку ее разрушения.

Возможный вариант расчета E_2 и E_3 приводится ниже. В качестве условий расчета приняты: температура 700°C , всестороннее давление $p=5000 \text{ кг/см}^2$. Эта температура соответствует почти максимальному уровню нагрева кристаллосланцев, подсчитанному ранее. Давление нами определено только в двух случаях в плагиоклаз-гиперстеновых сланцах (более 10 кбар) и не может рассматриваться как среднее в зоне метаморфизма, поэтому для расчета принята минимальная величина его для гранулитов фаций среднего давления (Добрецов и др., 1970).

Срез по плоскости слоистости М в блоке породы С (рис. 54, а) возможен при условии

$$P_2 \geq P_1 \mu_n + P_{np} + P_3, \quad (1)$$

где P_1 - давление, нормальное к плоскости среза; P_2 - давление среза, параллельное плоскости сдвига; μ_n - коэффициент трения покоя; P_{np} - предел прочности породы; P_3 - реакция упора для срезающего усилия P_2 . В основе выражения лежит закон Амонта, согласно которому

$$P_2 = P_1 \mu. \quad (2)$$

Величина P (рис. 54, а) - общее давление в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Наименее определенным членом выражения (1) в данном случае является величина μ . Многочисленные экспериментальные работы (Бегагоен, Быков, 1964; Епифанов и др., 1954; Епифанов, Минаев, 1959; и др.) показали, что коэффициент трения для одной пары горных пород точно не определяется. Различие между

максимальным и минимальным значениями его составляет для μ скольжения 0,25, а для μ покоя - 0,54. Различными исследованиями зависимости коэффициента трения от давления на плоскость контакта показано, что в одних случаях этот коэффициент с ростом давления сначала быстро растет (на 0,02-0,30), а затем стабилизируется. По другим данным он вначале незначительно уменьшается, но далее постепенно растет, превышая первоначальное значение на 0,15-0,20. По данным М. М. Протодяконова (1936), коэффициент трения при возрастании давления меняется незначительно. Наиболее поздние работы Л. И. Барона (1967) показали, что существуют все перечисленные выше возможности поведения коэффициента трения, и определили пределы его колебания для некоторых горных пород. Л. И. Барон с сотрудниками установили, что с ростом скорости скольжения коэффициент трения меняется также неоднозначно, но в целом незначительно.

Нам не известны определения коэффициента трения в горных породах при повышенных температурах, поэтому для ориентировочной оценки этого фактора мы пользуемся данными К. М. Нардова (1955), согласно которым коэффициент трения металлокерамического сплава с ростом температуры от 50 до 350°C меняется от 0,172 до 0,186. Подобные изменения при расчетах с горными породами, очевидно, можно не учитывать. Тогда, согласно Л. И. Барону (1967), коэффициент трения покоя μ_n находится в пределах от 0,12 до 0,66, среднее - 0,39; коэффициент трения скольжения $\mu_{ск}$ - от 0,11 до 0,36, среднее - 0,28. Предел прочности для очень крепких пород по шкале М. М. Протодяконова составляет 1800 кгс/см². Для упрощения изложения P_3 можно принять равной 0 и определить минимальное давление среза P_2 . (При любом значении P_3 величина P_2 должна быть увеличена на это значение).

Принимая $p = 5000$ кгс/см², определим вначале P_1 - давление, нормальное к плоскости среза: $P_1 = 5000 \sin \alpha$, так как $\mu_n = 0,39$, то угол α определится следующим образом (рис. 54, а):

$$\mu_n = \frac{P_2}{P_1} = \frac{P \cos \alpha}{P \sin \alpha} = \operatorname{ctg} \alpha = 0,39,$$

т.е. $\alpha = 60^\circ$.

$$P_1 = 5000 \sin 60^\circ = 5000 \cdot 0,87 = 4350 \text{ кгс/см}^2.$$

Поскольку $P_2 = P_1 \mu + P_{пр}$, то числовое выражение давления среза будет:

$$P_2 = (4350 \cdot 0,39) + 1800 = 3596,5 \text{ кгс/см}^2 \approx 3600 \text{ кгс/см}^2.$$

Здесь величина α выражает максимальный угол между вектором величины общего давления в породе и плоскостью среза, при котором этот срез еще может произойти при данном коэффициенте трения покоя μ_n . То же относится к α' , определяющему усло-

вие скольжения (см. ниже). Однако в общем случае, при $\mu = \text{const}$, естественно, $P_2 = f(P)$, что следует из закона Амонтона, и соответственно α^2 будет $f(P)$. Таким образом, энергия E_2 довольно велика, однако время ее действия ограничивается временем разрушения горной породы, после того как нагрузка превысит предел прочности ее в данных условиях. В геологических масштабах процесс разрушения можно считать мгновенным. Размер и знак теплового эффекта E_2 мы в данном случае определить не можем. Можно лишь полагать, что он, вероятно, очень мал.

Энергия E_3 выражается через силу трения при скольжении $P_{\text{тр}}$, которая действует после того, как произошел сдвиг (рис.54, б). Согласно выражению (2), угол α' определится, как и ранее:

$$\mu_{\text{ск}} = \frac{P_{\text{тр}}}{P_N} = \frac{P(1/\cos \alpha')}{P \sin \alpha'} = \text{ctg } \alpha' = 0.28 \text{ и } \alpha = 75^\circ,$$

где $\mu_{\text{ск}}$ - коэффициент трения скольжения; $P_{\text{тр}}$ - сила трения; P_N - давление, нормальное к плоскости скольжения; P - величина общего давления в породе. Отсюда

$$P_N = P \sin \alpha' = 5000 \cdot 0.96 = 4800 \text{ кгс/см}^2 \text{ и}$$

$$P_{\text{тр}} = P_N \mu_{\text{ск}} = 4800 \cdot 0.28 = 1344 \text{ кгс/см}^2.$$

Работа A , затраченная на перемещение точки N по плоскости M на конечное расстояние s (рис.54, б), будет равна алгебраической сумме работ на всех бесконечно малых участках:

$$A = \int_0^s P_{\text{тр}} \tau \, dr = \int_0^s P_{\text{тр}} \tau \, ds,$$

где dr - радиус-вектор точки N , равный ds - элементарной длине пути этой точки, $P_{\text{тр}} \tau = P_{\text{тр}} \cos \beta$ - проекция вектора силы трения $P_{\text{тр}}$ на плоскость, касательную к траектории движения точки N . В данном случае эта касательная параллельна плоскости движения M , т.е. $\beta = 0$, $\cos \beta = 1$ и $P_{\text{тр}} \tau = P_{\text{тр}}$.

Принимая $P_{\text{тр}}$ постоянной на конечном участке пути, получим: $A = P_{\text{тр}} s$. Следовательно, удельная работа на преодоление силы трения при перемещении материальной точки N на участке пути, равном 1 м, составит:

$$A = 1344 \text{ кгс} \cdot 1 \text{ м} = 1344 \text{ кгс} \cdot \text{м},$$

что соответствует

$$Q_{\text{тр}} = A(1/\tau) = 1344 \cdot 2.34 = 3144 \text{ кал} \approx 3100 \text{ кал},$$

где $Q_{\text{тр}}$ - теплота трения; $1/\tau$ - тепловой эквивалент единицы работы, кал/кгс·м.

Далее определим количество теплоты, которое будет поглощено стенками плоскости трения, т.е. окружающими породами, учитывая, что собственная температура этих стенок равна 700°C . В случае неограниченной поверхности контакта различно нагретых тел поток теплоты между ними определяется из выражения (Яворский, Детлаф, 1965)

$$Q_{п.т} = \frac{k}{d} (T_B^1 - T_B^2),$$

где $Q_{п.т}$ - удельная теплота, протекающая через единицу площади контакта, - теплота потерь; T_B^1 - температура плоскости скольжения; T_B^2 - температура окружающих пород; k - коэффициент теплопроводности, равный $4.5 \text{ дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{сек} \cdot \text{град}) = 0.46 \text{ (кгс} \cdot \text{м)}/(\text{м}^2 \cdot \text{сек} \cdot \text{град})$, что соответствует $1.07 \text{ кал}/(\text{м}^2 \cdot \text{сек} \cdot \text{град})$ (определен экспериментально для гарцбургитов и биотит-амфиболовых гнейсов - Виноградов, Тюремнов, 1968); d - толщина стенки, через которую идет тепловой поток.

Учитывая, что мощность норитов и пироксенитов невелика, значение d принято равным 0.6 м . Согласно определениям У.И. Моисеенко и В.А. Кутолина (1966), теплопроводность оливинита с ростом температуры от 50 до 700°C уменьшается примерно на 46% . Поскольку в данном случае породы являются существенно магнезиальными, воспользуемся этой поправкой. Тогда k будет равен 0.49 .

В силу того что теплота трения $Q_{тр}$ возникает в породах, собственная температура которых T_B^2 равна 700°C , член формулы T_B^1 будет равен $T_B^2 + Q_{тр}$.

Таким образом,

$$Q_{п.т} = \frac{0.49}{0.60} (3800 - 700) = 0.82 \frac{\text{кал}}{\text{м}^2 \cdot \text{сек} \cdot \text{град}} \cdot 3100 \text{ град} =$$

$$= 2542 \frac{\text{кал}}{\text{м}^2 \cdot \text{сек}}.$$

Следовательно, потери тепла при $Q_{тр} = 3100 \text{ кал}$ составят округленно 2500 кал . Тогда количество теплоты, выделившейся непосредственно на плоскости скольжения, определится как разность между всей теплотой трений $Q_{тр}$ и ее потерями $Q_{п.т}$:

$$Q_{нагр} = Q_{тр} - Q_{п.т} = 3100 - 2500 = 600 \text{ кал}.$$

Значит, в заданных условиях и принятых физических константах пород перемещение точки N на расстояние 1 м вызовет рост температуры на 600 град или 6 град на 1 см пути в слое толщиной

около 1/3 см, прилегающего к плоскости скольжения.* В таком случае для достижения температуры выплавления жидкой пленки на плоскости трения достаточно межслоевого перемещения пород на расстояние 0,5–0,8 м. По-видимому, здесь возможно и селективное плавление вещества кристаллосланцев с отделением вначале лейкократовой составляющей и образованием плагиоклазитов, а затем – железо-магнезиального остатка, давшего нориты и пироксениты.

При дальнейшем увеличении давления пропорционально растет и теплота трения. Так, при $p = 700 \text{ кг/см}^2$ в равных прочих условиях ΔT составляет примерно 800 град, при $p=10000 \text{ кгс/см}^2$ $\Delta T = 1100$ град и т.д.

Как уже говорилось, за неимением некоторых физических констант горных пород при высоких давлениях и температурах нами использованы константы их в атмосферных условиях. Это является основным недостатком расчета. Кроме того, известно, что с ростом длительности действия постоянной по величине силы P предел прочности породы на скалывание снижается, но определенных данных по этому вопросу также нет и они не могут быть учтены. Однако и при этих условиях результаты расчета, как нам кажется, оправдывают предположение о том, что трансляционное скольжение пород в процессе складчатости или других деформаций пород может сопровождаться резким ростом температуры в узкой зоне трения, вплоть до выплавления небольшого количества вещества трущихся горных пород. Опыты в атмосферных условиях показывают, что при скорости скольжения 1,6–2,4 м/сек в зоне контакта пары трущихся друг о друга горных пород через 3–4 мин после начала движения устанавливается температурный режим 400–600°C (Барон, 1967, с.27). Очевидно, после появления жидкой или легкопластичной среды на плоскости трения физические условия скольжения резко меняются, поскольку коэффициент трения жидкости во много раз меньше этой величины для твердых тел. Соответственно сила трения и теплота трения становятся во столько же раз меньше и дальнейший прирост температуры прекращается. Возможно, этим объясняется морфология многих пластинчатых тел норитов и пироксенитов, которые, имея длину по простиранию до десятков и сотен метров, по толщине не достигают и 1 м. В то же время отдельные тела мощностью более 100 м свидетельствуют, что таким образом могут обособляться значительные массы расплава, и эти обособления, вероятно, можно уже относить к магматическим образованиям. К этому противоречию мы вернемся позднее.

*

Учитывая, что 1 кал \approx 1 град С на 1 г воды.

2. Аккумуляция фрикционной теплоты в горных породах

В предыдущем разделе мы попытались показать, что в определенных геологических условиях деформации горных пород, выраженные перемещением одного блока по другому, могут сопровождаться выделением значительного количества теплоты трения, равной 3100 кал на 1 м скольжения. Это означает, что пластина породы толщиной 1 см, прилегающая к плоскости скольжения, при отсутствии теплопередачи в боковые породы должна была бы нагреться примерно до 1100°C ($\frac{3100 \text{ кал}}{2.7 \text{ г/см}^3}$), пластина толщиной 10 см — на 110°C

и т.д. Следовательно, в заданных условиях скольжение на расстояние 1 см вызовет в сантиметровом слое рост температуры примерно на 10°C . С увеличением общего давления пропорционально растет и теплота трения.

В случае постоянного длительного перемещения блоков относительно друг друга с условно постоянной скоростью плоскость трения между ними можно рассматривать как генератор теплоты, действующий в течение определенного геологического времени. При этом, по-видимому, возможны следующие соотношения.

1. Скорость рассеяния тепла в окружающие породы больше скорости генерации теплоты. В этом случае, очевидно, температура плоскости трения существенно не увеличится.

2. Скорости генерации и рассеяния тепла примерно одинаковы. Здесь, по-видимому, после достижения какого-то определенного градиента температур между источником теплоты и поглощающими породами должно установиться равновесие между количеством выделенной и поглощенной теплоты.

3. Скорость генерации тепла превышает скорость его рассеяния. Очевидно, при таком условии возможна аккумуляция теплоты в каком-то ограниченном объеме горных пород и их постепенное нагревание.

Ниже приводится попытка решения частной задачи, условия которой сводятся к следующему. На глубине 10 км имеется горизонтальная плита гомогенной горной породы толщиной 150 м,^{*} которая с постоянной скоростью, равной 1 см в год (Хаин, 1973; Косыгин, 1969), движется по подстилающей породе, в результате чего ее нижняя плоскость нагревается на $5-10^{\circ}\text{C}$ в год.^{**}

Предположим, что выполняется третья из приведенных выше возможностей, т.е. скорость генерации теплоты больше скорости ее рас-

* Горизонтальные размеры тела на результат расчета не влияют.

** Скольжение верхней поверхности плиты происходит при тех же условиях, что и нижней, соответственно расчет для нее ничем не отличается от расчета для нижней поверхности.

сеяния, в результате чего возникают температурные градиенты между нижней поверхностью плиты и любым из ее вышерасположенных уровней. Примем температурный градиент равным 200 град. Исходя из этого рассчитаем температурное поле, возникающее в вертикальном сечении плиты, с учетом физических констант горных пород, известных, правда, лишь для нормальных (поверхностных) условий. Такое решение, как будет видно из дальнейшего, определяет одновременно, возможно ли вообще в горных породах условие, принятое для расчета, т.е. превышение скорости генерации теплоты над скоростью ее поглощения. В решении используются только хорошо известные формулы теплотехники, применяемые в инженерных расчетах.

Как известно, температурное поле для полуограниченного тела в случаях, подобных нашему, описывается параболой второго порядка в координатах времени и расстояния от нагревателя (рис.55). Поскольку градиент температур между нижней t_n и верхней t_0 поверхностями плиты принят равным 200 град, то t_n полагаем равным 500 и $t_0 = 300^\circ\text{C}$.

Все решение можно разделить на два этапа.

1. Определение температуры какого-то заданного уровня в разрезе плиты, например точки 1 (рис.55).
2. Определение скорости продвижения температуры от плоскости ее генерации $0t$ до этой точки (уровня).

В принятом поле температура t точки 1 определяется из выражения

$$\frac{t_n - t}{t_n - t_0} = 1 - \left(\frac{y}{x_0}\right)^n.$$

Если вместо координаты y , отсчитываемой от оси симметрии параболы, ввести координату x , отсчитываемую от поверхности полуограниченного тела (Вейник, 1959), то уравнение параболы запишется так:

$$\frac{t_n - t}{t_n - t_0} = 1 - \left(\frac{x}{x_0}\right)^n, \quad (3)$$

где $x = x_0 - y$ и $n = 2$ - показатель степени, соответствующий параболе второго порядка.

Принимая: $x_0 = 150$ м - толщина плиты, $t_n = 500^\circ\text{C}$ - температура нижнего уровня, $t_0 = 300^\circ\text{C}$ - температура верхнего уровня, $x = 100$ м - расстояние от нагретого слоя до точки 1, - трудно определить t - температуру точки 1:

$$\frac{500 - t}{500 - 300} = 1 - \left(\frac{100}{150}\right)^2,$$

откуда $t = 500 - 200 \cdot 0.56 = 388^\circ\text{C}$.

Значит, уровень плиты, расположенный в 100 м от плоскости трения, при градиенте температур 200 град должен иметь температуру 388°C , т.е. приращение тепла благодаря нагреву составит

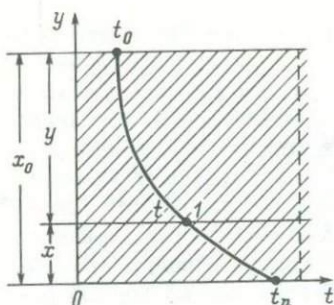


Рис. 55. График температурного поля полуограниченного тела при $n = 2$.

$$\Delta t = t - t_0 = 388 - 300 = 88^\circ\text{C}.$$

Определим, далее, какое время потребуется для передачи теплоты на расстояние 100 м. Связь между расстоянием и временем выражается формулой

$$\frac{\alpha \tau}{x^2} = \frac{1}{2n(n+1)}, \quad (4)$$

где α — коэффициент температуропроводности, который для большинства горных пород равен $0.001 \text{ м}^2/\text{ч}$; x — расстояние, на которое перемещается температурный фронт, равное 100 м; τ — время, ч; n — показатель степени параболы, равный 2.

Выражение $\alpha \tau / x^2$ представляет собой известный критерий гомохромности Фурье. Преобразуя выражение (4), получаем:

$$\tau = \frac{x^2}{\alpha [2n(n+1)]}.$$

Подставляя сюда принятые выше значения, имеем:

$$\tau = \frac{10^4}{12 \cdot 10^{-3}} = 8.3 \cdot 10^5 \text{ ч},$$

что составляет

$$\frac{8.3 \cdot 10^5}{8.8 \cdot 10^3} = 95 \text{ лет}.$$

Следует оговориться, что коэффициент температуропроводности α известен, как правило, для нормальных условий, однако, судя по единичным определениям (Моисеенко, Кутолин, 1966), с ростом температуры проводящей среды он существенно уменьшается. Соответственно в нашем случае это привело бы к дальнейшему увеличению времени продвижения температуры на то же расстояние. Таким образом, можно было бы сделать вывод, что участок горной породы, имеющий собственную температуру 300°C , расположенный в 100 м от источника тепла, нагретого до 500°C , нагреется примерно на

88 град (т.е. до 388°C) через 95 лет. Однако, как видно из содержания формул, в первой части решения (формула 3) мы рассчитываем температурное поле, не учитывая время. Во второй части решения (формула 4) не участвует температура, и мы получаем только возможный общий поток тепла без учета степени нагрева источника теплоты и пород принятой нами плиты.

Чтобы связать температурное поле тела, расстояние от нагревателя до нагреваемого уровня и время прохождения температурного фронта, воспользуемся следующим выражением, объединяющим все эти величины:

$$\frac{t_n - t}{t_n - t_0} = 1 - \left(1 - \frac{1}{\sqrt{12} \frac{\alpha \tau}{x^2}}\right)^2, \quad (5)$$

где τ - время продвижения температуры, ч; x - расстояние до нагреваемого уровня; остальные обозначения те же, что и в предыдущих формулах.

Согласно второй части решения, примем время продвижения температуры в заданных условиях равным 95 годам и определим расстояние от нагревателя до уровня, на котором температура за это время, согласно первой части решения, повысится на 88 град относительно ее прежнего значения (т.е. 300°C). Тогда $t_n = 500^\circ\text{C}$, $t = 388^\circ\text{C}$, $t_0 = 300^\circ\text{C}$, $\alpha = 0.001 \text{ м}^2/\text{ч}$, x - искомое расстояние до нагреваемого уровня.

Преобразуя формулу (5), имеем:

$$\frac{t_n - t}{t_n - t_0} = 1 - \left(1 - \frac{x}{\sqrt{12 \alpha \tau}}\right)^2$$

и, подставляя числовые значения, получаем:

$$0.56 = 1 - \left(1 - \frac{x}{\sqrt{99.6 \cdot 10^2}}\right)^2$$

или

$$0.56 \approx 1 - \left(\frac{10^4 - 2x \cdot 10^2 + x^2}{10^4}\right),$$

откуда приходим к квадратному уравнению

$$x^2 - 200x + 5600 = 0.$$

Принимая за искомое положительное значение корня, находим:

$$x \approx 34 \text{ м.}$$

То есть принятое ранее расстояние, равное 100 м, учитывать не следует.

Этот результат (34 м) отражает некоторое частное значение скорости продвижения температуры в горных породах в условиях произвольно принятого нами градиента температур. Для более строгого учета различных градиентов воспользуемся следующей формулой теории теплопроводности:

$$t = (t_n - t_0) \left(\frac{y}{x_0} \right)^2 + t_0,$$

где применительно к нашему случаю t - температура нагреваемого уровня; t_n - температура нагревателя; t_0 - температура пород, перекрывающих плиту; x_0 - толщина плиты, равная 150 м; y - расстояние от верхней границы принятого температурного поля (от кровли плиты) до нагреваемого уровня, равное 116 м.

Принимая, например, $t_n = 200^\circ\text{C}$, $t_0 = 100^\circ\text{C}$, $x_0 = 150$ м, $y = 116$ м, получаем температуру заданного уровня:

$$t = (200-100) \left(\frac{116}{150} \right)^2 + 100 = 160^\circ\text{C}.$$

Нами эти значения подсчитаны для температурных градиентов, расположенных в диапазоне от 100 до 800 град включительно, и тогда окончательное решение выглядит так. Если внутри слоя горных пород мощностью 150 м возникает температурный градиент между его верхней и нижней границами, то начиная с этого момента примерно через 95 лет на уровне, расположенном в 34 м от нижней (более нагретой) границы слоя, температура породы будет следующим образом зависеть от температурного градиента:

T	100	200	300	400	500	600	700	800
t	160	220	280	340	400	460	520	580
Δt	60	120	180	240	300	360	420	480

Примечание. Собственная температура расчетного уровня $t_0 = 100^\circ\text{C}$; T - температурный градиент; t - температура расчетного уровня после его нагревания; Δt - прирост температуры расчетного уровня.

Таким образом, скорость продвижения температуры на расстояние 34 м при градиенте 100 град составит примерно $60:95 = 0.7$, а при градиенте 800 град - $480:95 = 5$ град/год. Если уровень генерации теплоты при направленном давлении 5000 кгс/см^2 принять равным 10 град/год (см. предыдущий раздел), то аккумуляция тепла в 34-метровой зоне, прилегающей к нагретым породам, составит в среднем $10 \cdot 0.7 \approx 7$ град/год. При давлении 1000 кгс/см^2 она соответственно будет равна $21 \cdot 0.7 \approx 15$ град/год при градиенте 100 град. С ростом градиента должна увеличиваться и скорость накопления теплоты в границах принятой зоны.

Уже давно и хорошо известно, что теплопроводность горных пород очень низка. Согласно данным Дж. Ферхугена с соавторами (1974), для передачи тепла через 100-километровую толщу пород потребуется $3 \cdot 10^8$ лет (Ферхуген и др., 1974, с.720). Вмещающий сухой песчаник с начальной температурой 0°C на расстоянии 100 м от контакта с диабазовым интрузивом мощностью 1 км, внедрившим-

Зависимость уровня нагревания от давления, времени и скорости скольжения

Давление, кгс/см ²	Скорость скольжения, см/год	Температура, °С
5000	1	100
	2	200
	3	300
	4	400
	5	500
10000	1	250
	2	500
	3	750
	4	1000
	5	1250

П р и м е ч а н и е. Мощность толщи 40 м, время скольжения 100 тыс. лет.

ся при температуре магмы 1000°С, прогревается до 500°С примерно через 7 тыс.лет (там же, с.615). Такая скорость продвижения температурного фронта в десятки раз меньше даже той, которая подсчитана нами. Все это дает основание думать, что при условии генерации тепла в зонах складчатости накопление его в породах является не только возможным, но и необходимым следствием складкообразования. Соответственно здесь можно ожидать самых различных изменений горных пород, вплоть до плавления. Например, принимая температурный градиент минимальным (100 град) и аккумуляцию теплоты в 40-метровой толще в пределах от 10 до 25 град, можно оценить зависимость степени нагревания пород от направленного давления и скорости скольжения одного блока по другому (табл.33).

Таким образом, наличие в 40-метровой толще породы только одной плоскости скольжения, но „действующей“ в течение 100 тыс.лет, может обеспечить рост температуры, достаточной как для метаморфизма, так и для плавления слагающих ее пород. Однако в действительности, как это отмечалось ранее, такой механизм плавления вряд ли может выйти за пределы тонких лент, смещенных с плоскостями скольжения, поскольку после образования небольшой выплавки на плоскости скольжения приток теплоты за счет трения практически исчезнет, а значит, прекратится и плавление. Очевидно, для образования крупных магматических очагов в рассмотренных усло-

виях должен существовать какой-то дополнительный механизм генерации в общем небольшого количества теплоты, необходимой для перевода нагретых пород в жидкое состояние.

В качестве предположения можно допустить следующее. Считается доказанным, что всестороннее давление повышает точку плавления пород и, следовательно, они будут сохранять физические свойства твердых тел до более высоких температур, чем в обычных условиях. Следовательно, резкое снятие давления может привести к скачкообразному снижению температуры плавления.

В рассматриваемых условиях после выплавления жидкой пленки на плоскости скольжения и соответственно уменьшения сопротивления движению одного блока породы по другому возможно относительно быстрое перемещение его в направлении стресса и соответственно резкая разрядка напряжений в каком-то локальном объеме породы.

В соответствии с законом Клаузиуса-Клапейрона снижение температуры плавления с уменьшением давления может быть оценено согласно выражению (Uffen, Jessop, 1963)

$$\Delta T = \frac{T_{пл}}{L} \left(\frac{1}{\rho_1} - \frac{1}{\rho_2} \right) \Delta p,$$

где L - скрытая теплота плавления, град/моль; $T_{пл}$ - температура плавления до снятия нагрузки, °C; ρ_1, ρ_2 - плотность вещества соответственно в жидком и твердом состоянии; Δp - перепад всестороннего давления, кгс/см². По этому выражению при $\Delta p = 1000$ кгс/см² значение ΔT может составить 30-50 град.

Согласно Л.Х. Коину и др. (Cohen, Ito, Kennedy, 1967 г.), в базальтах „высокого давления” минимальная температура плавления плагиоклаза и клинопироксена лежит на солидусе. Эффект давления на солидусе подобен таковому для синтетической системы ДИ-АН или ДИ-АБ. Первая система в интервале давлений 1-20 кбар показывает рост отношения температуры плавления к давлению - 10 град на 1 кбар. Система ДИ-АБ даст 13 град на 1 кбар в том же интервале давлений. Твердый клинопироксеновый раствор на ликвидусе базальта „высокого давления” имеет $dT/dp = 13$ град/кбар. Бойд, Энгланд и Дэвис (Cohen e.a., 1967 г.) нашли кривую плавления чистого энстатита, давшую 10.9 град/кбар при 8 кбар давления, но в начальном этапе (от $p=0$) кривая имеет 12.8 град/кбар. Иодер (Cohen e.a., 1967 г.) показал для диопсида 13 град/кбар в интервале от 0 до 5 кбар.

Таким образом, эксперименты дают менее высокие ступени роста температуры плавления с увеличением давления, чем формула. В этих условиях для скачкообразного роста температуры на 120-150 град необходим перепад давления на 10-12 кбар. Отсюда напрашивается предположение, что появление относительно крупных выплавков основных пород в условиях гранулитовой фации возможно только в условиях длительно существующего давления от 10-12 кбар и выше. В противном случае могут возникать только тонкие ленты,

полосы, линзы и т.п. Именно такие тела широко распространены во многих регионально развитых гранулитовых сериях.

Заметим, что, согласно подсчетам М. В. Гзовского (1967), в активных областях земной коры тепловой поток с поверхности земли примерно в 100 раз меньше общей энергии тектонических процессов. Следовательно, в коре должен существовать какой-то потребитель этого избытка энергии. Таким потребителем М. В. Гзовский считал метаморфизм и магматизм. Если исключить из этого избытка энергию, расходуемую на хрупкие и пластические деформации пород, то этот вывод представляется нам справедливым.

Допущение, что региональный метаморфизм в складчатых докембрийских толщах в значительной мере связан с описанным процессом, прежде всего ставит вопрос, почему породы молодых складчатых областей подверглись значительно менее высокотемпературному метаморфизму, чем докембрийские образования. Представляется, что одной из главных причин этого различия может быть большая разница в нагрузке между приповерхностными и глубокими частями земной коры. Это давление прямым образом влияет на значение составляющей силы трения и соответственно на количество работы, затрачиваемой на преодоление сопротивления трения, т.е. в конечном счете на количество выделенной при этом теплоты.

Второй причиной может быть различие в вязкости горных пород в зависимости от их химического состава и физического состояния. Возможно, это же обстоятельство в большинстве случаев ограничивает и степень нагревания пород на больших глубинах, однако это уже особый вопрос, который здесь не рассматривается.

В заключение нужно сказать, что если статически напряженное состояние точки, а также пластическая деформация горных пород более или менее изучены теоретически, то тепловые эффекты деформаций пока еще почти не исследованы. Поэтому автор вполне сознает, что приведенная выше попытка расчета теплопередачи ни в коей мере не охватывает всей сложности постоянно меняющейся с глубиной термодинамической обстановки, существующей в земной коре. Точно так же невозможно пока учесть в расчетах весь комплекс сил, действующих в процессе складчатости, и соответственно точно определить количество выделяющейся при этом теплоты. И, по-видимому, еще очень далеко то время, когда можно будет учитывать все нужные величины, однако принципиальное решение вопроса представляется возможным уже теперь. Приведенные расчеты являются одной из попыток такого решения, сделанного в максимально простой форме для условий сухого трения.

При анализе этих явлений неизбежно встает вопрос о причинах возникновения тектонических сил, поэтому в заключительной главе мы попытаемся рассмотреть одну из таких возможных причин.

3. Тангенциальные тектонические силы как результат ротационного режима Земли

Начиная с 1900-х годов ряд исследователей неоднократно обращался к вопросам связи тектонических сил с осевым вращением Земли. Отметим главные из них. А. Вороннэ и Л. С. Лейбензон (Стовас, 1975 г.) считали, что значительные напряжения в пределах твердой оболочки Земли могут быть связаны со скачкообразными изменениями в режиме ее вращения. Последние же обусловлены действием космических факторов, в частности притяжением Луны. Н. С. Шатский (1955 г.), отмечая определенные закономерности в расположении крупных тектонических швов, связывал их возникновение с вращением Земли и возможными вариациями в скорости этого вращения. В. Е. Хаин (1957) указывал, что при объяснении геометрии расположения глубинных разломов нельзя игнорировать роли вращения планеты. В работе „Тектоника и магматизм“ А. В. Пейве (1961) показал, что закономерно образованная сеть глубинных разломов определяет глыбовое строение верхней части литосферы, а относительное горизонтальное перемещение глыб или крупных блоков создает мощные фронтальные напряжения, образующие складчатые системы. Соответственно главная роль в этих процессах принадлежит тангенциальным тектоническим напряжениям. Одной из первых количественных оценок ротационных сил Земли была серия работ М. В. Стоваса (1975 г.). Путем теоретического анализа геодинамических процессов он также пришел к заключению о возрастании механических напряжений в пределах Земли в моменты изменения угловой скорости ее вращения; т.е. рост напряжений есть следствие нарушения геодинамического равновесия планеты. Восстановление этого равновесия сопровождается перераспределением масс с изменением фигуры геоида. М. В. Стовасом определены критические параллели в обоих полушариях, где ротационные силы достигают наибольших значений. В частности, им вычислены полная деформирующая сила, действующая на единицу массы, расположенной на поверхности эллипсоида Красовского, а также две составляющие этой силы: одна из них — F_N — ориентирована по нормали эллипсоида к центру, а другая — F_K — по касательной к поверхности эллипсоида в меридианном направлении.

Полагая, что тангенциальные напряжения представляют большой интерес для понимания природы многих тектонических явлений, попытаемся показать возможность их действия не в связи с изменением угловой скорости вращения Земли, а только в условиях ее стабильного ротационного режима.

Решение задачи основано на элементарном анализе напряженного состояния материальной точки средствами теоретической механики. Принцип решения состоит в следующем. Известно, что если тело вращается вокруг своей оси вращения, то все его материальные точки, расположенные не на этой оси, испытывают действие центро-

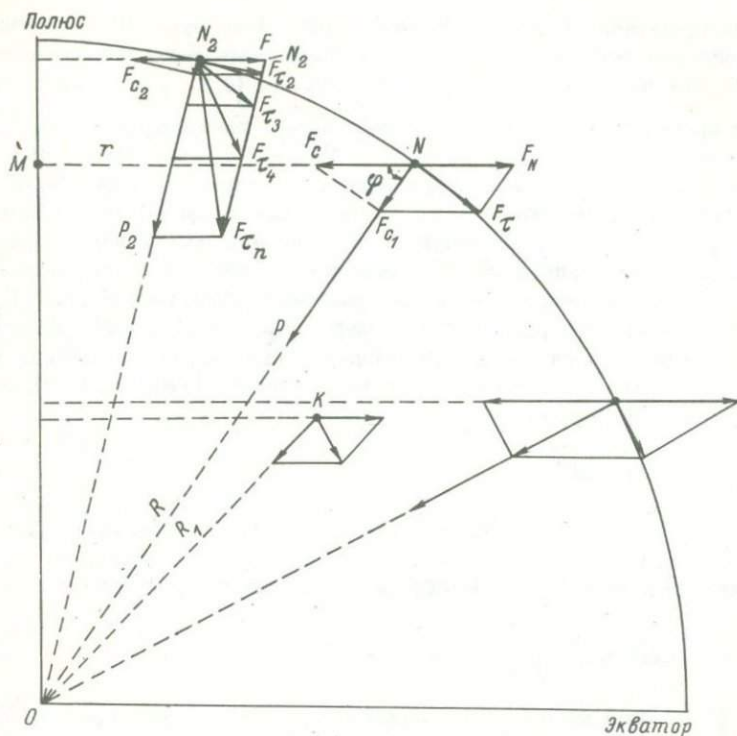


Рис. 56. Кинематическая схема тангенциальных тектонических сил.

бежной силы, направленной по главной нормали к траектории каждой точки в сторону ее выпуклости. Эта сила уравновешивается силой реакции связи точки с центром ее вращения, направленной в прямо противоположную сторону, т.е. к оси вращения. При условии достаточной механической прочности тела такая пара сил находится в равновесии и не порождает третьей силы, отличной от них по величине и направлению.

Если бы вещество Земли было гомогенным, заведомо твердым и монолитным в любой ее части, то, по-видимому, на материальную точку N (рис. 56) действовали бы те же две равные и противоположно направленные силы: центробежная F_N , ориентированная по главной нормали к траектории точки (т.е. к земной параллели) в сторону ее выпуклости,

ром ее вращения практически равна нулю, а ее функцию - противодействие центробежной силе F_N - выполняет часть силы тяготения P . Эта часть равна F_{c1} ($F_{c1} = F_c \cos \varphi$), она получается путем проектирования F_c на линию QN , но направлена уже не к центру вращения точки N (точка M), а к центру Земли. В таком случае F_N и F_{c1} дают параллелограмм сил, который имеет равнодействующую. Значит, в этих условиях две силы вращения порождают третью - F_τ , отличную от них по величине и направлению.

Оставим временно в стороне все прочие силы, которые имеются здесь, кроме указанных, и рассмотрим многоугольник $F_{c1}NF_NF_\tau$ с целью определить равнодействующую F_τ . Исходя из условия, что центробежная сила F_N („нормальная сила инерции“ частицы вращающегося тела) равна силе реакции связи F_c (Гернет, 1970, с.385, 387), можно записать:

$$F_N = F_c = m \omega^2 r, \quad (1)$$

где m - масса тела (здесь частицы); ω - угловая скорость вращения тела; r - радиус окружности вращения тела.

Учитывая, что $F_{c1} = F_c \cos \varphi$ (см. выше), имеем:

$$F_{c1} = m \omega^2 r \cos \varphi,$$

где φ - угол между направлением F_c и радиусом Земли, т.е. географическая широта точки N .

Сила F_N для тела массой m применительно к условиям осевого вращения Земли выражается уравнением

$$F_N = m \omega^2 R \cos \varphi \quad (2)$$

(Яворский, Детлаф, 1965, с.46), где R - радиус земного шара в точке измерения F_N , остальные величины - те же, что и в уравнении (1). Но поскольку $R \cos \varphi = r$ (рис.56), то выражение (2) не отличается от выражения (1), т.е. $F_N = m \omega^2 r$.

Приведенные соотношения хорошо известны из соответствующих курсов и показаны здесь для большей ясности последующего изложения. Переходя теперь к нашему случаю, видим, что так как F_N и F_{c1} приложены к одной точке - N - и являются нормальными к одной и той же линии - траектории этой точки, - они лежат в одной плоскости, а именно в меридианной (плоскость чертежа). Значит, и весь многоугольник $F_{c1}NF_NF_\tau$ лежит в этой плоскости, и, следовательно, в данном случае можно использовать векторный анализ. Учитывая силу реакции связи вектору F_τ (на рис.56 не показана), считаем, что сумма всех сил, действующих на точку N , равна нулю и в данный момент точка находится в равновесии. Тогда, согласно принципу Д'Аламбера, можно рассмотреть данную дина-

мическую систему как систему статическую и выразить величину F_{τ} посредством теоремы косинусов:

$$F_{\tau}^2 = F_N^2 + F_C^2 - 2F_N F_C \cos \varphi .$$

Подставляя $F_C \cos \varphi = F_{C1}$, получаем:

$$F_{\tau}^2 = F_N^2 + F_C^2 \cos^2 \varphi - 2F_N F_C \cos^2 \varphi ;$$

$$F_{\tau}^2 = F_N^2 + F_C \cos^2 \varphi (F_C - 2F_N) .$$

Так как $F_N = F_C = m\omega^2 r$, то

$$F_{\tau}^2 = (m\omega^2 r)^2 + m\omega^2 r \cos^2 \varphi \cdot (m\omega^2 r - 2m\omega^2 r) ;$$

$$F_{\tau}^2 = (m\omega^2 r)^2 + m\omega^2 r \cos^2 \varphi \cdot m\omega^2 r (1-2) ;$$

$$F_{\tau}^2 = (m\omega^2 r)^2 + (m\omega^2 r)^2 \cos^2 \varphi (-1) ;$$

$$F_{\tau}^2 = (m\omega^2 r)^2 (1 - \cos^2 \varphi)$$

и

$$F_{\tau} = m\omega^2 r \sqrt{1 - \cos^2 \varphi}$$

или

$$F_{\tau} = m\omega^2 r \sin \varphi . \quad (3)$$

Подставляя $\omega = 0.0000729$ рад /сек (угловая скорость вращения Земли) и $P/g = m$, имеем:

$$F_{\tau} = (P/g)r \cdot 5.3 \cdot 10^{-9} \sin \varphi .$$

Считая $g = 9.8$ м/сек, окончательно получаем:

$$F_{\tau} = 5.4 \cdot 10^{-10} P r \sin \varphi , \quad (4)$$

где P - вес тела; $r = R_1 \cos \varphi$; φ - географическая широта точки определения F_{τ} . Здесь R_1 - отрезок земного радиуса R , равный расстоянию от центра Земли до точки определения F_{τ} (на-

Зависимость между F_{τ} и весом тела P

φ , град	F_k , г·см/сек	F_{τ} , в % от P	φ , град	F_k , г·см/сек	F_{τ} , в % от P
0	0	0	45	1.690901	0.173
10	0.581078	0.058	50	1.663758	0.168
20	1.083187	0.107	60	1.460689	0.149
30	1.468078	0.149	70	1.247831	0.110
35	1.594626	0.160	80	0.613073	0.059
40	1.666764	0.169	90	0	0

пример, точки K на рис. 54). Легко видеть, что подсчет F_{τ} для общего случая с R_1 ничем не отличается от вышеприведенного подсчета с величиной R . По формуле (4) подсчитаны значения F_{τ} в приповерхностной области литосферы для среднего радиуса 6370 км (табл. 34).

Во втором столбце табл. 35 помещены результаты расчета силы F_k , сделанного М. В. Стovasом (1975 г.).* Как видно, в цифровом выражении наши данные удовлетворительно согласуются с данными М. В. Стovasа, а также с графическим выражением силы F_{τ} на рис. 56. Небольшие расхождения в цифрах (исключая их порядок) вызваны тем, что в нашем подсчете для всех широт взят средний радиус Земли. Главное же расхождение состоит в том, что в этих двух случаях тангенциальные силы имеют разный физический смысл. В первом случае сила F_k определена безотносительно к материальному телу. Она действует на единицу массы, расположенную на поверхности эллипсоида вращения (Стovas, 1975 г., с. 50). Во втором случае с позиций теоретической механики материальным носителем силы F_{τ} в рассмотренных нами условиях служит масса тела, значение которой при прочих равных условиях определяет и значение силы F_{τ} . Последняя не существует без первой. Поэтому F_{τ} как функция массы (или веса) выражается через нее, что следует из уравнения (4) и отражено на рис. 56. Из того же уравнения следует, что сила F_{τ} достигает существенных значений в условиях равномерного вращения Земли.

* Эти цифры получены М. В. Стovasом для постоянного ротационного режима Земли.

Эта зависимость между массой и силой была отмечена А. В. Пейве, который писал: "...каждый, структурно обособленный, более или менее цельный однородный блок, естественно, будет иметь свой собственный потенциал перемещения" (Пейве, 1961, с.42). И далее: "...каждый блок обладает как бы самостоятельной «движущей силой», заключенной в нем самом" (там же).

Чтобы перейти от F_{τ} материальной точки, или единицы массы, к F_{τ} конкретного геологического тела, необходимо определить давление, которое оно оказывает на единицу площади под действием этой силы. В общем случае для этого выражение (4) можно разделить на площадь широтного поперечного сечения тела, т.е. сечения, нормального к вектору F_{τ} :

$$F_{\tau} = \frac{5.4 \cdot 10^{-10} \rho r \sin \varphi}{S_{\perp F_{\tau}}} \quad (5)$$

Тогда, например, сила тангенциального давления F_{τ} , которое будет оказывать на неподвижный упор горизонтальный блок горной породы длиной $L = 100$ км с площадью поперечного сечения $S = 1$ км², расположенный на широте $\varphi = 40^{\circ}$ и глубине 30 км от поверхности ($6370 - 30 = 6340$ км), ориентированный вдоль меридиональной плоскости, определится следующим образом:

$$F_{\tau} = \frac{5.4 \cdot 10^{-10} (6.3 \cdot 10^6 \cdot 0.76) \cdot 0.64P}{10^6} = \frac{16.68 \cdot 10^{-4} P}{10^{10}}$$

Принимая плотность породы $\delta = 3.0$ г/см³, получим вес блока P

$$P = L S \delta = 10^5 \cdot 10^6 \cdot 3 = 3 \cdot 10^{11} \text{ т} \quad \text{и}$$

$$F_{\tau} = \frac{16.68 \cdot 3 \cdot 10^7}{10^6} = 500.4 \text{ т/м}^2.$$

Чтобы получить размерность F_{τ} , следует учесть, что эта сила определяет не угловую, а окружную скорость блока, поэтому в выражении (3) величину ω выразим через v/r , т.е.

$$F_{\tau} = m (v/r)^2 r \sin \varphi.$$

Тогда размерность получится следующим образом:

$$F_{\tau} = \frac{\frac{\text{т}}{\text{м/сек}^2} \cdot \frac{\text{м}^2}{\text{сек}^2} \cdot \frac{1}{\text{м}^2} \cdot \text{м}}{\text{м}^2} = \frac{\text{т} \cdot \text{сек}^2 \cdot \text{м}^2 \cdot \text{м}^2}{\text{м} \cdot \text{сек}^2 \cdot \text{м}^2} = \frac{\text{т}}{\text{м}^2}.$$

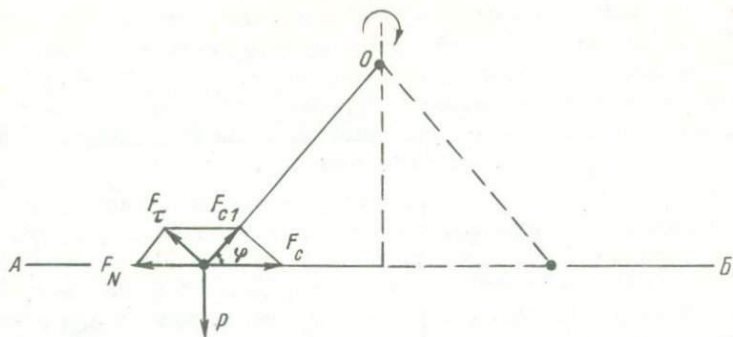


Рис. 57. Кинематическая схема вращения грузика на нити.

Условия вращения тела, подобные рассмотренным, существуют и в обычной „наземной“ обстановке. Они используются в механике в различных регулирующих, дозирующих и тому подобных устройствах. Простейшим примером проявления силы F_T может служить вращение грузика на нити, верхний конец которой закреплен неподвижно в точке O (рис.57). Здесь также имеется параллелограмм сил, в котором максимальное результирующее усилие выражается равнодействующей F_{C1} . Если принять $P = 10$ г, $r = 0.5$ м, $\omega = 3.0$ рад /сек, что соответствует окружной скорости грузика $U = \omega r = 3.0 \cdot 0.5 = 1.5$ м/сек и $\varphi = 45^\circ$, то F_T определится из выражения (3):

$$F_T = \frac{10}{980} (3.0)^2 \cdot 50 \cdot 0.707 = 3.25 \text{ г.}$$

Хорошо известно, что по мере роста угловой скорости и соответственно вектора F_T грузик, преодолевая силу своего веса, поднимается до почти полного совмещения плоскости вращения AB с центром вращения — точкой O . Однако в принятых условиях полное совмещение невозможно, поскольку в этом случае $F_T = 0$, тогда как сила веса P остается неизменной и смещает грузик вниз. В случае же вращения в вертикальной плоскости такое совмещение, естественно, наступает сразу после начала движения. Это служит еще одним примером постоянства действия силы F_T и ее значительной абсолютной величины.

Кратко остановимся теперь на других силах, действующих на точку N в заданных условиях. Как видно на рис.56, в многоугольнике $P_2 N_2 F_{N2} F_{Tn}$ вектор F_{C2} (аналогичный F_{C1} в $F_{C1} N F_N F_T$) является частью вектора P_2 , выражающего силу веса точки N_2 . Следовательно, величина F_{T2} (так же как и любая другая F_T) пред-

ставляет собой частную величину в многоугольнике $P_2 N_2 F_{N_2} F_{\tau n}$, поскольку в его границах можно построить множество частных многоугольников типа $P_2 N_2 F_{N_2} F_{\tau 2}$. Значит, одновременно с $F_{\tau 2}$ здесь могут существовать равнодействующие $F_{\tau 3}$, $F_{\tau 4}$ и т.д. до $F_{\tau n}$, которые можно назвать „силовым полем“ многоугольника $P_2 N_2 F_{N_2} F_{\tau n}$. Как видно, все эти равнодействующие подчиняются по меньшей мере трем общим условиям. 1. Все они лежат в меридианной плоскости 0-полюс-экватор, проходящей через данную точку N . 2. Равнодействующие заключены в диапазоне тупого угла между главной нормалью к траектории вращения точки N_2 и радиусом Земли, проходящим через эту точку. 3. В целом все векторы направлены от полюсов к экваториальной плоскости. Эти условия создают постоянные однонаправленные напряжения не только тангенциального характера, но и в пределах всего многоугольника $P_2 N_2 F_{N_2} F_{\tau n}$. Анализ этого „силового поля“ составляет специальную задачу, и здесь мы не будем выходить за рамки субгоризонтальных сил.

Оценка величины тангенциальных напряжений в конкретных участках земного шара в каждом отдельном случае представляет собой самостоятельную задачу. Здесь можно привести лишь самые общие выводы, которые вытекают из всего сказанного. Наименьшие напряжения приходятся на приполюсовые области, учитывая, однако, что уже на широте 80° давление блока пород, аналогичного ранее приведенному в примере, составит около 180 т/м^2 . Областью больших напряжений являются поясы средних широт в обеих полушариях, расположенные, видимо, между 20 и 40° широты. Но максимальные усилия, как результат встречного давления, должны возникать в экваториальной зоне.

Постоянное однонаправленное давление неизбежно будет приводить к накоплению напряжений и их периодической, а в иных местах и постоянной, разрядке путем деформаций течения, скалывания с образованием трещин и пластических деформаций. По-видимому, такая разрядка напряжений в общем случае должна происходить по направлению кратчайшего расстояния до области с меньшим или нулевым давлением, т.е. в сторону поверхности Земли, с образованием субвертикальных трещин. При этом, как следует из учения о сопротивлении материалов, трещины должны располагаться в породах преимущественно под углами, близкими к 90° по отношению друг к другу и примерно под 45° к направлению действующей силы, т.е. к направлению меридианных плоскостей. Это согласуется с результатами как упоминавшихся, так и многочисленных других работ по тектонике, а также специальных исследований глобальной трещиноватости горных пород (Шульц, 1969; Каттерфельд, Чарушин, 1970), которые свидетельствуют, что главными системами трещин как всей поверхности Земли, так и отдельных ее фрагментов, являются системы с направлениями 45 и 315° .

Геологическая интерпретация субгоризонтальных сил хорошо известна. Можно лишь отметить следующее. Если допустить, что на средней широте блок или плита литосферы толщиной 100–150 км и такой же площадью представляет собой монолитное твердое тело, то при отсутствии фронтальных упоров для этого блока на границе с астеносферой срезающее усилие, направленное вдоль его подошвы, составит примерно от 50 до 80 кгс/см². Согласно современным представлениям (Шейнманн, 1969; Белоусов, 1969 г.; Ле-Пишон и др., 1977), сцепление вещества в горных породах в этой пограничной области очень невелико и указанные усилия могут превзойти силу этого сцепления. В таком случае блок, передавая давление без существенных внутренних деформаций (Морган, 1974), может создать большие фронтальные напряжения на его „переднем“, т.е. южном, крае.

Таким образом, в целом сила F_{τ} не противоречит хорошо известным тектоническим явлениям, однако обоснование ее содержит существенный недостаток. Он состоит в том, что сегодня нет математического доказательства равнодействующей двух сил; правило параллелограмма является эмпирическим (Гернет, 1979, с.24). Правда, экспериментальная проверка правомочности приведенного определения силы F_{τ} вполне возможна. Наиболее просто это сделать в примере с грузиком с помощью приспособления, дающего возможность измерять силу F_{τ} при разном натяжении нити, на которой он вращается в условиях постоянства всех остальных параметров. Если F_{τ} не зависит от степени натяжения нити, тогда приведенный расчет сделан правильно.

В природных условиях субгоризонтальные силы должны проявляться по отношению к любому телу, расположенному на поверхности Земли, и, значит, их также можно обнаружить и измерить.

Возможно, наличие открытых полостей–пещер только в горных породах, образующих выступы над уровнем земной поверхности, связано с тем, что сила F_{τ} здесь очень невелика. Она определяется лишь весом выступающего объема пород, не испытывающих давления соседних масс. Однако очень крупные горные массивы могут, вероятно, и в этих условиях „закрывать“ полости, расположенные в пределах южных частей этих массивов. Здесь же, по-видимому, оползни и обвалы должны проявляться гораздо чаще, чем на северных склонах (для северного полушария).

Не исключено, что те же силы служат причиной движения крупных материковых ледников. С силой F_{τ} может быть связано и значительное отклонение от вертикали многих сталактитов в закрытых пещерах в результате смещения соленосного раствора к одной стороне сталактита и соответственно ускоренным ростом его в эту сторону с одновременным „ростом“ вниз.

В заключение отметим, что общая кинетическая энергия вращения нашей планеты огромна. По сравнению с ней энергия самых крупных тектонических процессов, фиксируемых в приповерхностной части, представляет собой ничтожную величину. Тем не менее, если она все же расходуется, т.е. трансформация вращательного движения в поступательное, возможность которой автор попытался показать выше, действительно происходит, то она неизбежно должна приводить к замедлению осевого вращения Земли и ее „сплющиванию“ с полюсов, но до определенных пределов, рассмотрение которых пока не входит в нашу задачу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отдельные детали геологического строения гранулитовой серии присущи, по-видимому, только изученному району. Сюда можно отнести мощность и протяженность отдельных толщ гранулитов, минеральный состав некоторых разновидностей (и соответственно их химический состав), последовательность смены одних пород другими в нормальном разрезе серии, внутреннее строение этих толщ и другие особенности локального характера. В то же время региональные черты ее строения и состава во многом аналогичны строению гранулитовых серий вообще. Прежде всего это относится к форме проявления зон гранулитового метаморфизма. По-видимому, во многих случаях гранулиты образуют протяженные пояса, длина которых достигает более 1 тыс. км (Неелов и др., 1971) при ширине в десятки и сотни километров. У. Файф, Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1962, с.28) указывают, что региональный метаморфизм нередко выражается более или менее параллельными поясами возрастающего метаморфизма.

К сожалению, в настоящее время еще мало что известно о структурном положении гранулитовых поясов, однако отдельные данные показывают, что они теснейшим образом связаны с площадным структурным планом территории. Так, А. Вильсон (Wilson, 1969) подчеркивает, что многие гранулитовые пояса „сваривают“ древние кратонные блоки. Г. Стеттнер (Stettner, 1969) связывает гранулиты и эклогиты верхнефранко-саксонских варисцид с центральными орогеническими зонами, рассматривая их в качестве производных главных фаз варисской складчатости.

Второй отличительной чертой гранулитовых серий является широкий диапазон состава пород, образующих обычно непрерывный петрохимический ряд от ультраосновных до кислых с непременным присутствием плагиоклазитов (анортозитов) и чарнокитов или чарнокитоподобных пород. Ультраосновные и частью основные члены серий, как правило, представлены тонкими лентами, линзами, полосами или телами, вытянутыми в одном измерении, совпадающем с общим направлением линейности в гранулитах. Последняя отражает направление сил, действующих при складчатости, и является однозначным признаком связи гранулитов с определенным этапом деформаций.

Третьей особенностью крупных гранулитовых серий служит в общем более основной состав слагающих их пород по отношению к окружающим, менее высокометаморфизованным образованиям.

Анализ геологической обстановки, строения и состава пород гранулитового пояса на Кольском полуострове позволяет прежде всего объединять в единую структурно-метаморфическую зону все рассмотренные гранулиты, как это было сделано ранее Л. Я. Харитоновым (1958). Этот анализ позволяет, кроме того, рассматривать гранулитовый метаморфизм в качестве производного процессов региональной складчатости, приуроченного к наиболее напряженным частям структур. По-видимому, это и определяет линейный характер зоны гранулитового пояса. Как видно из текста соответствующих разделов, между авторами книги имеются расхождения в трактовке времени метаморфизма. Для Сальных тундр (Л. А. Виноградов) устанавливается синхронность гранулитового и регионального амфиболитового метаморфизма, о чем свидетельствуют следующие факты: 1) пересечение гранулитов постранипротерозойскими гипербазитами Нотозерского пояса, не метаморфизованными в гранулитовой фации; 2) обрамление гранулитового пояса тектоническими зонами, включающими в себя интрузивные тела, возраст которых находится в диапазоне от архея до среднего (?) протерозоя; 3) закономерные соотношения между линейностью гранулитов и геометрией региональных ранне-нижнепротерозойских структур северо-западного направления.

В Колвицкой зоне (Богданова, Ефимов, 1976а) гранулиты пояса считаются более поздними по отношению к амфиболитовому метаморфизму, однако и в том, и в другом случае региональный метаморфизм неотделим от складчатости.

Внутреннее строение гранулитового пояса, по мнению Л. А. Виноградова, не укладывается в какую-либо стратиграфическую схему, так же как не соответствует, любой из известных схем дифференциации магмы. Совокупность геологических, петрохимических и термобарометрических данных позволяет предполагать, что все разновидности кристаллосланцев представляют собой петрографо-метаморфические зоны, которые лишь в общих чертах наследуют первичное строение дометаморфического субстрата.

Согласно другим авторам (Богданова, Ефимов, 1976а), между структурным положением гранулитов, их составом и степенью метаморфизма существует определенная причинно-следственная связь. Заложенные в поздне-постинверсионную стадию беломорской прогеосинклинали узкие линейные зоны характеризовались интенсивным и варьирующим по составу вулканизмом и специфическим седиментогенезом. Интенсивное тангенциальное сжатие на границе нижнего и среднего протерозоя привело к резкому повышению термодинамического режима в рассматриваемых структурах, следствием чего являются парагенетические ассоциации гранулитовой фации метаморфизма повышенных давлений.

Комплекс габбро-норит-вебстеритов и плагиолазитов, с точки зрения всех авторов, представляет собой специфическое проявление гранулитового метаморфизма, выражающееся как в селективном плавлении вещества кристаллосланцев, так и в общем переплавлении небольшого объема этих пород, протекающего при условии разрядки

стрессовых напряжений путем межслоевого скольжения. Такое переплавление во многих случаях приводит к концентрации отдельных компонентов системы с образованием плагиоклазитов, железо-магнезиальных компонентов, а также сульфидов и окислов металлов. Нередко последние достигают размеров, представляющих практический интерес, как, например, Ловнозерское месторождение медно-никелевых руд, многочисленные сульфидные рудопроявления Сальных, Туадаш- и Колвицких тундр и отдельные небольшие скопления титано-магнетитовых руд, связанных с элизитами. Нужно сказать, что механизм формирования подобных руд почти не изучен и соответственно перспективы их большей частью не определены.

Второй тип рудопроявлений, связанных с гранулитами, представляют колчеданные руды, приуроченные обычно к согласным тектоническим зонам различных размеров; некоторые из них достигают нескольких километров в длину и первых десятков метров мощности. Возраст этих зон однозначно не установлен. Можно лишь отметить, что часть из них не затронута диафторезом, тогда как другие зоны выполнены амфиболизированными и биотитизированными гранулитами. Оруденелыми являются и те и другие. В составе сульфидов этих зон известны повышенные количества меди и кобальта.

Представляют интерес отмеченные при описании разрывных нарушений наложенные субмеридиональные тектонические зоны с молибденовым оруденением и др.

Наконец, необходимо отметить рассеянное вкрапленное сульфидно-окисное оруденение в кристаллосланцах среднего и кислого состава. Согласно предварительным данным, по набору минеральных видов оруденение в сланцах аналогично оруденению в норитах и пироксенитах, но отличается по форме и количественным соотношениям между минералами. Минеральный состав колчеданных руд в тектонических зонах отличается обычно гораздо меньшим разнообразием. Основную часть в них составляет пирротин и меньше пирит.

Все это ставит вопрос о своевременности и целесообразности изучения металлогении гранулитов и зоны их непосредственного обрамления. Последняя, как показано в гл. II, представляет собой долгоживущую тектонически активную область, вмещающую многочисленные разновозрастные интрузивные образования с медно-никелевым, титано-ванадиевым и ильменитовым оруденением. Отправным фактором при картировании гранулитов авторы считают метаморфическую зональность, изучение которой, по-видимому, позволит коренным образом пересмотреть наши представления о строении гранулитовой серии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баддингтон А.Ф. Происхождение гранитных пород северо-западного Адирондака. - В кн.: Проблема образования гранитов. М., Изд-во иностр. лит., 1950, с.188-228.

Белоусов В.В. Факторы магмообразования и их связь с тектогенезом. - В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., „Наука“, 1969, с.5-29.

Барон Л.И. Характеристики трения горных пород. М., „Наука“, 1967. 208 с.

Бегалов И.А., Быков В.И. Моменты и коэффициенты трения в зависимости от свойств горных пород, условий и режимов бурения. - В кн.: Совершенствование техники и технологии горного производства. М., „Недра“, 1964, с.295-304. (Труды Криворож. горн. ин-та, вып. XXI).

Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., „Недра“, 1966. 124 с.

Беляев К.Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Матер. регион. петрогр. совещ. Л., „Наука“, 1971, с.218-225.

Беляев К.Д. Лотгинская зона и сопряженные формы. - В кн.: Тектоника восточной части Балтийского щита. Л., „Недра“, 1974, с.75-83.

Беляев О.А., Загородный В.Г., Петров В.П. Основные черты эволюции регионального метаморфизма в докембрии Кольского полуострова. - В кн.: „Метаморфизм докембрийских комплексов“. Апатиты, изд. КФАН СССР, 1976, с.3-15.

Биллингс М.П. Структурная геология. М., Изд-во иностр. лит., 1949. 431 с.

Бибикова Е.В., Тугаринов А.И., Грачева Т.В., Константинова М.В. О возрасте гранулитов Кольского полуострова. - Геохимия, 1973, № 5, с.664-675.

Биллингс М.П. Структурная геология. М., Изд-во иностр. лит., 1949. 431 с.

Богданова М.Н., Ефимов М.М. Конгломераты Колвицкой структурно-фашиальной зоны. - В кн.: Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, изд. КФАН СССР, 1975, с.65-69.

Богданова М.Н., Ефимов М.М. Особенности метаморфизма супракрустальных образований Кандалакшско-Колвицкой структурно-фациальной зоны. - В кн.: Метаморфизм докембрийских комплексов. Апатиты, изд. КФАН СССР, 1976а, с.56-74.

Богданова М.Н., Ефимов М.М. Эволюция вулканизма и осадконакопления в Кандалакшско-Колвицкой зоне гранулитов. - В кн.: Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты, изд. КФАН СССР, 1976 б, с.63-76.

Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Об эулизитах района оз. Чудзь-явр (Кольский полуостров). - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1961, вып.4, с.408-424.

Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., "Наука", 1968. 168 с.

Вейник А.И. Приближенный расчет процессов теплопроводности. Л., Госэнергоиздат, 1959. 183 с.

Вернадский В.И. Избранные сочинения. Т.1-5. М., Изд-во АН СССР, 1954-1960. Т.1. 1954. 696 с.; т.5. 1960. 429 с.

Виноградов Л.А. Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова (Нотозерский гипербазитовый пояс). - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., "Наука", 1971, с.147-153.

Виноградов Л.А., Балабонин Н.Л. Рудопроявления в породах гранулитовой серии западной части Кольского полуострова. - В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты, изд. КФАН СССР, 1975, с.186-200.

Виноградов Л.А., Быков В.В. Никеленосные нориты Южно-Сальнотундровской зоны на Кольском полуострове. - В кн.: Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Л., "Наука", 1970, с.43-55.

Виноградов Л.А., Тюремнов В.А. Контактное воздействие гипербазитов. - Сов. геология, 1968, № 10, с.127-129.

Володин Е.Н. О гранулите. - Вестн. ЛГУ, 1953, №4, с.137-153.

Володичев О.И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов. Л., "Наука", 1975. 170 с.

Гернет М.М. Курс теоретической механики. - М., "Высшая школа", 1970. 439 с.

Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. Ч.3 и 4. М., "Наука", 1963. 544 с.

Гзовский М.В. Градиент скорости движения, напряженное состояние коры и энергия тектонических процессов. - В кн.:

Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., „Недра“, 1967, с.30-36.

Г з о в с к и й М.В., М и х а й л о в а А.В. Энергия тектонических процессов в областях с различной сейсмичностью. - В кн.: Земная кора сейсмоопасных зон, № 11 (Верхняя мантия). М., „Недра“, 1973, с.65-71.

Г л е б о в и ц к и й В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., „Наука“, 1973. 129 с.

Г л е б о в и ц к и й В.А., Д р у г о в а Г.М., М о с к о в ч е н к о Н.И., П р и я т к и н а Л.А., П у ш к а - р е в Ю.Д. Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., „Наука“, 1971, с.5-24.

Г о р л о в Н.В. Структура беломорид (северо-западное Беломорье). - Л., „Наука“, 1967. 111 с.

Г р и н Т.Х., Р и н г в у д А.Е. Происхождение базальтовых магм. - В кн.: Петрология верхней мантии. М., „Мир“, 1968, с.132-227.

Д и р У.А., Х а у и Р.А., З у с м а н Дж. Породообразующие минералы. М., „Мир“, 1965. Т.1. 370 с.; т.2. 406 с.

Д о б р е ц о в Н.Л., Р е в е р д а т т о В.В., С о б о л е в Н.В., С о б о л е в В.С., Х л е с т о в В.В. Фации метаморфизма. М., „Недра“, 1970. 432 с.

Д р у г о в а Г.М., Г л е б о в и ц к и й В.А., Н и к и т и н а Л.П., П р и я т к и н а Л.А., К л и м о в Л.В. Гранулитовая фация метаморфизма. Л., „Наука“, 1972. 154 с.

Д у к В.Л. Складки зоны ультраметаморфизма. Л., „Наука“, 1967. 83 с.

Е п и ф а н о в Г.И., М и н а е в П.И. Исследование зависимости силы трения от истинной площади трения и нормальной нагрузки. - Изв. вузов, сер. „Физика“, 1959, № 1, с.35-43.

Е п и ф а н о в Г.И., С о л о ш к о Ф.П., Р е б и н - д е р П.А. Новый метод определения коэффициентов трения и его применение к исследованию адсорбционного смазывающего действия. - Докл. АН СССР, 1954, т.99, № 5, с.801-804.

Е ф и м о в М.М. Древнейшие метазэффузивы северо-западного беломорья. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., „Наука“, 1971, с.206-210.

Е ф и м о в М.М., Б о г д а н о в а М.Н. К вопросу о структуре и возрасте колвицких гранулитов (юго-западная часть Кольского полуострова). - В кн.: Проблемы изучения и освоения природных ресурсов Севера. Апатиты, изд. КФАН СССР, 1973, с.47-50.

Е ф и м о в М.М., Б о г д а н о в а М.Н., Р а д - ч е н к о М.К. Роговообманковые перидотиты Кандалакшско-Колвицкой структурно-фациальной зоны. - В кн.: Основные и ультра-

основные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты, изд. КФАН СССР, 1975, с.48-63.

З а к р у т к и н В.В. О химизме гранатов-чарнокитов и их генезисе. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 10, с.39-47.

И в л и е в А.И. Находка строматолитов в гранулитовом комплексе Кольского полуострова. - Докл. АН СССР, 1971, т.198, № 3, с.661-664.

К а д е н с к и й А.А. Проблема образования чарнокитов. - Учен. зап. Ленингр. гос. пед. ин-та им. А.И.Герцена, 1958, т.172, с.3-48.

К а д е н с к и й А.А. Геология и петрология южной части Липарбарского шита. - Труды Геол. музея АН СССР, 1961, вып.4, 198 с.

К а з и ц ы н Ю.В., Р у д н и к В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., "Недра", 1968. 362 с.

К а т т е р ф е л ь д Г.Н., Ч а р у ш и н Г.В. Глобальная трещиноватость Земли и других планет. - Геотектоника, 1970, № 6, с.3-13.

К л о о с Э. Линейность. - В кн.: Вопросы структурной геологии. М., Изд-во иностр. лит., 1958, с.7-95.

К о р ж и н с к и й Д.С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. - Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып.20, сер. петрогр., № 10. 164 с.

К о р ж и н с к и й Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с.335-453.

К о р ж и н с к и й Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезиса минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.

К о р ж и н с к и й Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., "Наука", 1973. 288 с.

К о р и к о в с к и й С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., "Наука", 1967. 298 с.

К о с т р ы к и н а В.М. Структура распада гиперстен-силлиманит в гнейсах сугамского гранулитового комплекса. - Вестн. МГУ, сер. 1У, геол., 1973, № 4, с.35-42.

К о с ы г и н Ю. А. Тектоника. М., "Недра", 1969. 616 с.

К р о п о т к и н П.Н. Основные проблемы энергетики тектонических процессов. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 5, с.89-104.

К р о п о т к и н П.Н., П о л ь к Б.Г. Энергетический баланс Земли. - В кн.: Земная кора сейсмоопасных зон, № 11. М., "Наука", 1973, с.7-24.

Лападю - Арг П.О. О существовании и природе химического привноса в некоторых сериях кристаллических сланцев. - В кн.: Проблема образования гранитов. М., Изд-во иностр. лит., 1950, с.51-107.

Лебедев А.П. Петрография докембрийских пород района Кандалакши (Кольский полуостров). - Труды Кольск. базы им.С.М. Кирова АН СССР, 1937, вып.4, с.59-102.

Левинсон - Лессинг Ф.Ю., Струве Э.А. Петрографический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1963. 447 с.

Ле - Пишон К. и др. Тектоника плит. М., „Мир“, 1977. 288 с.

Лутц Б.Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., „Наука“, 1964. 124 с.

Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., „Наука“, 1965. 327 с.

Маракушев А.А. Система метаморфических минеральных фаций. - В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., „Наука“, 1972, с.36-42.

Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. Изд-во МГУ, 1973. 322 с.

Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. - В кн.: Международный геохимический конгресс. Тезисы докл. Т.II. М., 1971, с.513-514.

Метер Е.Б., Яковлев Ю.Н., Виноградов Л.А. Ульвошпинель в титаномагнетите из оруденелого пироксенита Сальных тундр. - В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып.6. Л., „Наука“, 1968, с.35-38.

Миллер Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. - Геотектоника, 1973, № 5, с.83-92.

Мишарев Д.Т., Амеландов А.С., Захарченко А.Н., Смирнова В.С. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность северо-западного Беломорья. - Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1960, т.31. 112 с.

Моисеенко У.И., Кутюлин В.А. Влияние температуры на теплопроводность оливинита. - Геология и геофизика, 1966, № 4, с.153-155.

Морган В. Океанические поднятия, глубоководные желоба, большие разломы и блоки земной коры. - В кн.: Новая глобальная тектоника. М., „Мир“, 1974, с.68-92.

Нардов К.М. Фрикционные металлокерамические материалы на медной основе. - В кн.: Антифрикционные материалы и изучение процессов трения и износа. Тр. ВИАМ, 1955, № 1, с.34-41.

Неелов А.Н., Глебовицкий В.А., Байкова В.С., Дук Г.Г., Корсаков Л.П., Милькевич Р.И., Седова И.С., Турченко С.И. Эволюция метаморфических поясов юго-востока восточной Сибири. - В сб.: Метаморфические пояса СССР. Л., "Наука", 1971, с.117-143.

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

Пейве А.В. Тектоника и магматизм. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 3, с.36-53.

Попов Б.А. Отчет о командировке в Русскую Лапландию в 1901 г. - Зап. Минерал. о-ва, 1901а, т.ХI, с.6.

Попов В.А. Сообщение об экспедиции 1901 г. на Кольский полуостров для исследования пространства между озерами Нота и Имандра. - Там же, 1901б, с.52.

Протодьяконов М.М. Теория резания угля цепными врубковыми машинами. М.-Л., ОНТИ НКТП СССР, 1936.

Рабкин М.И. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. М., Госгеолтехиздат, 1959. 162 с.

Рид К.Х. Граниты и гранитоиды. - В кн.: Проблема образования гранитов. М., Изд-во иностр. лит., 1950, с.306-337.

Роненсон Б.М. Опыт применения парагенетического анализа при геологической съемке. - В кн.: Минеральное сырье. Вып.4. М., "Недра", 1966, с.65-126. (ВИМС).

Семеновко Н.П. Петрохимические и кристаллохимические аспекты проблемы метаморфизма. - В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч.2. М., "Наука", 1972, с.31-36.

Сидоренко А.В., Лунева О.И., Немова Т.В. Об осадочном генезисе гранулитов Кольского полуострова. - Докл. АН СССР, 1971, т.198, № 5, с.1182-1185.

Синицын А.В. Петрология долеритов Восточно-Мурманского побережья (Кольский полуостров). Автореф. канд. дис. Изд-во ЛГУ, 1965. 18 с.

Синицын А.В., Кушев В.Г. О девонской трапповой формации Тимано-Кольского региона. - Докл. АН СССР, 1968, т.178, № 5, с.1168-1170.

Справочник по тектонической терминологии. М., "Недра", 1970. 581 с.

Стовас М.В. Избранные труды. М., "Недра", 1975. 155 с.

Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., "Наука", 1971. 179 с.

Судовиков Н.Г. Обзор стратиграфии, тектоники и магматической деятельности докембрия Карельской АССР. - В кн.: Стратиграфия СССР. Т.1. Докембрий. М., Изд-во АН СССР, 1939, с.57-80.

Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). - Л., "Наука", 1970. 227 с.

Треггер В.Е. Таблицы для оптического определения породобразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958. 185 с.

Турченко С.И., Ефимов М.М. Особенности сульфидного оруденения Кандалакшско-Колвицкой структурной зоны в связи с металлогеническим прогнозом для Русской плиты: - В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. II. М., "Недра", 1976, с. 207-210.

Ушакова З.Г. Гранитоидные породы чарнокитового ряда центральной части Алданского щита. - Труды ЛАГЕД АН СССР, 1953, вып.2, с.213-227.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 414 с.

Федоров Е.Е. Основные черты геологического строения центральной части Кольского полуострова (по данным комплексного использования аэрометодов и геологических исследований). - В кн.: Региональная геология, металлогения и геофизика. Апатиты, 1974, с.34-44. (Вопросы геологии и металлогении Кольск. полуострова, вып.5, ч.1):

Ферхуген Дж., Ф.Тернер, Л.Вейс, К.Вархафтиг, У.Файф. Земля. Введение в общую геологию. Т.2. М., "Мир", 1974, с.399-846.

Хайн В.Е. Некоторые основные вопросы современной геотектоники. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 12, с.47-59.

Хайн В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1973. 510 с.

Харитонов Л.Я. Тектоника. - В кн.: Геология СССР, т. XXVII, ч.1. М., 1958, с.619-625.

Шатский Н.С. О сравнительной тектонике Северной Америки и восточной Европы. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 4, с.20-24.

Шейнманн Ю.М. Некоторые черты связей магмы и тектоники. - В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., "Наука", 1969, с.19-28.

Шульц С.С. Некоторые вопросы планетарной трещиноватости и связанных с нею явлений. - Вестн. ЛГУ, "Геология и география", 1969, вып.1, 6, с.86-110.

Шуркин К.А. Новые данные по геологии друзитов архея западного Беломорья. - Докл. АН СССР, 1955, т.105, № 2, с.347-348.

Шуркин К.А., Дук В.Л., Митрофанов Ф.П. Материалы к геологии и петрографии габбро-лабрадоритов архея Северной Карелии. - Труды ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып.9, с.120-149.

Яворский Б.М., Детлаф А.А. Справочник по физике. М., „Наука“, 1965, 847 с.

Яковлева А.К., Яковлев Ю.Н. Минеральные парагенезисы и оруденение ультраосновных пород Ловноозерского района. - В кн.: Минералы и парагенезисы минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. Апатиты, 1977, с.45-62.

Anderson B.M. On lineation and petrofabric structure and the shearing movements by which they have been produced. - Geol. Soc. London Quart. Journ., 1948, vol. G IV, pt.I, p.99-126.

Carter N.L., Christie I.M., Griggs D.T. Experimental deformation and recrystallisation of quartz. - Journ. Geol., 1964, vol.72, N6.

Clifford P.M., Flenty M.I., Rumsey Y.C., Sutton Y., Watson S.I. The development of lineation in complex fold systems. - Geol. Mag., 1957, vol. XCIV, N 1.

Compton K.K. Charnocitic rocks of the Santa Lucia Range, California. - Amer. Journ. Sci., 1960, vol.258, p.609-636.

Cook G.H. Geology of New Jersey. Geol. Sur. Newark, 1968.

Davidson L.K. Metamorphic hornblendes from basic granulites of the quairading district, Western Australia. - Neues Jahrbuch für Mineralogie, 1972, H.8, S.344-359.

Eade K., Fahrind W., Maxwell I. Composition of cristalline shield rocks and fractio-nating effects of regional metamorphism. - Nature, 1966, vol. 211, N 5055.

Engel A.E., Engel C.C. Progressive metamorphism and granitisation of the major paragenesis, northwest Adirondack Mountains. Pt 1. Total rock. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1958, vol.69, N 11.

Engel A.E., Engel C.C. Progressive me-tamorphism and granitisation of the major paragenesis, northwest Adirondack Mountains. Pt 2. - Miner. Geol. Soc. Amer., 1960, vol.71, N 1.

Eskola P. On the petrology of the Orijarvi region in southwestern Finland. - Bull. Comm. Geol. Finland, 1914, N 40.

Eskola P. The mineral facies of rock. - Norsk. Geol. Tidsskr., 1920, N 6.

E s k o l a P. On the granulites of Lapland. - Amer. Journ. Sci., Bowen Volume, 1952, p. 133-171.

F a i r b a i r n H.W. Introduction to petrofabric analysis. Dept. Geol. Queen's University. Kingston, Canada, 1935.

F r o s t M.S. Metamorphic grade and iron-magnesium distribution between co-existing garnet-biotite and garnet-hornblende. - Geol. Mag., 1962, vol.XCXX, N 5.

G a e r t n e r H.K. Cedanken zur Tektonik Lapländischer Granulite. - Bull. Comm. Geol. Finland, 1962, vol.XXXIV, N 204.

G r a m p t o n C.D. Regional study of epidot, mica and albit fabric of the Moines. - Geol. Mag., 1957, vol.XCIV, N 2.

G r o v e s A.W. The charnockite series of Uganda. British East Africa. - Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1935, vol.91, N 362, p.150-207.

H o l l a n d T.H. The petrology of job charnock's tombstone. - Journ. Asiatic Soc. Bengal, 1893, vol. 62, pt.1; 2, N 3, p.162-164.

H o l m q v i s t P.I. Zur Morphologie der Gesteinsgarze. - Geol. Fören., Stockholm, Förh., 1926, X/VIII.

H o w i e R.A. The geochemistry of the charnockite series of Madras, India. - Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1955, vol. 62, p. 725-768.

K r a n k E.H. Zur Tektonik der Lapländischen Granulite. - Bull. Comm. Geol. Finland, 1936, N 115.

K v a l e A. Petrofabric analysis of a quartzite from the Bergsdalen quadrangle, Western Norway. - Norsk. Geol. Tidsskr., 1945, N 25.

M e a d W.S. Folding, rock flowage and foliate structures. - Journ. Geol., 1940, vol. 48, N 8.

M e h n e r t K.P. Granulites. Results of a discussion II. - Neues Jahrbuch für Mineralogie, 1972, H. 4, S. 139-151.

M o e n c h R.S., H a r r i s o n L.P., S i m s P.K. Precambrian folding in the Idaho Springs - Central City Area, Front Range, Colorado. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1962, vol. 73, N 1.

P a r r a s K. On the charnockites in the light of a highly metamorphic rock complex in Southern Finland. - Bull. Comm. Geol. Finland, 1958, N 181, p.1-137.

P h i l l i p s F.C. A fabric study of some Moine shists and associated rocks. - Quart. Journ. Geol. Soc., 1937, vol.XCIII.

P i c h a m u t h u C.S. The charnockited of India and Antarctica. A comparison. - Pros. Indian Acad. Sci., 1966, B-64, N 4, p. 205-215.

R a m b e r g H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks (A treatise on recrystallisation and replacement in the earth's crust). Chicago, 1952.

R a s t N., P l a t t J.I. Gross folds. - Geol. Mag., 1957, vol. 94, p. 159-166.

R e a d H.H. Metamorphism and granitisation. - Trans. Geol. Soc. South Africa, Annexure to 54, 1951, The granite controversy. London, 1957.

R o a c h R.A., D u f f e l S. The pyroxene granulites of the Mount Wright Map-Area, Quebec - Newfoundland. - Geol. Surv. Canada Bull., 1968, vol. 162, p. 83.

R o b i e R.A., W a l d b a u m D.R. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298,15°K (25,0°C) and one atmosphere (1,013 Bars) pressure and at higher temperatures. - Geol. Surv. Bull., 1968. 256 p.

S a n d e r B. Zur petrographisch-tectonischen Analyse, III. - Jahrbuch der Bergakademie, 1926, Bd. 76.

S c h m i d t W. Gefugestatistik. - Min. Petr. Mitt., 1925, Bd. XXVIII.

S c h m i d t W. Zur Regelung zweiachsiger Mineralen in kristallinen Schiefen. - Neues Jahrbuch Min. etc., 1928, 1, VII A.

S c h o e m a n J.J. A geological reconnaissance of the country between Embu and Meru. - Geol. Surv. Kenya, 1951, Rept. 14.

S e n S.K. Magnesium-iron compositional variance in hornblende pyroxene granulites. Contribs. - Mineral. und Petrol., 1970, Bd. 29, N 1, S. 76-88.

S e n S.K., R a y S. Breakdown reaction for natural hornblende in granulite facies. - Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, 1971, Bd. 114, N3, S. 301-309.

S e n k H. Beiträge zur petrographisch-tektonischen Analyse des sächsischen Granulitgebirges. - Min. Pet. Mitt., 1936, Bd. XVI, N 45.

S t e t t n e r G. Die Prägung von Granulit und Eclogit in mineralogischen Orogenen an der Schicht des oberfränkisch-sächsischen Varistinkums. - Geol. Bavarica, 1969, N 60, S. 7-28.

S t r a n d T. Structural petrology of the Bygdin conglomerate. - Norsk. Geol. Tidsskr., 1945, N 24.

S u b r a m a n i a n A.P. Charnocites of the type area, near Madras., a reinterpretation. - Amer. Geol. Sci., 1959, vol. 257, N 5, p. 321-353.

T e r n e r F.I. Lineation, simmetry and internal movement in monoclinic tectonite fabrics. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, vol.68, N 1, p.1-17.

U f f e n R., J e s s o p A. The stress realisation hypothesis of magma formation. - Bull. Vulc., 1963, vol.26, N 13.

V r e n d e n b u r g E.W. Consideration regarding possible relationship between the charnocites and the Darvards. - Journ. Asiatic Soc. Bengal, 1918, vol. 5, p.14.

W e i s s L.E. Geometry of superposed folding. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, vol.70.

W i l s o n A.F. The mineral potential of granulite terraces. - Austral. Inst. Min. a. Metall., 1969, N 231, p.41-47.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
I. Краткие исторические сведения (Виноградов Л. А., Ефимов М. М.)	5
II. Геологическое строение района	11
1. Амфиболиты обрамления (Виноградов Л. А., Ефимов М. М.)	13
2. Комплекс гранулитов	17
Колвицкая зона (Богданова М. Н., Ефимов М. М.)	18
Зона Сальных и Туадаш-тундр (Виноградов Л. А.)	30
3. Пликативные структуры (Богданова М. Н., Ефимов М. М. - Колвицкая зона, Виноградов Л. А. - Сальные и Туадаш-тундры)	62
4. Разрывные нарушения (Виноградов Л. А., Богданова М. Н., Ефимов М. М.)	70
5. Структурный анализ (Виноградов Л. А.)	73
III. Базит-ультрабазитовые члены гранулитовой серии (Виноградов Л. А., Ефимов М. М.)	87
IV. Метаморфизм	106
1. Колвицкая зона (Богданова М. Н.)	106
2. Зона Сальных и Туадаш-тундр (Виноградов Л. А.)	139
V. Механизм образования базит-ультрабазитовых членов гранулитовой серии (Виноградов Л. А.)	164
1. Фрикционная природа теплоты в горных породах	164
2. Аккумуляция фрикционной теплоты в горных породах	172
3. Тангенциальные тектонические силы как результат ротационного режима Земли	180
Заключение	190
Список литературы	193
В книге есть 3 вкладки (рис. 2, 3, 6, 12, 14, 26)	

Леонид Александрович Виноградов,
Мария Николаевна Богданова,
Михаил Михайлович Ефимов

ГРАНУЛИТОВЫЙ ПОЯС
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Утверждено к печати
Геологическим институтом ордена Ленина
Кольского филиала им. С. М. Кирова АН СССР

Редактор издательства Л. А. Рейхерт
Художник Г. Г. Зубков
Технический редактор М. Э. Карлайтис
Корректоры Е. А. Гинстлинг, О. В. Олендская
и Е. В. Шестакова

ИБ № 8810

Подписано к печати 30.10.79. М-25824. Формат 60x90 1/16.
Бумага №1. Печать офсетная. Печ. л. 13 + 4 вкл. (1 1/2 печ.л.) =
= 14.50 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 15.16. Тираж 600. Изд. № 7149.
Тип. зак. № 345. Цена 2 р. 10 к.

Ленинградское отделение издательства „Наука“
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1

Ордена Трудового Красного Знамени
Первая типография издательства „Наука“
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА „НАУКА“

можно предварительно заказать
в магазинах конторы „Академкнига“.

Для получения книг почтой
заказы просим направлять по адресу:

117192 Москва В-192, Мичуринский пр., 12
магазин „Книга-почтой“ Центральной конторы „Академкнига“;
197110 Ленинград П-110, Петрозаводская ул., 7

магазин „Книга-почтой“
Северо-Западной конторы „Академкнига“
или в ближайший магазин „Академкнига“,
имеющий отдел „Книга-почтой“

- 480091 Алма-Ата, Ул. Фурманова, 91/97 („Книга-почтой“);
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13;
320005 Днепропетровск, пр. Гагарина, 24 („Книга-почтой“);
734001 Душанбе, пр. Ленина, 95 („Книга-почтой“);
335009 Ереван, ул. Туманяна, 31;
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289;
252030 Киев, ул. Ленина, 42;
252030 Киев, ул. Пирогова, 2;
252142 Киев, пр. Вернадского, 79;
252030 Киев, ул. Пирогова, 4 („Книга-почтой“);
277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28 („Книга-почтой“);
343900 Краматорск (Донецкой обл.), ул. Марата, 1;
660049 Красноярск, пр. Мира, 84;
443002 Куйбышев, пр. Ленина, 2 („Книга-почтой“);
192104 Ленинград, Д-120, Литейный пр., 57;
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;
199034 Ленинград, 9 линия, 16;
220012 Минск, Ленинский пр., 72 („Книга-почтой“);
103009 Москва, ул. Горького, 8;
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
630076 Новосибирск, Красный пр., 51;
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр., 22 („Книга-почтой“);
142292 Пушкино (Московской обл.), „Академкнига“;
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 („Книга-почтой“);
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 („Книга-почтой“);
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 („Книга-почтой“);
450025 Уфа, Коммунистическая ул., 49;
720001 Фрунзе, бульв. Дзержинского, 42 („Книга-почтой“);
310003 Харьков, ул. Чернышевского, 87 („Книга-почтой“).

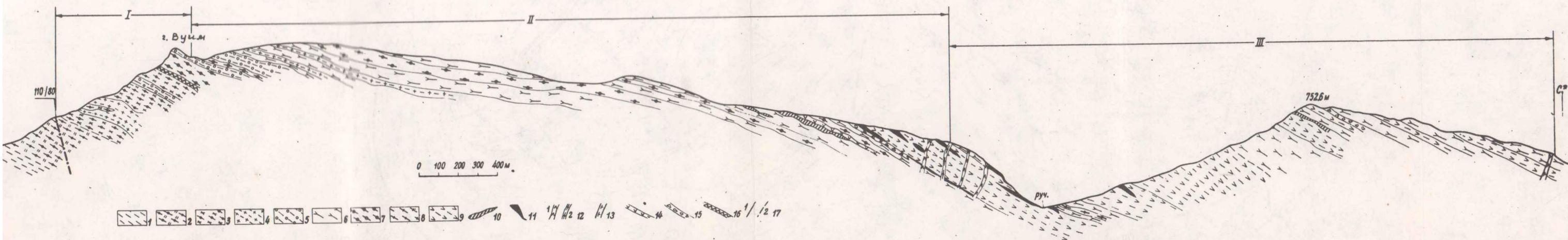


Рис. 14. Опорный разрез по профилю гора Вуим-высота 752.6 м.

I - зона ГР амфиболитов; II - ПЛ-ГР-КПИ кристаллосланцев; III - ПЛ-ГИ кристаллосланцев. Участок от высоты 752.6 м и выше - переход к дупироксеновым сланцам.
 1 - БИ-ГР-АМФ гнейсы; 2 - КПИ-БИ-ГР-АМФ гнейсы; 3 - ГР, ПЛ-ГР, ПЛ-ГР-КПИ амфиболиты; 4 - ПЛ-МКЛ граниты; 5 - БИ-АМФ-ГР гранулиты с КПИ; 6 - ПЛ-ГР-КПИ кристаллосланцы; 7 - ГР и ГР-КПИ плагиоклазиты (гранатовые анортозиты); 8 - КВ-ГР-ПШП кристаллосланцы (кислые гранулиты); 9 - ПЛ-ГИ и ПЛ-КПИ-ГИ кристаллосланцы; 10 - ГР

пироксениты и эклогитоподобные породы; 11 - нориты и пироксениты; 12 - дайки (1 - основных пород, 2 - гипербазитов нотозерского гипербазитового пояса); 13 - жильные диабазы; 14 - согласные тела гипербазитового пояса; 15 - сульфидная брекчия; 16 - магматическая брекчия; 17 - геологические границы (1 - резкие, 2 - постепенные переходы).

ТУАДАШ-ТУНДРА

№ обр.	МОЩ м	Порода	Краткая характеристика пород
570 570а,б,в	150		БИ-АМФ-КПИ гнейсы, мезократовые, лейкократовые, линзы и ленты диопсидитов.
	150		Закрытый участок.
570-д	1009-1100		КПИ-ГИ, КПИ плагиосланцы, амфиболитизированные, биотитизированные, иногда до полного замещения темноцветных. Ленточный кварц. Иногда ГР. Милониты, катаклазиты.
569в 569г,д 569л,м	350		ПЛ-ГИ, ПЛ-ГИ-КПИ сланцы. Прослой и линзы ГР-плагиоклазитов. БИ-АМФ полосы, кососекающие гнейсоватость.
569а	100		Аляскит, содержащий местами КПИ, АМФ, БИ.
569	120		ПЛ-ГИ гнейс с ленточным кварцем.
	~500-700		ПЛ-КПИ, ПЛ-КПИ-ГИ, ПЛ-ГИ сланцы и гнейсы, прослой КВ-ГР-ПШП сланцев. Линзы и ленты норитов и ультраосновных пород.
	30		ПЛ-ГИ сланцы с КПИ.
580/10,н	150-200		ПЛ-КПИ, ПЛ-КПИ-ГИ сланцы. Прослой ПЛ-ГИ сланцев. Линзы и линзы гарцбургитов, клинопироксен.
	50		Закрытый участок.
	35		ПЛ-КПИ-ГИ сланцы. Прослой ПЛ-ГИ сланцев.
580в, 580г, 582в	20		Пироксенит с сульфидами.
580/1	75		ПЛ-ГИ, ПЛ-ГИ-КПИ сланцы. Линза габбро.
	100		Закрытый участок.
580а	110		ПЛ-ГИ, ПЛ-ГИ-КПИ гнейсы и сланцы со слоями КВ-ГР-ПШП сланцев.
	150		Закрытый участок.
	20		Тонкоплитчатые ПЛ-ГИ-КПИ сланцы.
579	300		Закрытый участок, в дельвии ПЛ-ГИ-КПИ, КВ-ГР-ПШП сланцы.
578ж,з	90		ПЛ-КВ-ГР-КПИ сланцы, иногда с ГИ. КВ-ГР-ПШП сл.
578г-е	130		КВ-ГР-ПШП сл.. Прослой КВ-ГР-КПИ-ГИ сл.. Габбро.
578б,в	65		КВ-ГР-ПШП сланцы с пиритом и пирротинном.
578, 578а	60		ПЛ-ГИ сланцы с КПИ и ГР. Прослой ГР-плагиокл-та
	150		Закрытый участок.
576г 577 577а	~500		ПЛ-ГИ, ПЛ-ГИ-КПИ гнейсы. Слои ПЛ-ГР-КПИ и ПЛ-ГИ-КПИ-МТ гнейсов (5-6, до 10% МТ). Во всех породах ленточный кварц.
	20		Зона гиперстенитов, лердолитов, норитов.
576н 576о, 576р, 576с	150		ПЛ-ГИ, ПЛ-ГР-КПИ-ГИ сланцы. Линзовидные тела гиперстенитов. (г. Кодратнятык)
576, 576г, 576е, 576б, 576з.	120		Чередование КВ-ГР-ПШП, КВ-ГР-КПИ, ПЛ-ГИ-КПИ сланцев. Прослой ГР-плагиоклазитов.
575е,ж	270		КВ-ГР-ПШП, КВ-ГР-КПИ, ПЛ-ГИ с КПИ сланцы. Вверху КВ-ГР-СИЛЛ сланец. Чечевицеобразное тело пироксенита.
575д	60		Чередование КВ-ГР-КПИ, КВ-ГР-ПШП сланцев.
575а-г	210		ПЛ-ГИ-КПИ, ПЛ-ГИ сланцы. Вверху слой КВ-ГР-ПШП сланцев. Тонкие линзы норитов и гиперстенитов.
			ПЛ-ГР-КПИ амфиболиты, ПЛ-ГР амфиболиты, ГР-КПИ амфиболиты.

САЛЬНЫЕ ТУНДРЫ

№ обр.	МОЩ м	Порода	Краткая характеристика пород
602е 602и-л			ПЛ-ГР-КВ гнейсы, ПЛ-ГР-КПИ амфиболиты, КВ-ПШП-АМФ гнейсы. Тела друзитовых лердолитов, перидот.
602п	60?		ПЛ-ГР-КПИ амфиболиты.
602о	225		ГР плагиоклазит. Тонкие ленты ГР-КПИ-ПЛ сланцев, без резких границ.
602н	10		ГР, ПЛ-ГР-КПИ амфиболиты.
602м	15		ГР плагиоклазиты.
	~300		Закрытый участок. Вверху дельвий ПЛ-ГР-КПИ сланцев.
602а-в	100		ПЛ-ГИ-КПИ сланцы. Линзы и линзы клинопироксенит.
более 30 обр.	~80		ПЛ-КПИ-ГИ, ПЛ-ГР-КПИ сланцы. Линзы ГР пироксенит. Сульфиды. (зона диафореза)
601с-ш	35		ПЛ-ГР-КПИ сланцы. Слои ПЛ-ГИ-КПИ и ПЛ-ГР-ПШП сланцев. Линзы габбро.
601о	270		ПЛ-ГИ-КПИ сланцы. Слои ПЛ-ГР-КПИ и ПЛ-ГИ сланцев. Линзы ГР и ПШ пироксенитов.
601м,н	155		ПЛ-ГР-КПИ-ГИ сланцы. Тонкие ленты КВ-ГР-СИЛЛ гнейсов.
601и-л	135		Чередование ПЛ-ГИ, ПЛ-ГИ-КПИ, ПЛ-ГР-КПИ сланцев. ПЛ-КПИ-ГИ сланцы. Послойные ленты и линзы пироксенитов.
601е-з	~170		Чередование ПЛ-ГИ, ПЛ-ГИ-КПИ, ПЛ-ГР-КПИ сланцев. Ленты ГР плагиоклазитов. Жилы пироксенитов.
601 601а-д	140		ПЛ-ГР-КПИ сланец. Полосы ПЛ-ГИ, ПЛ-ГИ-КПИ сланцев. Послойные ленты и линзы пироксенитов.
553и-у	115		Чередование ПЛ-ГИ, ПЛ-ГИ-КПИ, ПЛ-ГР-КПИ сланцев. Ленты ГР плагиоклазитов. Жилы пироксенитов.
553л 553м	60		ПЛ-ГР-КПИ сланцы. ПЛ-ГИ сланцы. Линзы пироксен.
552/43-47 552 к	55		Чередование сланцев. Линзы пироксенитов, норитов
552/1-42	100		Тонкое чередован. КВ-ГР-КПИ, ПЛ-ГИ сланцев. Слои КВ-ГР-КПИ-ГИ сланцев, чарнокитов. Пироксениты.
552	15		Частое чередован. ПЛ-ГИ и ПЛ-ГР-КПИ сланцев.
552а	75		ПЛ-ГР-КПИ сланцы. Линзы ГР пироксенитов, норитов
	~20		Закрытый участок.
551х,д	40		ПЛ-ГР-КПИ сланец. Линзы ГР клинопироксенитов.
551в-ф	60		Частое чередован. ПЛ-ГР-КПИ сланцев и ГРпл-тов.
550п-х 551а,б	65		ГР плагиоклазиты, ПЛ-ГР-ПШП, ПЛ-ГР-АМФ-КПИ слан.
550а-о	70		Чередование КВ-ГР-ПШП, ПЛ-ГР-ПШ, ПЛ-ГР-АМФ сланцев
550 550а,б	80		ГР-АМФ, ГР плагиоклазиты. Линзы ГР-КПИ амфиболит. Тектоническая брекчия.
549 549а-с	225		ГР, ПЛ-ГР, ПЛ-ГР-КПИ амфиболиты со слоями КВ-ГР-АМФ гнейсов. Послойные линзы гранитов.
549 549а	>150		КВ-БИ-АМФ гнейсы с ГР и КПИ. Граница с ГР амфиболитом-условная.

Рис. 12. Петрографические колонки пород гранулитовой серии Сальных и Туадаш-тундр (вертикальный масштаб произвольный).

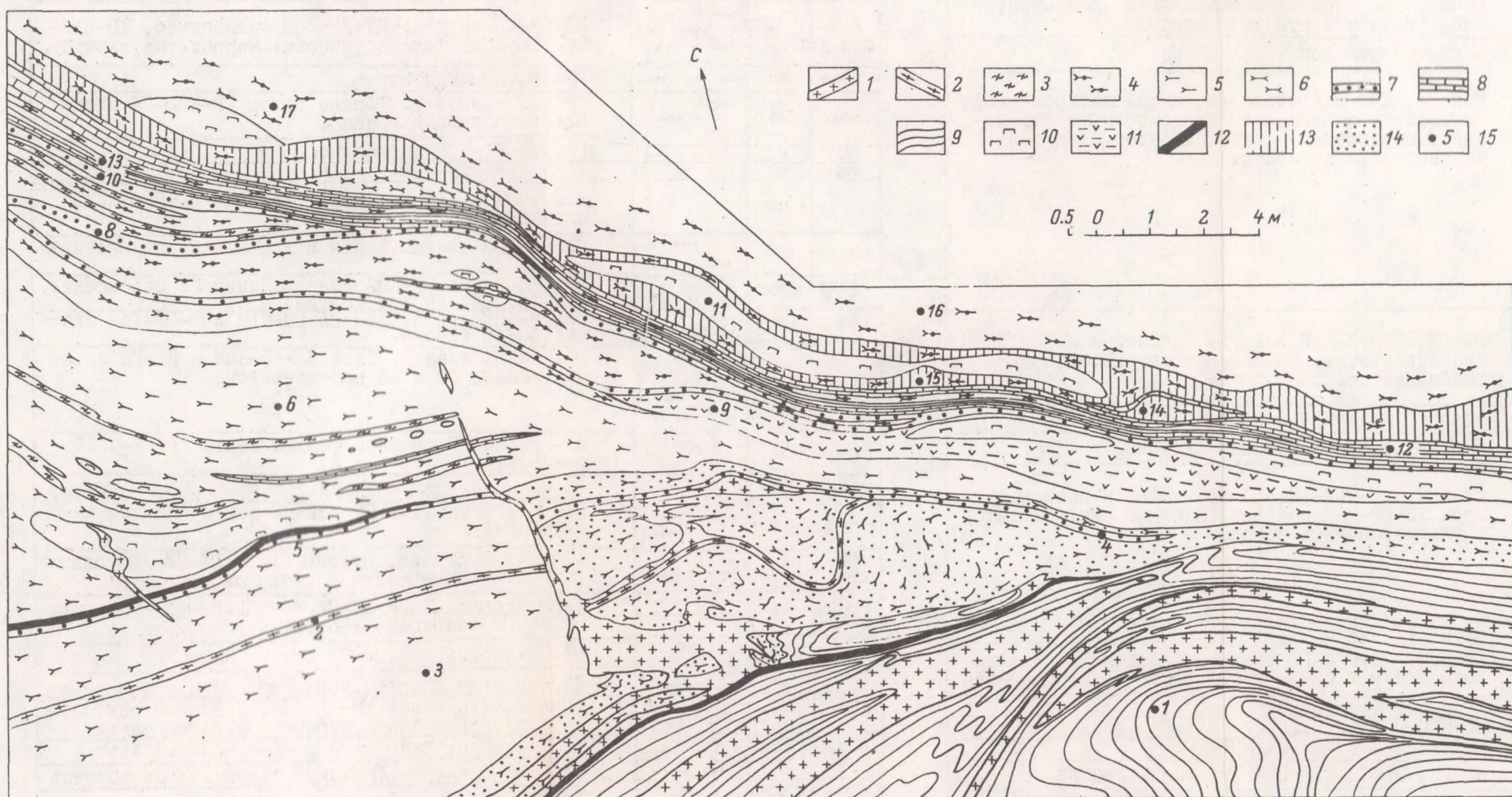


Рис. 6. Детальный план участка южной части о-ва Медвежьего (вертикальная стенка). Средняя часть верхней подтолщи плоскогундровской толщи. Обн. 785. Составили М.Н. Богданова и М.М. Ефимов.

- | | | | | | |
|-------------------------------|--------------------------------------|-----------------------------------|----------------------------|---------------------|--------------------------------|
| 1 - пегматит; | 2 - кислый гранулит; | 3 - чарнокит-мигматит; | 11 - актинолитовый сланец; | 12 - габбро-диабаз; | 13 - сульфидная минерализация; |
| 4 - АМФ-ДИ плагиосланцы с ГР; | 5 - ГР-двупироксеновый плагиосланец; | 6 - ПЛ-ГИ кристаллический сланец; | 7 - кварцит; | 8 - кальцифир; | 9 - БИ гнейс с СИЛ; |
| 10 - клинопироксенит; | | | | | 14 - мигматизация; |
| | | | | | 15 - точки отбора образцов. |

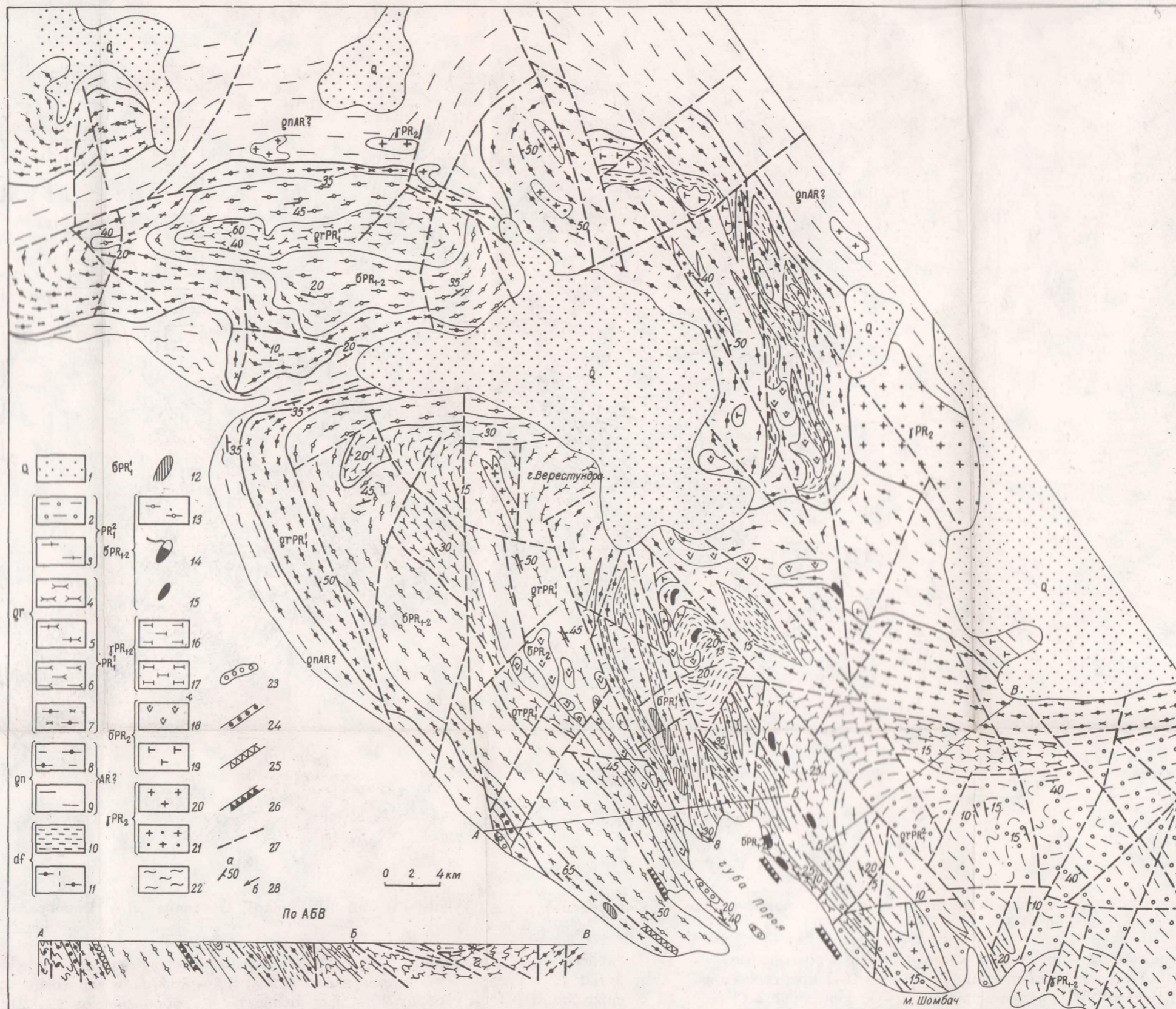


Рис. 3. Схематическая геологическая карта юго-восточной части гранулитового пояса (район Колвицких и Канда拉克шских тундр). Составили М.Н. Богданова и М.М. Ефимов с учетом материалов СЗТГУ, МГРЭ и ИГГД.

1 - четвертичные отложения. Супракрустальные образования: 2 - СИЛ-ГР-БИ гнейсы с прослоями кордиеритсодержащих гнейсов; 3 - кислые гранулиты; 4 - ПЛ-ГИ кристаллические сланцы; 5 - двупироксеновые кристаллические сланцы; 6 - ПЛ-ГР-КПИ кристаллические сланцы; 7 - ГР амфиболиты. Гнейсовый комплекс обрмления гранулитов: 8 - БИ-АМФ гнейсы; 9 - гнейсы. Диафториты по гранулитам; 10 - гранатсодержащие гнейсы с реликтовыми пироксенами; 11 - ГР-ПИ амфиболиты. Магматические

образования: 12 - друзиты; 13 - плагиоклазиты, ГР плагиоклазиты, метагаббро-анортозиты; 14 - габбро и габбро-нориты; 15 - нориты и пироксениты; 16 - эндербиты; 17 - чарнокиты; 18 - РО перидотиты; 19 - нерасчлененные ультрабазиты; 20-плагио-микроклиновые граниты; 21 - щелочные гнейсо-граниты; 22 - мигматизация; 23 - кальцифиты; 24 - конгломераты; 25 - эруптивная брекчия; 26 - тектоническая брекчия с сульфидным цементом; 27 - тектонические нарушения; 28 - элементы залегания (а - сланцеватость, б - линейность).

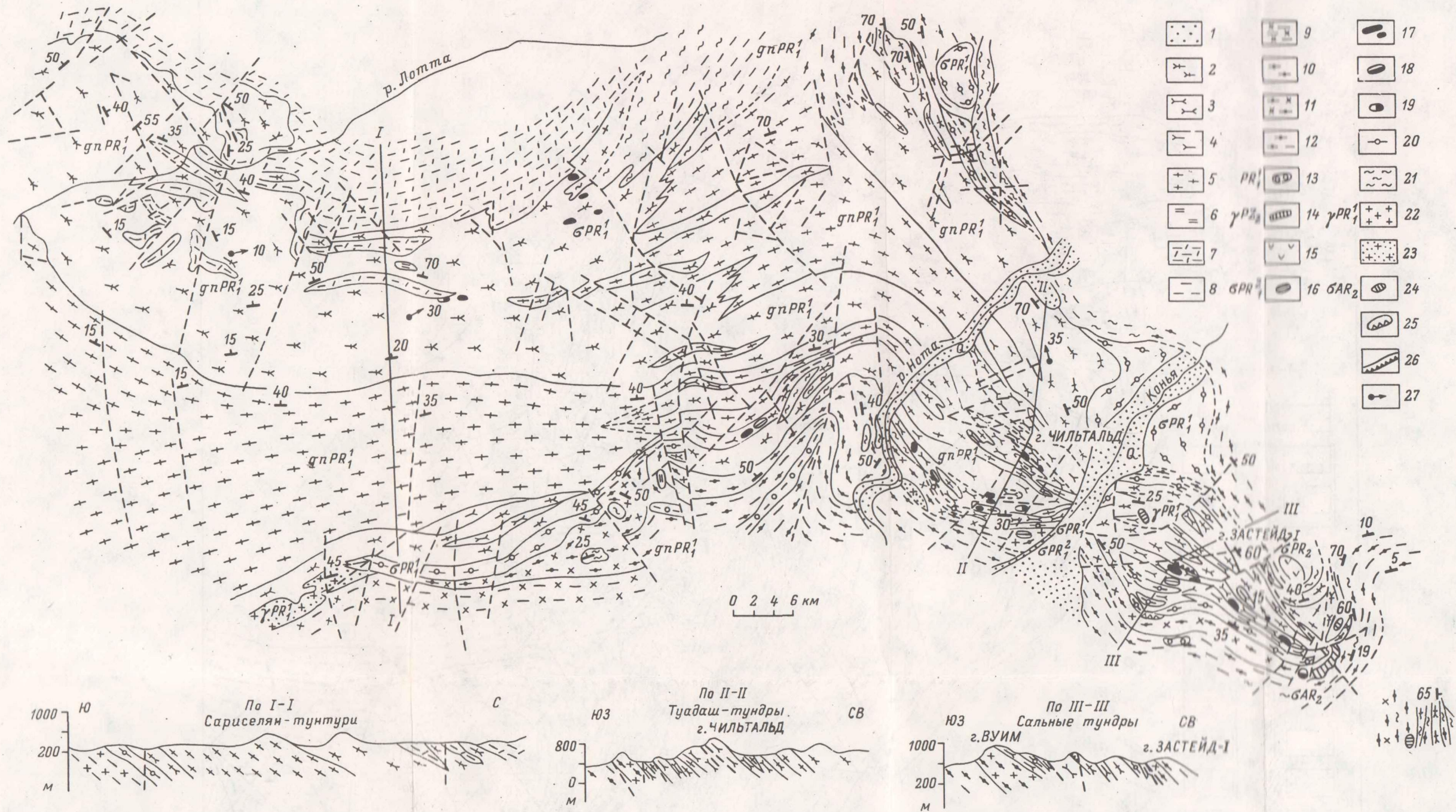


Рис. 2. Геологическая карта северо-западной части гранулитового пояса (район хр. Сариселян-тунтури, Тундаш- и Сальных тундр). Составил Л.А. Виноградов с учетом материалов СЗТГУ и Мурманской ГРЭ.

1 - четвертичные образования; 2 - двухпироксеновые и ГР-двухпироксеновые кристаллосланцы; 3 - ПЛ-ГИ кристаллосланцы; 4 - ПЛ-ГР-КПИ кристаллосланцы, иногда с КВ; 5 - КВ-ГР-ПШП кристаллосланцы; 6 - кварциты; 7 - ГР-БИ, ГР-БИ-СИЛ гнейсы, иногда с КОРД, с подчиненными гранулитоподобными породами (лотгинская свита); 8 - двуслюдяные, глиноземистые гнейсы; 9 - КИ-ГР-БИ гнейсы; 10 - амфиболиты и плагиоамфиболиты; 11 - ГР амфиболиты; 12 - БИ-АМФ

гнейсы; 13 - кальцифиры; 14 - оливиновые долериты; 15 - перидотиты и пироксениты; 16 - гипербазиты нотозерского пояса; 17 - нориты и пироксениты; 18 - ГР пироксениты; 19 - габбро; 20 - плагиоклазиты и габбро-анортозиты; 21 - мигматизация; 22 - олигоклазовые и микроклиновые граниты; 23 - субщелочные и щелочные граниты; 24 - друзиты; 25 - брекчия с плагиоклазитовым цементом; 26 - рудная брекчия; 27 - линейность.

2 р. 10 к.

3444



«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ