

*Г. Г. Дук*

---

СТРУКТУРНО-  
МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ  
ЭВОЛЮЦИЯ ПОРОД  
ПЕЧЕНГСКОГО  
КОМПЛЕКСА

---

А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ  
И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

*Г. Г. Дук*

СТРУКТУРНО-  
МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ  
ЭВОЛЮЦИЯ ПОРОД  
ПЕЧЕНГСКОГО  
КОМПЛЕКСА

2568



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ЛЕНИНГРАД 1977

Структурно-метаморфическая эволюция пород печенгского комплекса. Д у к Г.Г. Л., „Наука“, 1977. 104 с.

На примере зонально-метаморфизованного печенгского комплекса выявлено направленное изменение геотермического режима метаморфизма от фашиальной серии  $A_2$  (высокоградиентная зональность андалузит-силлиманитового типа) к фашиальной серии  $B_1$  (низкоградиентная зональность кианит-силлиманитового типа). Становление метаморфической зональности I этапа имело место при  $P_{\text{общ}} \leq 2.5$  кбар в температурном интервале от 300 до 500°C, а метаморфической зональности II этапа — при  $P_{\text{общ}} = 4-5$  кбар и температуре 250–600°C. Смена геотермического режима приурочена к периоду инверсии тектонических движений (смене радиального сжатия тангенциальным), что следует из анализа структурных особенностей пород печенгского комплекса.

Специфический набор эволюционных, структурных и петрологических признаков позволяет выделить Печенгскую (Печенгско-Имандра-Варзугскую) метаморфическую зону в особый тектонотип метаморфических поясов в зонах докембрийского внутриконтинентально-го рифтогенеза. Лит. — 133 назв., ил. — 32, табл. — 13.

О т в е т с т в е н н ы й    р е д а к т о р  
д о к т о р   г е о л о г о - м и н е р а л о г и ч е с к и х  
н а у к    Ю.М. С О К О Л О В

Галина Григорьевна Д у к

# СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОРОД ПЕЧЕНГСКОГО КОМПЛЕКСА

Утверждено к печати

Институтом геологии и геохронологии докембрия АН СССР

Редактор издательства Т.П. Жукова. Художник В.П. Сысалов.  
Технический редактор Е.В. Кирилина. Корректор Э.Н. Липпа

Подписано к печати 18/XI 1977 г. Формат 60х90 1/16. Бумага № 1.  
Печ. л. 6 1/2 + 1 вкл. (3/8 печ. л.) = 6,88 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 6,93.  
Изд. № 6517. Тип. зак. № 355. М-44135. Тираж 550. Цена 70 к.

Ленинградское отделение издательства „Наука“  
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства „Наука“. 199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Печенгский комплекс является одним из наиболее изученных на Кольском полуострове. В то же время вопросы его метаморфической и структурной эволюции являются в настоящее время наименее исследованными. В предлагаемой работе предпринята попытка решения данной проблемы. Зонально-метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи, к которым относится и печенгский комплекс, являются благоприятными объектами для изучения  $P$ - $T$  условий метаморфизма, определенной последовательности формирования структур, выявления границ метаморфических фаций и специфики метаморфического минералообразования. Поэтому значительное место в монографии отведено исследованию структурной эволюции пород. Для выявления тектонических и физико-химических условий становления метаморфической зональности был применен комплексный структурно-метаморфический метод, суть которого заключается в одновременном изучении эволюции структурных форм, последовательности минералообразования и парагенетическом анализе. Такой подход позволяет установить не только тектонический режим метаморфизма, но и скоррелировать зональность распределения метаморфических фаций со структурной зональностью.

Большое внимание в работе уделено исследованию низкотемпературных метаморфических фаций в метабазах, составляющих основной объем пород печенгского комплекса. Вопросы медно-никелевого рудообразования в монографии не рассматриваются, частично они отражены в более ранних публикациях автора (Дук, 1974а; Дук, Терентьева, 1977).

Ряд вопросов, затронутых в работе, пока еще не решается однозначно. Однако это существенно не влияет на характер выявленных закономерностей.

Автор выражает глубокую признательность и благодарность В.А. Глебовицкому, Ю.М. Соколову, Н.И. Московченко, Л.В. Климову, С.Б. Лобач-Жученко, В.Г. Загородному, Э.А. Поляк, Л.В. Турылевой, В.В. Балаганскому за помощь в работе и ценные советы при подготовке монографии к опубликованию, а Л.П. Волковой — за выполнение графических приложений.

В работе приняты следующие сокращения названий минералов:

Актинолит - Act  
Актинолит глиноземистый - Al-Act  
Альбит - Ab  
Амфибол - Am  
Анортит - An  
Биотит - Bt  
Гематит - Hem  
Гранат - Gr  
Гроссуляр - Gross  
Дистен - Dist  
Доломит - Do  
Калиевый полевой шпат - KFsp  
Кальцит - Ca  
Карбонат - Carb  
Кварц - Qu  
Кианит - Ky  
Клинохлор - CChl  
Клиноцоизит - Czo  
Куммингтонит - Cum  
Магнетит - Mgt  
Микроклин - Mi

Мусковит - Mu  
Олигоклаз - Olg  
Ортоклаз - Ort  
Пентландит - Pn  
Пирит - Pir  
Пирротин - Po  
Плагиоклаз - Pl  
Пренит - Pre  
Пумпеллит - Py  
Роговая обманка - Hb  
Серицит - Ser  
Сerpентин - Serp  
Ставролит - St  
Стильпомелан - Stp  
Тальк - Ta  
Тремолит - Tre  
Флогопит - Phl  
Фенгит - Fng  
Хлорит - Chl  
Хлорит магниевый Mg-Chl  
Цоизит - Zo  
Эпидот - Ep

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ  
ПЕЧЕНГСКОГО ГОРНО-ПРОМЫШЛЕННОГО РАЙОНАГеологическое строение района  
по данным предыдущих исследований

В составе среднепротерозойского печенгского комплекса выделяются четыре свиты, каждая из которых состоит из нижней, осадочной, толщи (подсвиты) и верхней – вулканогенной (Загородный и др., 1964; Гилярова, 1967; Поляк, 1968; Предовский и др., 1974, и др.). В настоящее время благодаря усилиям многочисленных исследователей (Мирская, 1966; Мирская, Загородный, 1966; Суслова, 1966, 1971; Загородный, Мирская, 1967; Предовский и др., 1968, 1971а, 1971б; Загородный и др., 1967; Увадьев, 1968; Федотов, 1972, и др.) стратиграфия печенгской серии изучена с большой степенью детальности. Среднепротерозойский осадочно-вулканогенный печенгский комплекс залегает на коре выветривания архейского фундамента (гнейсы, сланцы кольской серии и гранитоиды). С юга по зоне глубинного Порьиташского разлома он граничит с нижнепротерозойскими образованиями тундровой серии (рис. 1). Более детально породы комплекса основания Печенгской структуры рассматривались М.А. Гиляровой (1972), Э.А. Поляк (1968, 1974), В.Г. Загородным и др. (1964, 1970). Толщи печенгской серии слагают синклиний, южное крыло которого срезано в результате надвига и перекрыто нижнепротерозойскими образованиями тундровой серии (Курылева, 1948).

В настоящее время накоплен богатый фактический материал, касающийся общих закономерностей развития Печенгской структуры, структурной локализации ультраосновных и основных интрузий, медно-никелевых руд, а также глубинного строения Печенгского синклиория (Väyrynen, 1938; Горбунов, 1961, 1968; Загородный и др., 1964; Предовский и др., 1969; Загородный, Предовский, 1969; Астафьев, 1974; Резанов, Ставский, 1975). Вопросы петрохимии, геохимии и петрографии метавулканитов и гипербазитов Печенги нашли свое отражение в многочисленных публикациях (Ультраосновные и основные интрузии..., 1961; Загородный и др., 1964; Горбунов, 1961, 1968; Загородный, Предовский, 1969; Предовский и др., 1971б, 1974; Федотов, 1972; Вишневская, 1974, и др.). Литологические исследования пород печенгской серии проведены В.Г. Загородным и др. (1964), С.Н. Сусловой (1963, 1966), А.М. Ахмедовым (1969, 1970, 1972а, 1972б),

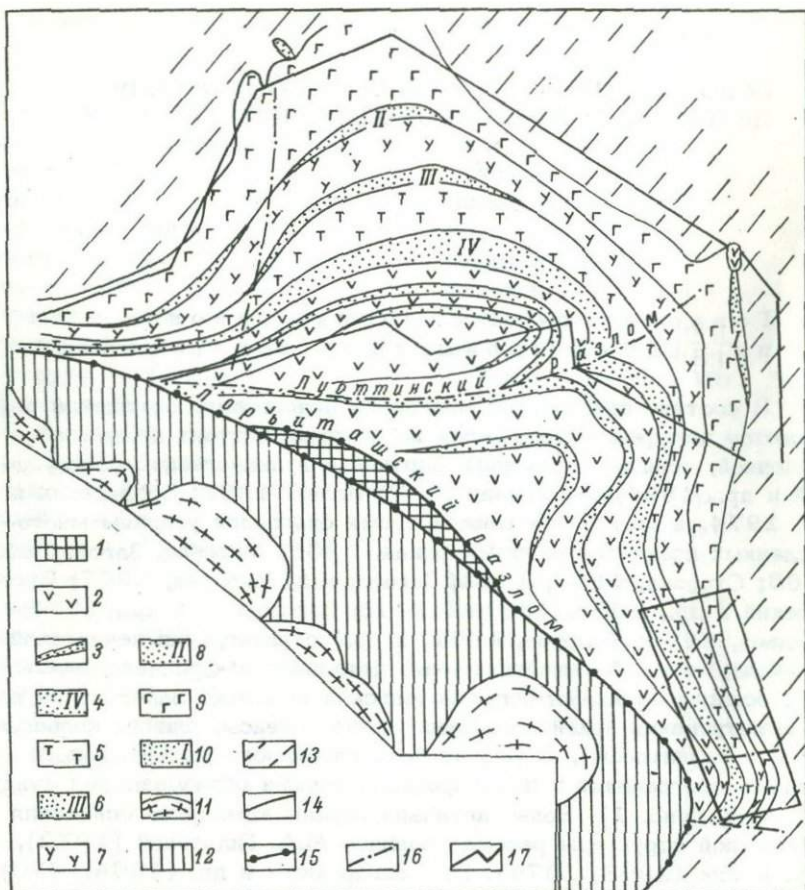


Рис. 1. Геологическая карта Печенгского горно-промышленного района (по Э.А. Поляк, Л.В. Турылевой, 1968 г.).

Печенгская серия ( $Pt_2$ ): 1 – андезитовые плагиопорфиры горы Порыташ. 1У вулканогенно-осадочная толща: 2 – вариолитовые афаниты основного и ультраосновного состава со структурой шаровых лав, авгитовые диабазы; 3 – туфы основного и кислого состава, алевролиты и филлиты, линзы туфо-конгломератов; 4 – филлиты, алевролиты, песчаники, гравийные конгломераты, линзы туфов основного состава, туфоконгломератов и известняков („продуктивная“ толща). III вулканогенно-осадочная толща: 5 – диабазы, агломератовые туфы основного состава, туфы, зеленые сланцы; 6 – аркозы, кварцито-песчаники, конгломераты, филлиты, известняки. II вулканогенно-осадочная толща: 7 – диабазы, магнетитовые альбитофиры, туфолавы; 8 – кварциты, кварцито-песчаники,

Д.Д. Мирской (1966). Общим или частным вопросам развития Печенгской структуры посвящены публикации Н.А. Курылевой (1948), Э.А. Поляк (1968), А.А. Предовского и др. (1971а).

В наиболее ранней монографической работе В.Г. Загородным и др. (1964) впервые намечена метаморфическая зональность по-род печенгского комплекса, в которой авторы выделили метамор-фические зоны от хлорит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации до амфиболитовой фации и дали их краткую характеристику. Наименее измененные породы, отвечающие низкотемпературной час-ти зеленосланцевой фации, распространены в центральной части Пе-ченгского синклиналия. В краевых зонах этой структуры степень метаморфизма повышается, достигая на юго-востоке условий кианит-ставролитовой субфации амфиболитовой фации. Среднепротерозойский метаморфизм пород печенгского комплекса относится к кианитовому типу умеренных давлений (Загородный и др., 1964, 1967). В бо-лее поздних публикациях (Загородный и др., 1970; Беляев, Петров, 1974) рассматриваются преимущественно вопросы, касающиеся вы-сокотемпературного среднепротерозойского метаморфизма, для которо-го, в частности, выявлено широкое развитие кианитсодержащих па-рагенезисов в слюдяных сланцах и гранат-амфиболовых парагенезисах в породах, богатых СаО.

#### Некоторые вопросы формационного анализа пород печенгского комплекса

Специфические особенности проявления среднепротерозойского метаморфизма в значительной мере обусловлены геотектоническим положением среднепротерозойского Печенгско-Имандра-Варзугского пояса на границе двух крупных более древних стабилизированных зон — Кольско-Норвежской и Беломорско-Лапландской (рис. 2), что отражено на многих принципиальных схемах развития основных структурных элементов Кольского полуострова (Загородный и др., 1970; Глебовицкий, 1973). В оценке палеотектонических условий формирования пород печенгского комплекса существуют разные точ-ки зрения (Кратц, 1963; Загородный и др., 1964, 1970). Эти противоречия связаны, вероятно, лишь с одной причиной: в составе так называемого печенгского комплекса присутствуют образования, соответствующие формациям разного типа.

---

аркозы, алевролиты, филлиты. I вулканогенно-осадочная толща: 9 — миндалекаменные диабазы, габбро-диабазы, зеленые сланцы; 10 — полимиктовые конгломераты, аркозы,  $Pt_1$ ; 11 — плагиомикроклиновые граниты, гранодиориты; 12 — породы тундровой серии; 13 — кольская серия (Ar); 14 — геологические границы; 15 — крупные разломы; 16 — оперяющие разломы; 17 — участки работ Г.Г. Дук (1970–1973 гг.).

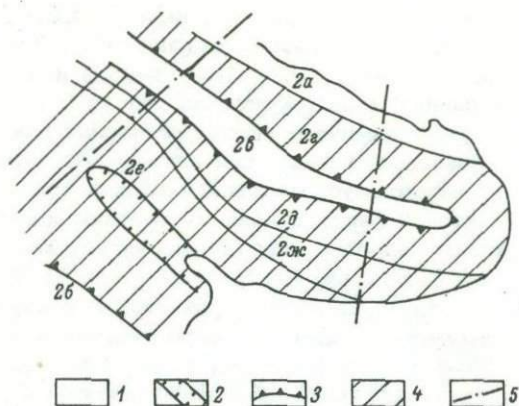


Рис. 2. Схема развития основных структурных элементов и метаморфической зональности Кольского полуострова в среднепротерозойское время (по В.Г. Загородному и др., 1970).

1 - синклинирные зоны (прогибы); 2 - антиклинирные зоны типа средних массивов и поднятий тектонически расчлененного фундамента; 3 - стабилизированные массивы (области разлома); 4 - метаморфизм кианит-силлиманитового типа; 5 - основные разломы поздне- и постсреднепротерозойского (до РЗ) развития. Основные структурные элементы. Массивы: 2а - Мурманский, 2б - Карельский; подзоны: 2в - Центрально-Кольская, 2г - Кольско-Кейвская, 2д - Печенгско-Варзугская, 2е - Нотозерско-Колвицкая, 2ж - Нотозерско-Терская.

Геологическое и геохимическое изучение пород печенгского комплекса позволяет в настоящее время выделить в нем четыре сложные по составу осадочно-вулканогенные формации (Загородный и др., 1964). Ниже приведены формации (снизу вверх), которые были выделены А.А. Предовским и соавторами (1974).

1. Молассоидно-андезит-базальтовая формация. Для вулканитов характерно повышенное содержание кремнезема и щелочей.

2. Карбонатно-кварцито-трахибазальтовая формация. В нижней осадочной части разреза широко распространены доломиты, кварциты с примесью туфогенного материала, кварцевые и кварц-полевошпатовые метапсаммиты и металавровлиты с карбонатным и кварц-серпичит-гематитовым цементом. В вулканогенной части разреза присутствуют меланократовые трахипорфиры, муджиериты (магнетитовые альбитофиры), среди которых наряду с калиевыми разновидностями преобладают натриевые.

3. Карбонатно-железисто-кремнистая толеит-базальтовая формация. В основании ее, по данным А.М. Ахмедова (1972б), лежат гематит-магнетитовые сланцы зоны выветривания. Для осадочной

Т а б л и ц а 2

 $K_{ox}$  толеитовых базальтов (по литературным данным)

| Породы                                                           | Литературный источник             | $\bar{\chi}$ |
|------------------------------------------------------------------|-----------------------------------|--------------|
| Толеитовые базальты Срединноокеанических хребтов                 | Кутолин, 1972                     | 0.18         |
| Толеитовые базальты рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта | Исследования по проблеме..., 1972 | 0.16 (13)    |
| Неизмененные базальты рифтовой зоны Аравийско-Индийского хребта  | То же                             | 0.28 (5)     |
| Измененные эффузивы рифтовой зоны Аравийско-Индийского хребта    | - " -                             | 0.45(8)      |
| Толеитовые базальты океанов                                      | Кутолин, 1972                     | 0.3          |
| Толеитовые базальты Гавай                                        | McDonald, 1968                    | 0.36         |
| Пиллоу-лавы                                                      | Loeschke, 1973                    | 0.48 (23)    |
| Спилиты                                                          | - " -                             | 0.30 (13)    |

П р и м е ч а н и е. Цифра в скобках - количество анализов.

части разреза характерны гематит-магнетитовые аркозовые псаммиты и алевролиты. Цемент кварц-серицит-магнетит-гематитовый. Специфической чертой пород осадочной части разреза является высокое содержание магнетита и гематита, а также присутствие линз и горизонтов красных яшмовидных силицитов среди доломитов.

4. Терригенно-туфогенно-пикрит-базальтовая формация. В период образования пород формации имели место накопление граувакков, синхронный основной и пикритовый вулканизм, завершившийся излиянием толеитовых базальтов четвертой вулканогенной толщи. Для метаосадков характерно повышенное содержание углеродного и сульфидного вещества.

Формационный анализ определенных типов пород, выделяемых в составе печенгского комплекса, позволяет по-новому подойти к реконструкции палеотектонических условий их формирования. Низы стратиграфического разреза печенгского комплекса до третьей осадочной толщи включительно представляют собой формации орогенного типа (вулканогенно-молассовая формация, связанная с орогенным вулканизмом), на что указывают следующие факты: а) обилие молассовых образований в составе первой и третьей осадочных толщ (так называемые "базальные" конгломераты первой толщи и крупновалунные конгломераты оз. Ламасс в составе третьей осадочной толщи); б) специфический контрастный вулканизм - андезит-базаль-

товая, трахибазальтовая формации, явления палингенеза, что особенно характерно для орогенных вулканических формаций (Чесноков, 1974); в) присутствие в осадочных частях разрезов второй и третьей толщ красноцветных образований, характерных для наземных фаций; г) высокая степень окисленности пород (табл. 1)<sup>1</sup>. Среднее арифметическое ( $\bar{X}$ ) по коэффициентам окисления для пород первой вулканогенной толщи, судя по данным для 21 образца, равно 0.27, для второй – 0.62 (20 образцов), для третьей – 0.20 (12 образцов), для четвертой – 0.18 (25 образцов). Для сравнения в табл. 2 даны  $K_{ox}$  толеитовых базальтов по литературным данным.

Третья, четвертая вулканогенные и четвертая осадочная толщи Печенги свидетельствуют о последующей активизации орогена, на что указывают: исчезновение молассовых образований из состава четвертой (продуктивной) осадочной толщи; наличие турбидитов туфогенного типа в составе третьей, четвертой толщ вулканитов и в пределах четвертой осадочной толщи (флишеоидное переслаивание туфоконгломератов, туфопесчаников, туфопелитов, выдержанность многослоев по простиранию, наличие градационной слоистости и т.д.); резко восстановительные условия осадконакопления и вулканизма (табл. 1, см. с. 33).

Ф. Чейз, Д. Вельде (Chayes, Velde, 1965), В.А. Кутонин (1969, 1972), Н.Л. Добрецов (1975) показали принципиальную возможность диагностики формационно-петрохимических типов базальтов. Для петрохимического изучения базальтов, слагающих большую часть Печенгской структуры, автором был использован графический метод анализа базальтов разных типов, предложенный Н.Л. Добрецовым (1975). На диаграмму (рис. 3) нанесены значения коэффициентов  $KO_1, KO_2, K_A$  и  $K_{щ2}$  полученные при расчете средних („обезвоженных“) составов печенгских метавулканитов (табл. 3).

Для расчета средних составов были использованы как результаты оригинальных химических анализов пород (табл. 1), так и литературные данные (Поляк, 1968; Предовский и др., 1974). В результате этого были выявлены петрохимические особенности метаэффузивов различных формационно-литологических типов: 1) принадлежность метаэффузивов первой и второй толщ к группе континентальных толеитов с щелочным уклоном (платобазальты); 2) принадлежность метаэффузивов третьей и четвертой толщ к группе промежуточных толеитовых базальтов рифтовых зон.<sup>2</sup> Начиная с третьей вулканогенной толщи разрез Печенгской структуры соответствует отложениям троговых прогибов зеленокаменных поясов (в понимании В.М. Моралева, 1975), заложенных на континентальной

1  $K_{ox}$  – коэффициент окисления  $\frac{Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3}$ .

2 На Печенге океанические базальты практически отсутствуют. Возможно, к этой группе пород можно отнести пикритовые порфириты четвертой вулканогенной толщи с очень высокими коэффициентами океаничности  $KO_1$  и  $KO_2$ .

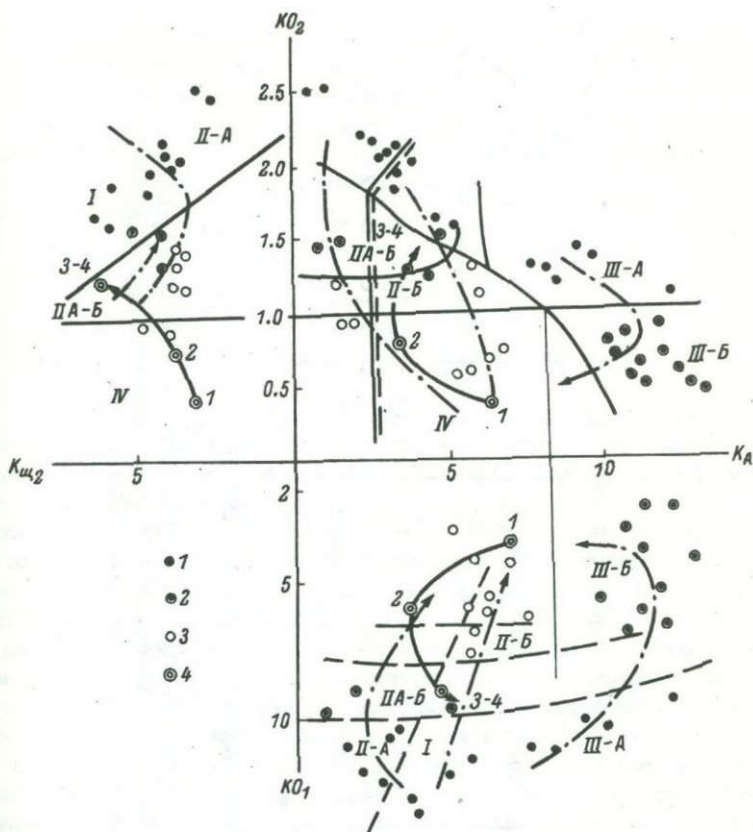


Рис. 3. Петрохимические типы базальтов (по Н.Л. Добрецову, 1975).

1 - океанические базальты (толеиты гавайского типа - I, оливиновые щелочные базальты - II-A, плагиобазальты Срединно-океанических хребтов - III-A); 2 - промежуточные базальты рифтовых зон (II-A+B) и высокоглиноземистые базальты андезито-базальтовых серий островных дуг (III-B); 3 - континентальные толеиты (траппы и платобазальты IV), оливиновые щелочные базальты (II-B); 4 - толеиты печенгского комплекса по данным табл. 3.

коре. В отличие от типичных эвгеосинклинальных (офиолитовых) зон троговые прогибы проходят лишь первый (начальный) этап развития при отсутствии второго (орогенного). Тектоническая пассивность таких троговых прогибов, как отмечает В.М. Моралев, не могла, естественно, обеспечить поступление энергии, необходимой

Т а б л и ц а 3

Средние „обезвоженные“ составы печенгских метавулканитов (в вес. %)

| Диабазо-<br>вые мета-<br>эффузивы | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | $FeO$ | $MgO$ | $K_2O$ | $Na_2O$ | $KO_1$ | $KO_2$ | $K_A$ | $K_{щ_2}$ |
|-----------------------------------|---------|-----------|-----------|-------|-------|--------|---------|--------|--------|-------|-----------|
| Толщи:                            |         |           |           |       |       |        |         |        |        |       |           |
| 1                                 | 0.86    | 13.60     | 3.35      | 7.60  | 5.60  | 1.10   | 3.45    | 3.98   | 0.44   | 6.40  | 2.96      |
| 2                                 | 1.55    | 13.05     | 7.85      | 5.75  | 6.65  | 0.90   | 3.10    | 6.10   | 0.70   | 3.82  | 3.80      |
| 3+4                               | 1.45    | 14.05     | 3.50      | 10.65 | 6.65  | 0.30   | 2.30    | 8.60   | 1.20   | 4.20  | 5.40      |

П р и м е ч а н и е. Использованы данные автора (табл. 1), Э.А. Поляк (1968), А.А. Предовского и др. (1974).

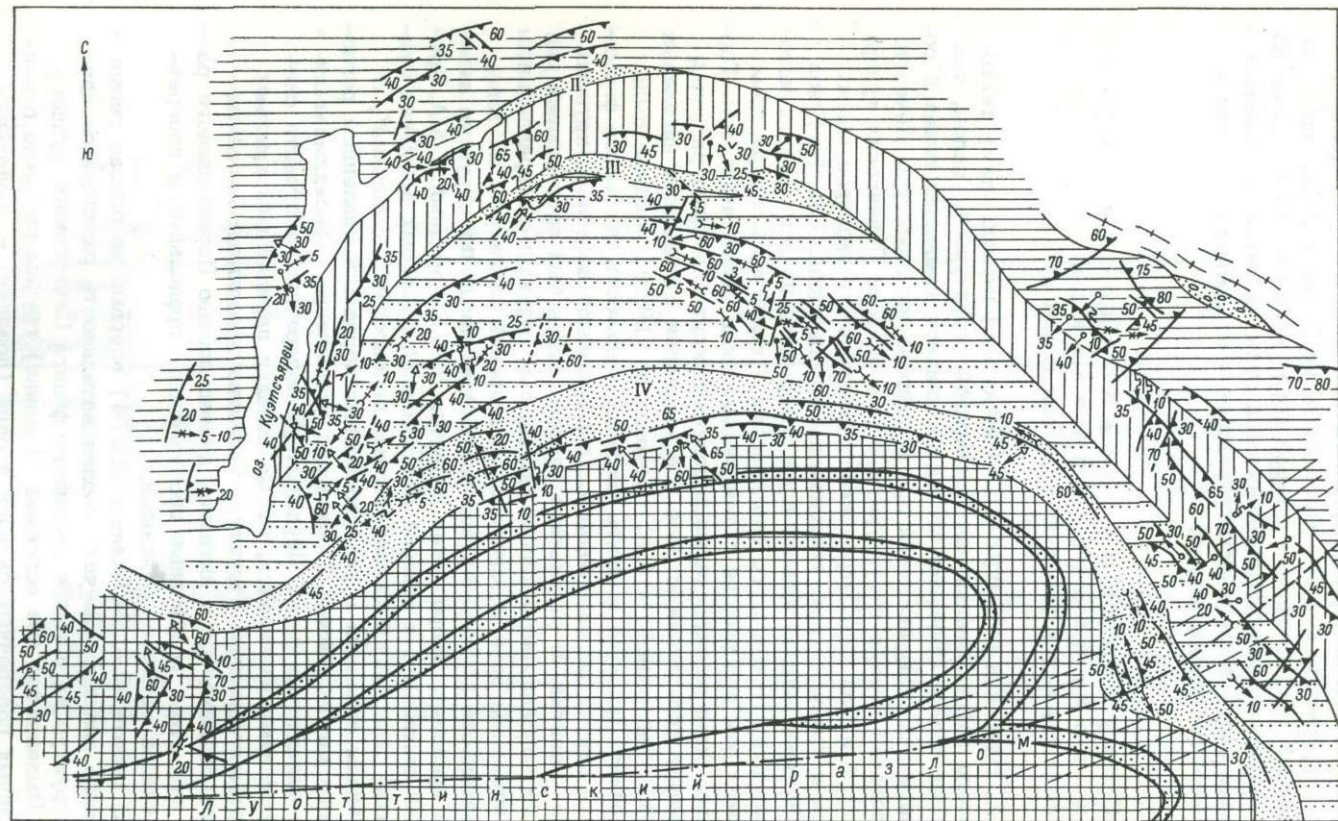
$KO_1 = MgO + 2TiO_2 - 3K_2O$  - коэффициент океаничности;  $KO_2 = MgO \cdot TiO_2 / \Sigma FeO$  - коэффициент океаничности, не зависящий от щелочей;  $K_A = Al_2O_3 - \frac{1}{2} \Sigma FeO - 2TiO_2$  - коэффициент глиноземистости;  $K_{щ_2} = Al_2O_3 / Na_2O + K_2O$  - коэффициент щелочности. Все коэффициенты даны по Н.Л. Добрецову (1975).

для развития полного геосинклинального процесса и реализации всех этапов его развития. При этом существует определенная взаимосвязь процессов подъема мантийного вещества и горизонтальных напряжений (растяжения) в земной коре. Таким образом, одной из характерных особенностей Печенгской зоны является специфическая направленность тектонического режима — от орогенной стадии к начальной геосинклинальной.

### Структурные особенности пород печенгского комплекса (структурная эволюция)

Х. Вяйринен (Väyrynen, 1938) создал первую схему тектонического районирования как Печенгской структуры в целом, так и рудных полей. Основной его идеей явилась концепция главной роли тангенциальных движений при формировании структуры Печенги. Он составил первую структурную схему области Печенгских тундр, в которой нашли свое отражение ориентировки шарниров малых складок и границы глыб тектонического аллохтона. Г.И. Горбунов (1968) предполагал единый план деформаций на всех этапах истории развития Печенгского синклинория и вслед за Х.Вяйриным связывал эти деформации с тангенциальными движениями. Г.И. Горбуновым были изучены также поперечные крутопадающие разрывы, сыгравшие определенную роль в локализации сульфидных никелевых руд. В.Г. Загородным и А.А. Предовским (1969) впервые была предпринята попытка выявить последовательность процессов формирования структуры синклинория. Они выделяют несколько крупных этапов развития. В результате первого этапа был сформирован ряд крупных конседиментационных складчатых структур с параллельным расположением осей и основных простираний слагающих их толщ. Доказательств конседиментационного происхождения структур авторы не приводят. Второй этап развития В.Г. Загородный и А.А. Предовский связывают с мощной активизацией глыбовых движений фундамента, „энергичной складчатостью печенгского комплекса“, с внедрением основных и ультраосновных пород и проявлением регионального метаморфизма. Происходит усложнение конседиментационных складчатых форм. Предшествуя поперечным и отчасти синхронно с ними развиваясь, малые складки параллельны крыльям конседиментационных структур. Развитие продольных линейных складок связывается с активной деятельностью Порьяташского разлома, при этом возрастные соотношения продольных и поперечных складок остаются неясными.

В работе Ю.А. Астафьева (1974) впервые на основе геометрического анализа намечена последовательность развития складчатых структур на примере западного фланга Печенгского рудного поля. Выделяются две основные (ранние) группы различно ориентированных поперечных складок и одна (поздняя) — продольных.



- |                                                                                      |                                                                                      |                                                                                      |                                                                                      |                                                                                      |                                                                                      |                                                                                       |                                                                                        |                                                                                        |
|--------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------|
|  1  |  2  |  3  |  4  |  5  |  6  |  7  |  8  |  9  |
|  10 |  11 |  12 |  13 |  14 |  15 |  16 |  17 |  18 |

В связи с поисками новых рудоносных тел гипербазитов или с прослеживанием на глубину известных ранее массивов гипербазитов в разной степени детально исследовалась преимущественно четвертая продуктивная туфогенно-осадочная толща. По этой причине возникло резкое несоответствие в степени структурной изученности пород в самом рудном поле и за его пределами.

Исследование метаморфической зональности в Печенгском горно-промышленном районе вызвало необходимость выявления структурной эволюции пород печенгского комплекса, ибо последняя для подавляющего большинства регионально метаморфизованных комплексов закономерно сопряжена с региональным метаморфизмом и подчиняется закономерностям деформационного цикла (Миллер, 1973).

Ниже дается новая принципиальная схема последовательности деформаций на Печенге, выявленная главным образом на примере Никельского участка (рис. 4) и подтвержденная в других районах Печенгской структуры (западная часть - р. Шуонийоки, северная - г. Заполярный, рр. Б. Печенга и М. Печенга, юго-восточная - рр. Валасйоки, Титовка, тундра Кучин, рис. 4, 5).

**Стадия I.** Наиболее ранними из установленных являются асимметричные изоклиналильные складки  $F_1$ . В складки  $F_1$  изогнута только слоистость  $S_0$ . Формирование складок  $F_1$  сопровождается развитием повсеместно выраженной кристаллизационной сланцеватости  $S_1$ , которая отвечает осевым поверхностям лежащих складок и соответственно на их крыльях совпадает с напластованием. Складки  $F_1$  встречаются в районе исключительно редко, будучи представлены фрагментами (сорванные замки складок) в неоднородно деформированных породах Печенги. Они наблюдались преимущественно в филлитах продуктивной толщи по р. Валасйоки, а также по восточному коренному склону оз. Куэтсьярви (рис. 6). В условиях дальнейшей структурной эволюции ранние мелкие складки  $F_1$  затушевываются, искажаются, но при этом  $S_1$ , субпараллельная  $S_0$  на длинных крыльях изоклиналильных складок, как правило, сохраняется отчет-

Рис. 4. Геолого-структурная схема Печенгского горно-промышленного района (северная часть Печенгской структуры).

Стратиграфия: 1 - IV вулканогенная толща с прослоями туффитов; 2 - III вулканогенная толща; 3 - II вулканогенная толща; 4 - I вулканогенная толща; 5 - туфогенно-осадочные толщи (1-IV); 6 - кора выветривания на гранитах, гранито-гнейсах кольской серии; 7 - гранито-гнейсы, гнейсы кольской серии. Основные структурные элементы: 8 - сланцеватость, кливаж; шарниры складок: 9 -  $F_1$ , 10 -  $F_2$ , 11 -  $F_3$ , 12 -  $F_4$ , 13 -  $F_5$ , 14 -  $F_6$ , 15 -  $F_7$ , 16 - осевые поверхности складок  $F_4$ - $F_5$ , дожатых до почти изоклиналильных; 17 - зоны милонитизации, разрывных нарушений; 18 - геологические границы.

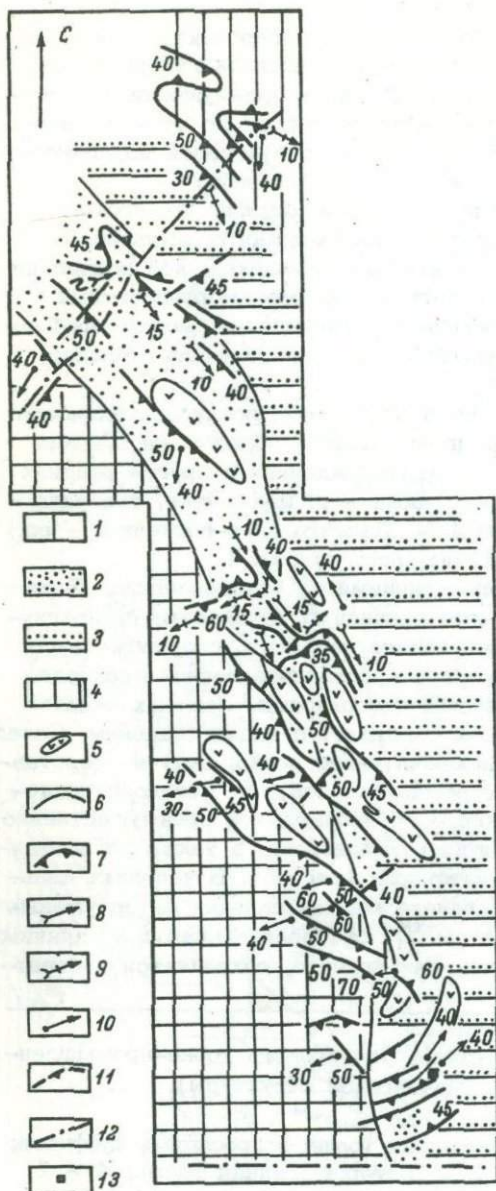


Рис. 5: Структурная схема юго-восточной части Печенгского района (р. Валасйоки и гора Кучин-тундра).

1 - IV вулканогенная толща, 2 - IV продуктивная толща;  
3 - III вулканогенная толща; 4 - II вулканогенная толща;  
5 - габбро, габбро-диабазы; 6 - геологические границы; 7 - сланцеватость; шарниры складок: 8 -  $F_1$ , 9 -  $F_2$ , 10 -  $F_4$ ,  
11 - осевые поверхности складок  $F_4$ ; 12 - разломы; 13 - гора Кучин-тундра.

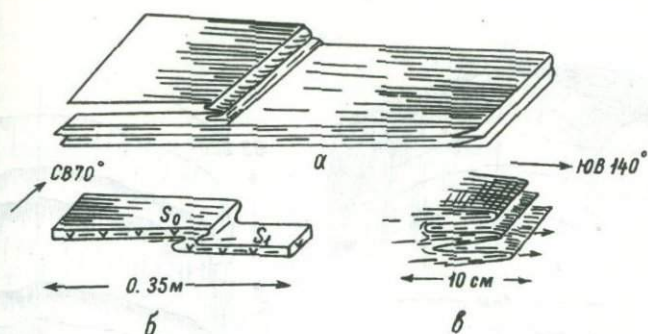


Рис. 6. Морфология складок  $F_1$ .

а — общий вид; б — складки в метавулканитах к северу от пос. Никель; в — складки в филлитах продуктивной толщи по р. Валасйоки.

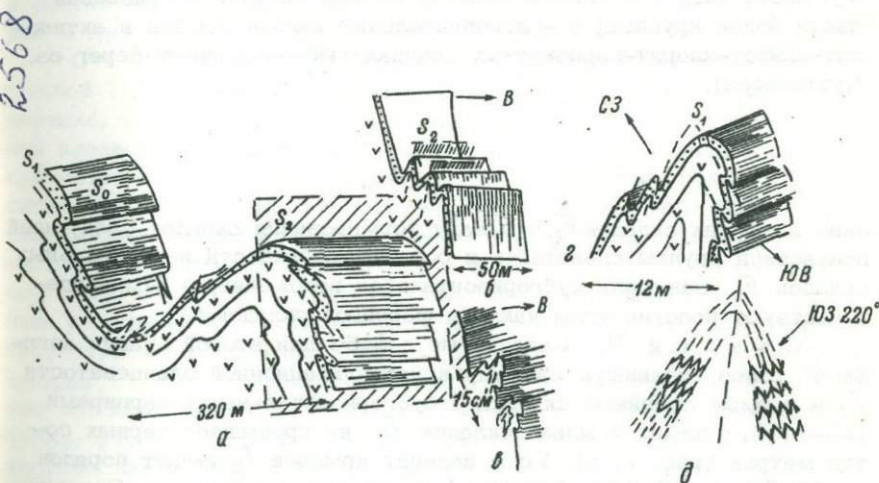


Рис. 7. Морфология складок  $F_2$ .

а — прямые, линейные, с субгоризонтальными шарнирами; б — дополнительные мелкие складки на крыльях  $F_2$  более высоких порядков; в — трансформация осевых поверхностей складок  $F_1$  на крыльях  $F_2$ ; г — опрокидывание осевых поверхностей складок  $F_1$  к гребню антиклинали  $F_2$  (деформированный контакт туфогенно-осадочных пород продуктивной толщи и метадиабазов горы Йокнершоайви); д — характер развития кливажа осевых плоскостей  $F_1$  на крыльях  $F_2$ .

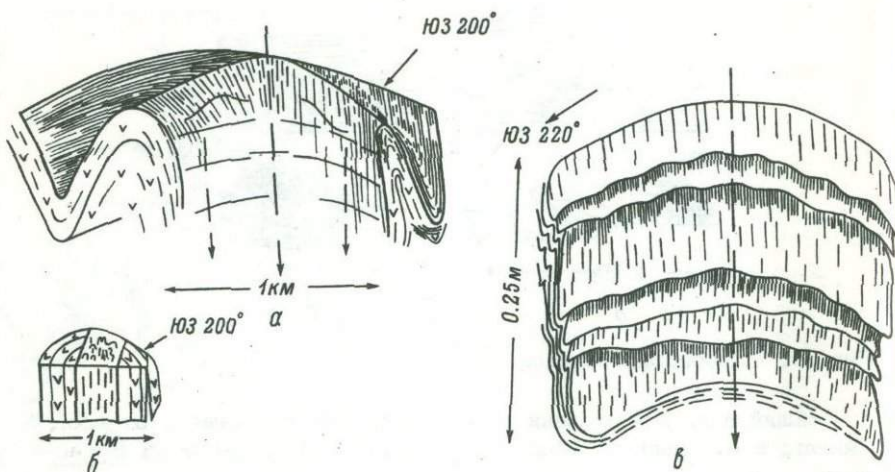


Рис. 8. Морфология складок  $F_3$ .

а — общий вид; б — дополнительные мелкие складки в приосевой части более крупных; в — дополнительные мелкие плейки в актинолит-эпидот-хлорит-карбонатных сланцах (юго-восточный берег оз. Куэтсьярви).

ливо в замках складок  $F_2$ . К началу формирования складок следующей возрастной группы слоистость и осевые поверхности изоклинальных складок  $F_1$  занимали субгоризонтальное положение, о чем свидетельствуют пологие углы наклона шарниров складок  $F_2$ .

Стадия II. Складчатые деформации второй стадии изгибают ранее возникшую систему кристаллизационной сланцеватости  $S_1$  в прямые линейные складки с субгоризонтальными шарнирами ( $45-15^\circ$ ). Размах крыльев складок  $F_2$  не превышает первых сотен метров (рис. 7, а). Углы падения крыльев  $F_2$  имеют порядок от  $40-50$  до  $20-30^\circ$ . Складки I порядка симметричные. Складки II порядка асимметричные и характеризуются разной степенью сжатости. Складки  $F_2$  встречаются в метаморфических зонах начиная от зеленосланцевой фации до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. При наложении складок  $F_2$  на складки  $F_1$  наблюдается переориентировка осевых поверхностей складок  $F_1$  (рис. 7). При этом антиклинальные складки  $F_2$  нередко окаймляются складками  $F_1$  с отчетливо выраженным опрокидыванием осевых поверхностей  $F_1$  к гребню антиклинали и соответственно расхождением от кия синклинали (рис. 7, г). Подобные соотношения  $F_1$  и  $F_2$  характерны для районов пос. Пахта, р. Б. Печенги в пределах треть-

ей вулканогенной толщи, вблизи ее контакта с 1У туфогенно-осадочной толщей. Внедрение ультраосновных интрузий синхронно по крайней мере со второй стадией складчатых деформаций, а возможно и с первой, так как тела гипербазитов участвуют во всех последующих деформациях. Дополнительные мелкие складки  $F_2$  развиваются на крыльях более крупных (РК<sup>3</sup> – сотни метров) открытых складок и имеют субвертикальные осевые плоскости, параллельные осевым поверхностям более крупных складок. В условиях дальнейшей структурной эволюции (в стадию III и т.д.) шарниры  $F_2$  меняют свою ориентировку, при этом их углы погружения увеличиваются до 20–30°. Складки  $F_1$  и  $F_2$  не наблюдались нами в метаморфических зонах пренит-пумпеллиитовой фации. Возможно, это складки более глубоких метаморфических зон, отвечающих условиям более высокотемпературного метаморфизма, чем условия пренит-дүмпеллиитовой фации. Ю.А. Астафьев (1974) относит их к группе поздних продольных складок, формирующихся после ранних поперечных, отмечая при этом характерное „кулисообразное“ расположение этих структур. Результаты приводимых исследований свидетельствуют о более раннем формировании этой группы складок по отношению к более поздним, поперечным, а „кулисообразное“ их расположение в отдельных участках Печенгской структуры свидетельствует скорее о наложении на эту систему более поздних поперечных складок.

**Стадия III.** В третью стадию произошло формирование крупной (РК~40–60 км) синклинальной Печенгской структуры 1-го порядка, имеющей погружение шарнира на юг (<40–50° в северной краевой части структуры и до 30–20° в южной ее части), субвертикальную осевую плоскость, ориентировочно проходящую по системе озер Лучломполо (рис. 4). При этом шарниры более ранних складок  $F_2$  приобрели в западной части структуры северо-восточное простирание (20–30°), а в восточной – северо-западное (300–320°) с соответствующим юго-восточным и юго-западным падением. Дополнительные складки  $F_3$  на крыльях этой крупной структуры имеют размах крыльев порядка первых километров-сотен метров. Они проявлены в пределах почти всех известных нам метаморфических зон, включая и зону пренит-пумпеллиитовой фации. Это – ранняя, повсеместно проявленная система меридиональных складок  $F_3$ . По р. Шуонийоки в породах четвертой вулканогенной толщи была встречена синклинальная складка с размахом крыльев около 1 км, юго-восточным падением (140°) под углом 50° западного крыла и юго-западным (200°) под углом 55° падением восточного крыла. Шарнир погружается под углом 40° в южных румбах (рис. 8,б). Параллельно осевым поверхностям складок  $F_3$  новая  $S_3$ , как правило, не возникает и появляется лишь в локальных участках, где возрастает степень сжатости складок  $F_3$  (например, юго-западное и юго-восточное окончания Печенгской

3 РК – размах крыльев складки.

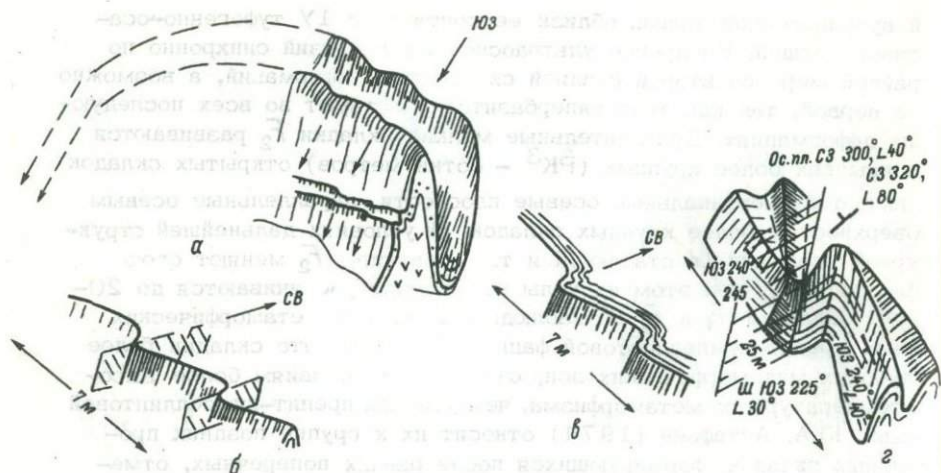


Рис. 9. Морфология складок  $F_4$ .

а - общий вид; б - деталь; в - мелкая пloyчатость в замке  $F_4$ ;  
г - флексуобразная (Z-образная) складка в филлитах карьера  
„Ждановский“ (юго-западная стенка).

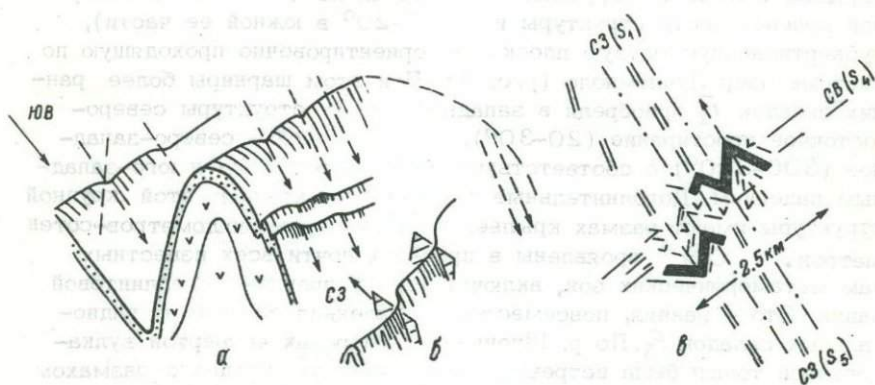


Рис. 10. Морфология складок  $F_5$ .

а - общий вид; б - деталь; в - характер складок  $F_3$  в восточной  
части Печенгской структуры (р. Валасйоки), Северо-западная слан-  
цеватость  $S_5$  субпараллельна ориентировке северо-западной ран-  
ней сланцеватости  $S_1$  и срезает ее под небольшим углом.

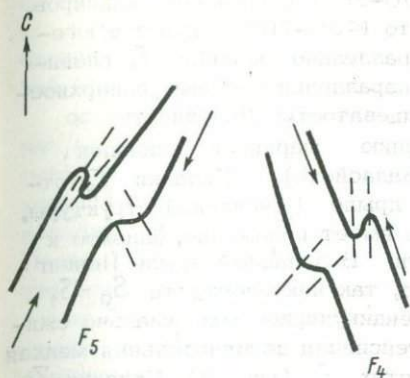


Рис. 11. Изменение степени сжатости складок  $F_4$  и  $F_5$  на крыльях Печенгской структуры.

Складки дожаты почти до изоклинальных. Прерывистой линией показано изменение ориентировки осевых плоскостей.

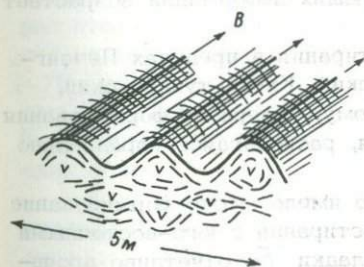


Рис. 13. Складки  $F_7$  (деформированный в пологую волнистость кливаж осевых поверхностей складок  $F_6$ ) в шаровых лавах 1У покрова (к северо-западу от горы Кучин-тундра).

структуры). В участках развития кристаллизационной сланцеватости  $S_3$  (например, в приосевой части складок  $F_3$  по р. Шуонийоки, на мысу Доломитовом) наблюдаются зеленые сланцы (сильно рассланцованные метадиабазы), при этом на крыльях складок  $F_3$  нередко сохраняются метадиабазы с более массивной текстурой (рис. 8, б). Неодноактность проявления деформаций, степень сжатости складок, различная компетентность пород несомненно играют важную роль в структурной локализации зон повторного рассланцевания, формируя текстурную и структурную неоднородность в породах печенгского комплекса.

Стадия 1У. В четвертую стадию сформировалась северо-восточная система складок  $F_4$ , имеющая юго-западное (240-

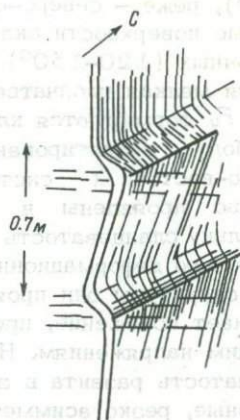


Рис. 12. Складки  $F_6$  с горизонтальным кливажом осевой плоскости.

260°), реже — северо-восточное (60–80°) погружение шарниров. Осевые поверхности складок  $F_4$  круто (<60–70°) падают в юго-восточных (120–150°) румбах. Параллельно складкам  $F_4$  развивается мелкая пloyчатость. Иногда параллельно осевым поверхностям  $F_4$  формируются кливаж и сланцеватость. Линейность по амфиболу ориентирована по падению шарниров складок северо-восточной системы (р. Валасйоки). Складки  $F_4$  отчетливо проявлены в восточном крыле Печенгской структуры, поскольку сланцеватость  $S_1$  (?) здесь имеет положение, близкое к положению деформационной плоскости. В западном крыле Печенгской структуры они проявлены слабо, так как плоскость  $S_0$ – $S_1$  занимает положение, примерно перпендикулярное максимально сжимающим напряжениям. Наиболее интенсивная дополнительная мелкая пloyчатость развита в замковых частях  $F_4$  (рис. 9). Складки Z-образные, резко асимметричные с длинным пологим (<30–50°) западным крылом и коротким крутым восточным. Размах крыльев — первые десятки метров — метры. Так, на карьере „Ждановском“ (юго-западная стенка) в филлитах продуктивной толщи наблюдались флексурообразные, резко асимметричные складки такого типа (рис. 9, г).

В районе горы Кучин-тундра закартированы складки северо-восточного и субширотного простираия. Последние, возможно, представляют собой самостоятельную группу складок, однако данных для ее выделения пока недостаточно. На северных отрогах горы Кучин-тундра, на р. Валасйоки, степень сжатости Z-образных складок в связи с наложением последующих деформаций возрастает (рис. 5, 10, в).

Разломы северо-восточного простираия в пределах Печенгской структуры (Ламасский, Валасйокский, Кучин-тундровский, Куэтсьярвинский) относятся, по-видимому, к периоду формирования складок северо-восточного простираия, располагаясь параллельно осевым поверхностям складок  $F_4$ .

**Стадия У.** В пятую стадию имело место формирование системы складок северо-западного простираия с юго-восточными шарнирами (120–150°, <30–40°). Складки  $F_5$  отчетливо проявлены в западном крыле Печенгской структуры. В восточном крыле Печенгской структуры они проявлены локально и наблюдаются в местах развития плоскостных текстур  $S_4$ . Наблюдаемая локальность их развития обуславливается различной ориентировкой плоскостных текстур к моменту формирования данных складок. Складки резко асимметричные, Z-образные. Осевые плоскости (<70°) падают на северо-восток 30–60° (рис. 10, а, б).

Таким образом, в восточном-юго-восточном крыле Печенгской структуры наблюдались две системы наложенных поздних флексурообразных складок: складки  $F_4$  северо-восточного простираия и складки  $F_5$  северо-западного простираия. Сланцеватость  $S_5$  отчасти наследует раннюю  $S_1$  и деформирует систему сланцеватости северо-восточного простираия  $S_4$  (рис. 10, в). В западном крыле

Печенгской структуры при наложении системы складок  $F_5$  (система  $F_4$  не проявлена) субгоризонтальные ( $<10-20^\circ$ ) шарниры складок  $F_2$  изгибаются и меняют свою ориентировку с юго-западной  $200-210^\circ$  на юго-восточную  $140-150^\circ$ .

Складки развиты повсеместно, во всех метаморфических зонах, включая и зону пренит-пумпеллиитовой фации. В последней они особенно отчетливо проявлены в пределах так называемой южной мульды (рис. 1). Здесь размах крыльев складки в месте коленообразного перегиба в районе Ламасского разлома достигает 4-5 км. Прежде чем перейти к рассмотрению складок  $F_6$ , следует отметить, что северо-восточная система Z-образных складок  $F_4$  в восточном крыле Печенгской структуры и северо-западная система  $F_5$  в западном крыле до стадии формирования складок  $F_6$  были трансформированы (в результате дальнейшего наложения последующих деформаций) в сжатые складки. Соответственно северо-восточные осевые поверхности складок  $F_4$  на восточном крыле приобрели северо-западную ориентировку, а северо-западные осевые поверхности складок  $F_5$  на западном крыле - северо-восточную ориентировку (рис. 11).

**Стадия VI.** На основании наблюдений в отдельных обнажениях устанавливается еще одна, поздняя, меридиональная система складок, являющаяся более молодой по отношению к складкам  $F_4-F_5$ , и ее следует отнести к складкам периода  $F_6$ . Складки  $F_6$  формируются в участках развития поздних сбросов субмеридионального простиранья (СВ  $10-30^\circ$ ). Поверхность плоскостей сместителя деформирована в мелкие (ПК - первые метры-сантиметры) асимметричные складки с субгоризонтальными шарнирами и субгоризонтальными осевыми поверхностями (рис. 12). Азимут падения зеркал асимметричных складок  $F_6$  - запад-северо-запад ( $<75-80^\circ$ ). Они сопровождаются отчетливо выраженным горизонтальным кливажом осевой плоскости („kink-зоны”). Складки  $F_6$  наблюдаются практически повсеместно, во всех метаморфических зонах.

**Стадия VII.** Горизонтальный кливаж, связанный со складками  $F_6$ , деформирован в пологую волнистость. Зеркало волнистости полого ( $<15-20^\circ$ ) погружается на восток и юго-восток  $100-120^\circ$ , шарниры волнистости при этом ориентированы по падению зеркала. Такого типа складки наблюдались в пределах четвертого вулканогенного покрова (в шаровых лавах), в туфогенно-осадочных породах продуктивной толщи к северу от пос. Никель (рис. 13). Развитием складок  $F_7$  завершилась структурная эволюция метаморфических пород Печенги.

В пределах Печенгской структуры наблюдается тесная взаимосвязь процессов складчатой и разрывной тектоники. Практически каждой стадии складчатых деформаций соответствуют одноименные разрывные нарушения, сопровождаемые тектоническими движениями, характер которых явился определяющим для стиля складчатости. Тесная пространственная связь разрывных и складчатых структур позволяют предположить их одновременность.

Анализ ориентировки действующих сил в ходе структурной эволюции метаморфических пород Печенги позволяет сделать следующие выводы: 1) преобладающей ориентировкой действующих сил для складок  $F_1$  является радиальное сжатие; 2) для складок  $F_2$ - $F_5$  - тангенциальное сжатие. В условиях последнего обычно развиваются складки с крутыми осевыми поверхностями, поперечные или диагональные относительно более ранних складок (Миллер, 1973). Именно такие складки наблюдаются на Печенге для стадий II-V. Согласно Ю.В. Миллеру (1973), эти складки могут рассматриваться как результат тангенциального сжатия в условиях сравнительно низкой пластичности пород. Деформации этих стадий обусловили основные черты геологического строения района Печенги; 3) складки  $F_6$  формируются в условиях радиального сжатия, складки  $F_7$  - в условиях тангенциального сжатия.

Выявленная в пределах Печенгского синклиория эволюция складчатых форм отвечает трем последовательным этапам, выделяемым Ю.В. Миллером в деформационный цикл. Первый этап (складки  $F_1$ ) отвечает радиальному сжатию, второй этап (складки  $F_2$ - $F_5$ ) - тангенциальному сжатию, а третий (складки  $F_6$ - $F_7$ ) может развиваться как при радиальном, так и при тангенциальном сжатии.

Увеличение степени сжатости разновозрастных генераций складок, количества генераций разновозрастных складок, степени метаморфизма пород к периферической части Печенгской структуры (по направлению к выходам архейского фундамента) свидетельствует об ориентировке тангенциального сжатия от периферии Печенгской структуры к ее центру. По-видимому, эти явления следует связывать с часто наблюдающимся влиянием цоколя ("эффект цоколя") на конфигурацию изотермических поверхностей, когда на границе двух сред с различной энергоемкостью осуществляется значительных отток тепла в слабометаморфизованный чехол и повышается температурный градиент (Fonteilles, Guitard, 1968a, 1968b).

В результате исследований процессов метаморфизма в породах печенгского комплекса выделяются два этапа метаморфизма, отличающиеся геотермическим режимом (Дук, 1974б, 1976а). В первый (ранний) этап была сформирована высокоградиентная метаморфическая зональность, отвечающая геотермическому режиму фациальной серии  $A_2$  (фациальные серии по В.А. Глебовицкому, 1973). Второй (поздний) этап характеризуется низкоградиентной зональностью в геотермическом режиме, соответствующем фациальной серии  $B_1$ . Метаморфические зоны по основным метавулканитам и метапелитам помещены на отдельных схематических картах метаморфической зональности (рис. 14, 15).

Для анализа режима метаморфизма I и II этапов изучались в основном парагенезисы кварцосодержащих пород, богатых  $CaO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ , так как они несут наибольшую информацию о  $P$ - $T$  условиях преобразования пород, особенно в низкотемпературных зонах, где парагенезисы метапелитов не столь информативны.

### М е т а м о р ф и ч е с к а я   з о н а л ь н о с т ь I   э т а п а   (о п и с а н и е м е т а м о р ф и ч е с к и х   з о н)

В основу выделения метаморфических зон I этапа (табл. 4) были положены минеральные парагенезисы metabазитов и метапелитов.

Первичновулканогенные метаморфические породы основного состава преобладают среди метаморфических образований и наиболее разнообразны по степени перекристаллизации и минеральным ассоциациям.

**З о н а I-I.** В этой зоне распространены преимущественно массивные породы, которые отличаются хорошей сохранностью порфировых (вкрапленники авгита, оливина, керсутита, основного плагиоклаза) и миндалекаменных структур. Среди отчетливо сохраняющихся реликтовых структур следует также отметить габбро-

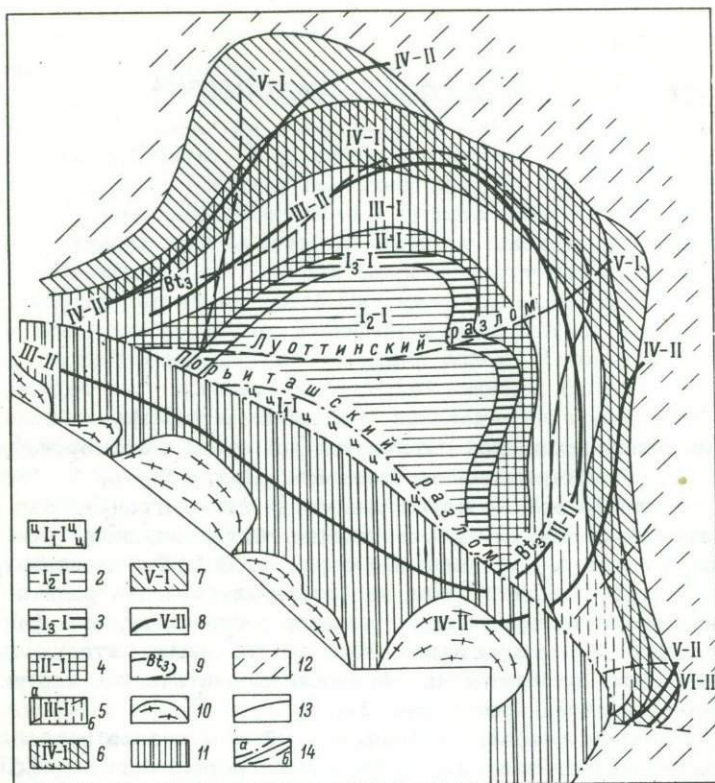


Рис. 14. Схема метаморфической зональности Печенгского района (по матабазитам). Составила Г.Г. Дук с использованием материалов геологических съемок Э.А. Поляк, Л.В. Турылевой (СЗГУ, 1961–1963 гг.), Л.И. Ивановой (СЗГУ, 1951–1953 гг.), а также тематических работ В.Г. Загородного, Д.Д. Мирской, С.Н. Суловой (Кольский филиал АН СССР, 1963 г.). Э.Б. Наливкиной (ВСЕГЕИ, 1970 г.).

I этап метаморфизма (зональность андалузит–силлиманитового типа): 1 – предполагаемая цеолитовая фация; 2 – пренит–хлоритовая и пумпеллит–хлоритовая зона пренит–пумпеллитовой фации; 3 – кварц–эпидот–пренит–хлоритовая зона пренит–пумпеллитовой фации; 4 – кварц–эпидот–пренит–актинолит–хлоритовая зона (переходная между пренит–пумпеллитовой и зеленосланцевой фациями); 5 – актинолит–эпидотовая низкотемпературная зона зеленосланцевой фации (а – наблюдаемая, б – предполагаемая); 6 – актинолит–эпидот–биотитовая высокотемпературная зона зеленосланцевой фации; 7 – эпидот–амфиболитовая фация. II этап метаморфизма (зональность кианит–силлиманитового типа): 8 – внутренние границы метаморфических зон; III-II – АУ–актинолит–клиноцоизит–кварц–хлоритовая зона

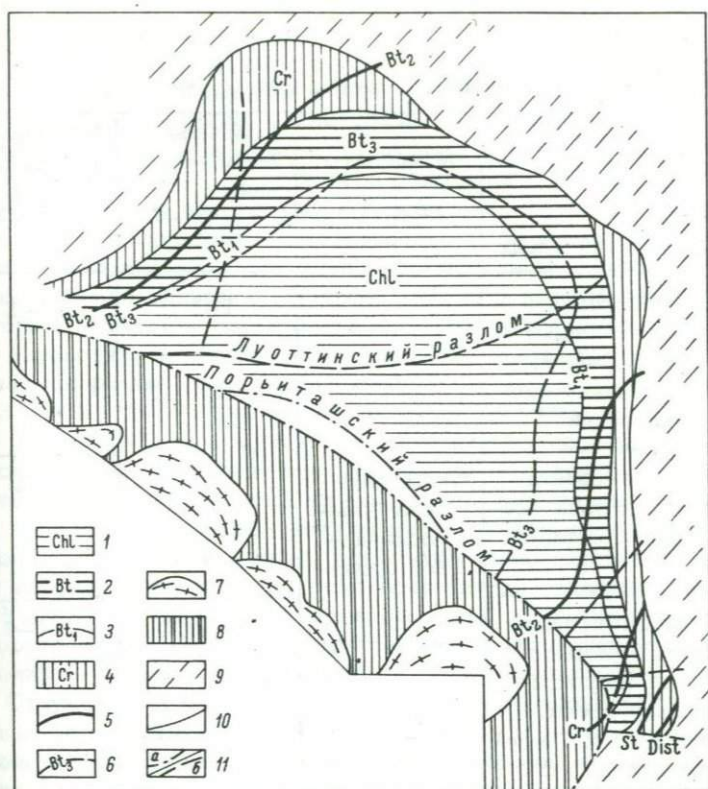


Рис. 15. Схема метаморфической зональности Печенгского района (по метапелитам). Составила Г.Г. Дук.

I этап метаморфизма (зональность андалузит-силлиманитового типа), метаморфические зоны: 1 - хлоритовая, 2 - биотитовая, 3 - изограда раннего биотита, 4 - гранатовая (низкотемпературная); II этап метаморфизма (зональность кианит-силлиманитового типа), метаморфические изограды: 5 -  $Bt_2$ , Gr, St, Dist; 6 - изограда позднего биотита ( $Bt_3$ ); 7 - граниты, гранодиориты ( $Pt_1$ ); 8 - тундровая серия ( $Pt_1$ ); 9 - кольская серия (Ar); 10 - границы метаморфических зон; 11 - разломы (а - крупные, б - оперяющие).

зеленосланцевой фации; 1У-II - Al-актинолит-клиноцоизит-кварц-биотитовая зона зеленосланцевой фации; У-II - роговообманково-олигоклазовая зона эпидот-амфиболитовой фации; У1-II - роговообманково-андезиновая зона фации альмандиновых амфиболитов; 9 - изограда позднего биотита ( $Bt_3$ ); 10 - плагиомикроклиновые граниты, гранодиориты ( $Pt_1$ ); 11 - тундровая серия ( $Pt_1$ ); 12 - кольская серия (Ar); 13 - границы метаморфических зон; 14 - разломы (а - крупные, б - оперяющие).

Т а б л и ц а 4

Метаморфические зоны I этапа метаморфизма

| Метабазиты                                                                                                                                 | Метапелиты                                                      | Условное обозначение зоны | Ширина зоны (по метаба-<br>зитам), км |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------|---------------------------|---------------------------------------|
| Зона цеолитовой фации                                                                                                                      | Хлоритовая зона зеле-<br>носланце-<br>вой фации                 | I-I                       | 4-17                                  |
| Пренит-хлоритовая и<br>пумпеллиит-хлорито-<br>вая нерасчлененные<br>зоны пренит-пумпел-<br>лиитовой фации                                  |                                                                 |                           |                                       |
| Кварц-эпидот-пренит-<br>хлоритовая зона пре-<br>нит-пумпеллиитовой<br>фации                                                                |                                                                 | II-I                      | 2                                     |
| Кварц-эпидот-пренит-<br>актинолит-хлорито-<br>вая зона (переход-<br>ная между пренит-<br>пумпеллиитовой и зе-<br>леносланцевой<br>фациями) |                                                                 |                           | 2-4                                   |
| Актинолит-эпидотовая<br>низкотемпературная<br>зона зеленосланце-<br>вой фации                                                              |                                                                 |                           | 7                                     |
| Актинолит-биотит-<br>эпидотовая высоко-<br>температурная зона<br>зеленосланцевой<br>фации                                                  | Биотитовая<br>зона зеле-<br>носланце-<br>вой фации              | IV-I                      | 2-6                                   |
| Зона эпидот-амфиболи-<br>товой фации                                                                                                       | Зона эпидот-<br>амфиболи-<br>товой фа-<br>ции (гра-<br>натовая) | V-I                       | 2-8                                   |

П р и м е ч а н и е. Здесь и далее индекс I-I и т.д. озна-  
чает метаморфическую зону в порядке возрастания температуры  
(первая цифра) и этап метаморфизма (вторая цифра). Зона цеолито-  
вой фации специально не рассматривается.

офитовую, реже – пилотакситовую, сферолитовую, витрофировую, ва-  
риолитовую и другие структуры основной массы. Метаморфические  
изменения пород выражаются в формировании скоплений, обособлен-  
ний, жил, псевдоморфоз метаморфических минералов (пренита,  
хлорита, альбита, кварца, эпидота, пумпеллиита).

**Зона II-I.** К этой зоне относятся метаморфизованные  
породы, в которых, так же как и в зоне I-I, хорошо сохраняют-  
ся все вышеперечисленные текстурно-структурные особенности пер-  
вичных пород с той лишь разницей, что степень их сохранности не-  
сколько ниже по сравнению с зоной I-I. В зоне II-I впервые по-  
является актинолит в виде псевдоморфоз по первичному моноклин-  
ному пироксену, исчезает пумпеллиит, но пренит еще устойчив.  
Отмечаются редкие зоны рассланцевания.

**Зона III-I.** Метаморфизованные эффузивы этих зон в от-  
личие от зон I-I, II-I претерпели интенсивную перекристаллизацию  
и рассланцевание. Стекловатые разновидности метаэффузивов, столь  
характерные для вышеописанных зон, здесь практически не встреча-  
ются. Устойчивы и широко развиты малоглиноземистый бесцветный  
актинолит, железистый эпидот. Кроме указанных минералов харак-  
терны альбит, кварц, хлорит, реже встречается кальцит.

**Зона IV-I.** Эта зона выделена по первому появлению  
зеленовато-бурого биотита в парагенезисе с малоглиноземистым  
актинолитом, железистым эпидотом и альбит-олигоклазом (10-15%  
An). Структуры метабазитов – реликты сферолитовых, габбро-  
офитовых миндалекаменных, интерсертальных, новообразованные –  
лепидонематобластовые, пойкилоофитовые, бластоофитовые. Для по-  
следних характерны сравнительно крупные псевдоморфозы актиноли-  
та, реже – хлорита и эпидота по пироксену. Актинолит нередко со-  
держит пойкилитовые вроски лейстовидного альбита. Промежутки  
между актинолитовыми псевдоморфозами по пироксену выполнены  
мелкозернистым агрегатом альбита, хлорита, эпидота, лейкоксена  
(соссюритом). Текстуры метабазитов массивные, полосчатые, пят-  
нистые, сланцеватые. В метапелитах наблюдаются неравномерно-  
зернистые, мозаичные, криптокристаллические, реже – микролепи-  
добластовые, гранобластовые структуры с реликтами псаммитовой,  
алевритовой. Текстуры слоистые, сланцеватые, массивные. Главные  
породообразующие минералы метапелитов – биотит, плагиоклаз  
альбит-олигоклазового состава (до 15% An), кварц, серицит, кар-  
бонат, хлорит. Степень сохранности первичных текстур и текстур  
в зоне IV-I падает по сравнению с предыдущими зонами, нередко  
составляя около 50% общего объема пород.

**Зона V-I.** Метаморфизованные вулканиты этой зоны,  
как и в зонах III-I, IV-I, испытали интенсивную перекристаллиза-  
цию и рассланцевание. Здесь широко развиты слабоглиноземистые  
роговые обманки в парагенезисе с плагиоклазом андезинового со-  
става (25-28% An), железистым эпидотом, биотитом. Структуры  
пород – бластоофитовые (характерны), гранонематобластовые, ка-  
такластические; в метапорфирах – бластопорфировые с гранонема-

тобластовой, лепидонематобластовой, офитовой структурами основной массы; в миндалекаменных метадиабазах – бластопорфировая с фибробластовой структурой основной массы; в метапелитах – гранобластовые с реликтами псефитовых, псаммитовых структур. Преобладают сланцеватые текстуры. Степень сохранности первичных структур и текстур низкая. В метапелитах главные породообразующие минералы – биотит, олигоклаз, кварц, карбонат, мусковит, гранат.

Границы метаморфических зон I этапа в целом соответствуют стратиграфическим границам и отклоняются от них при приближении к зоне Порыташского разлома (рис. 14, 15).

## М е т а м о р ф и ч е с к а я   з о н а л ь н о с т ь II   э т а п а

Метаморфическая зональность II этапа является более поздней, наложенной на метаморфическую зональность I этапа. Метаморфические зоны, которые отвечают поздней зональности, сформированной в режиме дистен-силлиманитовой фациальной серии, секут более ранние метаморфические зоны, отвечающие зональности раннего этапа (рис. 14, 15). В табл. 5 представлена последовательность метаморфических зон II этапа метаморфизма в порядке возрастания температур.

З о н а I-II, по минеральным парагенезисам (Qu-Prs-Py-Chl) не отличается от зоны I-I, но для нее характерен иной состав пренита и пумпеллиита. В метаморфической зональности II этапа кварц-эпидот-пренит-хлоритовая зона пренит-пумпеллиитовой фации отсутствует, а вместо зоны II-I (парагенезис Qu-Ep-Prs-Act-Chl) присутствует зона II-II, содержащая критический парагенезис Qu-Py-Act-Chl. Зона III-II отличается от зоны III-I лишь иным составом минералов, входящих в критический парагенезис. Характерны Al-актинолит и маложелезистый эпидот (клиноцоизит). Зона IV-II содержит Al-актинолит, клиноцоизит, бурый биотит. Зона V-II (роговообманково-олигоклазовая) отличается от зоны V-I наличием глиноземистой роговой обманки, ассоциирующей с более кислым плагиоклазом (19-20% An), чем в зоне V-I (25-28% An). Зона гранатовых амфиболитов (VI-II) встречается лишь в метаморфической зональности II этапа.

Синхронные зоны II этапа метаморфизма, выделяемые по метапелитам, отличаются от таковых в зональности I этапа иным составом биотита (зона IV-II), появлением ставролита в зоне V-II и дистена в зоне VI-II.

З о н а I-II, по текстурно-структурным особенностям пород аналогична зоне I-I. Характерны в целом массивные текстуры. Макроскопически породы выглядят как неметаморфизованные, слабо рассланцованные. Первичные структурные особенности пород

Т а б л и ц а 5

Метаморфические зоны II этапа метаморфизма

| Метабазиты                                                                 | Метапелиты                                                   | Условное обозначение зоны | Ширина зоны (по метаба- зитам), км |
|----------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------|---------------------------|------------------------------------|
| Кварц-пумпеллиит- пренит-хлоритовая зона пренит-пумпел- литовой фации      | Хлоритовая зона зеле- носланцевой фации                      | I-II                      | Неизвестна                         |
| Кварц-пумпеллиит- актинолит-хлорито- вая зона пренит- пумпеллиитовой фации |                                                              | II-II                     | Первые де- сятки-сот- ни метров    |
| Al-актинолит-клино- цоизит-кварц-хлори- товая зона зелено- сланцевой фации |                                                              | III-II                    | 4-8                                |
| Al-актинолит-клино- цоизит-кварц-био- титовая зона зеле- носланцевой фации | Биотитовая зона зеле- носланцевой фации                      | IV-II                     | 4-8-15                             |
| Роговообманково- олигоклазовая зона эпидот-амфиболито- вой фации           | Гранат-став- ролитовая зона эпи- дот-амфибо- литовой фа- ции | V-II                      | 2                                  |
| Роговообманково- андезиновая зона фации альмандино- вых амфиболов          | Дистеновая зона амфи- болитовой фации                        | VI-II                     | 1                                  |

устойчивы, при этом сохраняются реликтовые порфировые, габбро-офитовые структуры основной массы. В скоплениях, жидках, мелких секущих зонах, псевдоморфозах по вкрапленникам более ранних минералов обособляются кварц, хлорит, карбонат, альбит, пренит, пумпеллиит. Эпидот отсутствует. Степень сохранности первичных текстур и структур более низкая, чем в зоне I-I. В отдельных шлифах наблюдается замещение светло-зеленого Fe-пренита зоны I-I бесцветным безжелезистым пренитом зоны I-II и зеленого

ярко окрашенного пумпеллиита, характерного для зоны I-I, светло-зеленым пумпеллиитом зоны II-II.

Зона II-II выделяется в значительной мере условно, так как практически в виде довольно широкой самостоятельной зоны она, по-видимому, не существует. Находки парагенезисов  $Qu-Py-Act-Chl$  создают некоторые предпосылки для выделения достаточно узких, локальных зон (первые десятки-сотни метров). В связи с этим текстурно-структурные особенности пород в этой зоне остались невыясненными.

Зоны III-II, IV-II отличаются от зон III-I, IV-I еще более интенсивной перекристаллизацией и рассланцеванием. Резко сокращается по сравнению с зонами III-I, IV-I степень сохранности первичных структур (миндалекаменных, субофитовых). Преобладают гранобластовые, гранолепидонематобластовые структуры и сланцеватые текстуры. Для зоны IV-II характерно наличие бурого мелкочешуйчатого биотита. В пределах довольно широких (4-8-15 км) по площади зон III-II, IV-II критические минеральные парагенезисы нередко локализованы в довольно узких субмеридиональных и северо-восточных секущих зонах.

Зоны V-II, VI-II включают нормальные сланцеватые метаморфические породы, в которых практически не сохраняются реликты более ранних структур. Типичны гранонематобластовые, гранолепидобластовые, порфиробластовые структуры. Текстуры сланцеватые.

### Х а р а к т е р и с т и к а м и н е р а л о в I-II этапов метаморфизма

Минералогическое разнообразие метаморфических пород печенгского комплекса обусловлено широкими вариациями температуры, давления,  $P_{O_2}$ , исходным составом пород. В этом разделе основное внимание обращается на те минералы, состав и свойства которых наиболее чувствительны к меняющимся P-T условиям.

Железистость минералов рассчитывалась по данным химических анализов и оптического изучения. Железистость амфиболов ряда актинолит-роговая обманка определялась по оригинальной диаграмме для низкотемпературных кальциевых амфиболов (рис. 16); железистость хлоритов - по диаграмме К.Б. Кебезинскаса (1965); биотитов - по диаграмме Е.Н. Ушаковой (1971) для низкотемпературных биотитов метабазитов, метапелитов; минералов группы эпидота - по диаграмме К.Б. Кебезинскаса и В.В. Хлестова (1971).

Плагиоклазы широко распространены как в метавулканитах, так и в метасадочных породах печенгского серии.

Таблица 1

Химические анализы пород печенгского комплекса

| Окислы                         | I вулканогенная толща<br>(андезит-базальтовая формация) |       |        |       |       |       | II вулканогенная толща<br>(трахибазальтовая формация) |        |        |       |       |        | III вулканогенная толща<br>(толеит-базальтовая формация) |        |       |       |       |        |       |       | IV вулканогенная толща<br>(пикрит-базальтовая формация) |       |       |       |       |
|--------------------------------|---------------------------------------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|-------------------------------------------------------|--------|--------|-------|-------|--------|----------------------------------------------------------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|---------------------------------------------------------|-------|-------|-------|-------|
|                                | 218                                                     | 2186  | 309д   | 305   | 305а  | 346   | 13                                                    | 11     | 3226   | 394з  | 373   | 324    | 352а                                                     | 19     | 234а  | 228   | 85а   | 27     | 370   | 5     | 6                                                       | 366а  | 410а  | 105а  | 117   |
| SiO <sub>2</sub>               | 48.10                                                   | 53.18 | 63.06  | 59.04 | 54.32 | 50.96 | 30.28                                                 | 58.34  | 54.32  | 46.40 | 50.56 | 53.74  | 56.10                                                    | 48.60  | 48.90 | 48.16 | 48.22 | 39.26  | 50.54 | 46.30 | 41.22                                                   | 48.24 | 48.14 | 44.52 | 48.44 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.57                                                    | 0.96  | 0.77   | 0.62  | 0.88  | 0.88  | 3.20                                                  | 1.73   | 1.74   | 1.34  | 2.10  | 1.59   | 0.85                                                     | 1.18   | 1.19  | 1.59  | 1.13  | 1.95   | 1.76  | 0.46  | 0.34                                                    | 1.74  | 1.37  | 1.39  | 1.85  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 6.95                                                    | 12.63 | 12.58  | 13.42 | 14.57 | 14.04 | 17.63                                                 | 11.51  | 13.26  | 14.89 | 17.22 | 15.52  | 11.46                                                    | 14.55  | 14.19 | 15.12 | 14.79 | 14.40  | 14.72 | 19.68 | 18.45                                                   | 14.28 | 13.54 | 13.09 | 13.07 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.32                                                    | 2.08  | 1.84   | 1.90  | 3.00  | 4.98  | 7.27                                                  | 8.42   | 8.40   | 9.64  | 6.62  | 9.72   | 6.16                                                     | 3.51   | 2.66  | 2.66  | 4.09  | 5.65   | 3.69  | 3.09  | 6.76                                                    | 3.44  | 7.79  | 3.27  | 2.65  |
| FeO                            | 9.88                                                    | 9.62  | 7.38   | 5.76  | 6.50  | 5.62  | 19.09                                                 | 2.77   | 4.81   | 3.24  | 4.86  | 3.02   | 2.75                                                     | 9.13   | 8.94  | 11.52 | 10.35 | 14.92  | 9.20  | 11.04 | 11.02                                                   | 9.73  | 5.06  | 9.51  | 10.25 |
| MnO                            | 0.20                                                    | 0.15  | 0.06   | 0.10  | 0.18  | 0.09  | 0.32                                                  | 0.12   | 0.13   | 0.29  | 0.16  | 0.12   | 0.12                                                     | 0.20   | 0.23  | 0.18  | 0.21  | 0.26   | 0.14  | 0.20  | 0.13                                                    | 0.15  | 0.16  | 0.20  | 0.21  |
| MgO                            | 18.12                                                   | 5.94  | 7.10   | 8.37  | 5.69  | 5.56  | 7.84                                                  | 1.38   | 6.99   | 2.85  | 4.63  | 0.62   | 1.78                                                     | 7.96   | 7.57  | 6.84  | 6.35  | 7.85   | 6.91  | 5.62  | 7.88                                                    | 5.22  | 3.69  | 5.74  | 6.70  |
| CaO                            | 9.33                                                    | 7.58  | 0.85   | 2.00  | 4.67  | 4.44  | 3.28                                                  | 13.14  | 0.78   | 11.83 | 5.51  | 12.56  | 14.11                                                    | 8.52   | 10.03 | 9.79  | 10.90 | 9.77   | 3.22  | 4.78  | 2.78                                                    | 10.67 | 17.22 | 8.72  | 9.17  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.40                                                    | 3.09  | 0.74   | 3.36  | 4.54  | 0.99  | 1.56                                                  | 0.07   | 1.37   | 1.53  | 3.86  | 0.44   | 0.08                                                     | 2.99   | 3.09  | 1.55  | 1.74  | 0.85   | 0.22  | 2.38  | 2.03                                                    | 2.76  | 0.15  | 1.68  | 2.80  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.14                                                    | 1.57  | 0.46   | 0.21  | 0.96  | 5.41  | 0.12                                                  | 0.08   | 2.41   | 1.52  | 1.95  | 1.59   | 0.65                                                     | 0.23   | 0.23  | 0.31  | 0.19  | 0.10   | 1.08  | 3.71  | 3.00                                                    | 0.16  | 0.08  | 0.06  | 0.23  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | -                                                       | -     | -      | -     | -     | 0.14  | -                                                     | -      | 0.21   | 0.13  | -     | 0.11   | 0.07                                                     | -      | -     | -     | -     | -      | 0.11  | -     | -                                                       | 0.13  | 0.10  | -     | -     |
| CO <sub>2</sub>                | -                                                       | -     | 0.16   | -     | -     | -     | -                                                     | -      | -      | 2.70  | -     | -      | 3.25                                                     | -      | -     | -     | -     | -      | 1.60  | -     | -                                                       | 0.82  | -     | -     | -     |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 0.06                                                    | 0.06  | 0.36   | 0.32  | 0.36  | 0.32  | 0.34                                                  | 0.20   | 0.54   | 0.28  | 0.30  | 0.28   | 0.04                                                     | 0.26   | -     | 0.02  | 0.16  | 0.26   | 0.44  | -     | 0.48                                                    | 0.20  | 0.08  | 0.24  | 0.20  |
| П. п. п.                       | 4.29                                                    | 2.69  | 4.66   | 4.36  | 3.82  | 6.10  | 8.30                                                  | 2.30   | 5.08   | 5.44  | 2.04  | 0.72   | 5.46                                                     | 3.11   | 2.57  | 1.98  | 1.39  | 5.21   | 7.76  | 2.25  | 5.33                                                    | 2.81  | 2.31  | 11.16 | 3.86  |
| Σ                              | 99.36                                                   | 99.55 | 100.02 | 99.46 | 99.49 | 99.47 | 99.29                                                 | 100.06 | 100.04 | 99.38 | 99.81 | 100.03 | 99.63                                                    | 100.24 | 99.60 | 99.72 | 99.52 | 100.48 | 99.79 | 99.51 | 99.42                                                   | 99.53 | 99.69 | 99.58 | 99.43 |
| F <sub>общ.</sub> %            | 25.5                                                    | 52.1  | 41.7   | 33.4  | 47.6  | 50.3  | 64.8                                                  | 71.0   | 50.0   | 70.3  | 56.6  | 91.6   | 72.1                                                     | 46.3   | 45.5  | 53.4  | 52.9  | 58.7   | 50.0  | 57.9  | 54.9                                                    | 24.1  | 55.6  | 24.1  | 51.5  |
| K <sub>от</sub>                | 0.10                                                    | 0.16  | 0.18   | 0.23  | 0.29  | 0.44  | 0.25                                                  | 0.73   | 0.61   | 0.72  | 0.55  | 0.74   | 0.66                                                     | 0.26   | 0.22  | 0.18  | 0.27  | 0.26   | 0.26  | 0.19  | 0.35                                                    | 0.24  | 0.55  | 0.24  | 0.19  |

Примечание. 218 - Act-Pl сланец, р-н пос. Сальмиярви, 1971; 2186 - Qu-Hb-Ab<sub>5</sub>-Bt-Ca сланец, там же, 1971; 309д - Qu-Chl-Bt-Ab сланец (рассланцованный метадиабаз), р-н пос. Заполярный, 1973; 305 - Qu-Chl-Ab-Act сланец, то же; 305а - Am-Pl-Ep-Ca-Bt сланец (по метамандельштейну), то же; 346 - Qu-Ep-Bt-Ca-Pl сланец (по метадиабазу), правый борт р. Б. Печенги, 1973; 13 - Qu-Ab-Chl сланец из поздних зон рассланцевания (по метадиабазу), к востоку от оз. Куэтсьярви, 1970; 11 - Qu-Ep-Bt-Stp сланец, восточный берег оз. Куэтсьярви, 1970; 3226 - Qu-Ab-Chl сланец с Нет из поздних зон рассланцевания (по метадиабазу), левый борт р. Луотнйоки, 1973; 394з - Act-Ep-Chl-Qu-Ab сланец, р-н оз. Арвандемполо, 1973; 373 - Qu-Ep-Bt сланец, р. Валасйоки, 1973; 324 - Qu-Ep-Chl сланец (по метадиабазу), левый борт р. Луотнйоки, 1973; 352а - Qu-Ep-Chl-Bt-Pl сланец (по метадиабазу), правый борт р. Б. Печенги,

1973; 19 - Act-Chl-Ep сланец (по габбро-диабазу), правый борт р. Колосйоки, 1970; 234а - амфиболит, юго-западные отроги горы Кучин-тундра, 1971; 228 - амфиболит, к северу от горы Кучин-тундра, 1971; 85а - Am-Chl-Zo-Qu-Ab-Bt сланец, к юго-востоку от оз. Куэтсьярви, 1970; 27 - Act-Ab-Chl сланец (по метагаббро), 1970; 370 - Qu-Chl-Mu-Ca-Pl сланец, р. Валасйоки, 1973; 5 - порфиробластический Hb-Bt-Czo-Qu-Pl сланец, скв., 1973; 6 - порфиробластический Hb-Bt-Ep-Qu-Chl-Pl сланец, скв., 1973; 366а - Am-Ep-Qu-Pl сланец (метадиабаз), р. Валасйоки, 1973; 410а - мелкозернистый туф, зеленокаменноизмененный, 2.5 км к югу от г. Заполярного, 1973; 105а - Qu-Ab-Chl-Ca-Zo сланец из зоны рассланцевания (в метагаббро), р. Шуонийоки, 1970; 117 - Act-Chl-Ep-Qu-Ab сланец (по метагаббро), р. Шуонийоки, 1970. Химико-аналитики ИГД АН СССР: З.К. Сазонтьева - 218, 2186, 309д, 13, 11, 373, 324, 19, 234а, 228, 85а, 27, 105а, 117; Е.Е. Зевелева - 305, 305а, 346, 3226; В.Ф. Гусева - 394з, 352а, 370, 5, 6, 336а, 410а.

Т а б л и ц а 6

Химические анализы амфиболов печенгского комплекса различных этапов метаморфизма

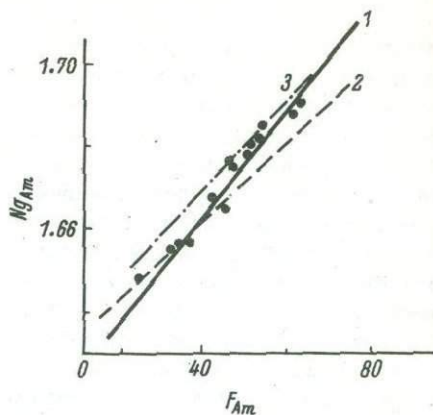
| Окислы                                                                                                                         | III-I                             | IV-I                              | V-I                                                                      |                                                                          | III-II                                                                   | IV-II                                                                    |                                                                          |                                   |                                                                          | V-II                              |                                                                          | VI-II                                                                    |                                   |                                                                      |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------------------------------------------|
|                                                                                                                                | 196                               | 4                                 | 218                                                                      | 218в                                                                     | 3                                                                        | 366а                                                                     | 85ε                                                                      | 218б                              | 305а                                                                     | 234а                              | 5                                                                        | 6                                                                        | 228                               | 228б                                                                 |
| SiO <sub>2</sub>                                                                                                               | 55.47                             | 53.56                             | 52.30                                                                    | 46.80                                                                    | 51.76                                                                    | 47.86                                                                    | 50.60                                                                    | 47.10                             | 45.36                                                                    | 48.26                             | 40.76                                                                    | 42.36                                                                    | 45.02                             | 42.12                                                                |
| TiO <sub>2</sub>                                                                                                               | 0.10                              | 0.01                              | 0.13                                                                     | 1.75                                                                     | 0.28                                                                     | 1.42                                                                     | 0.68                                                                     | 0.57                              | 0.42                                                                     | 1.41                              | 3.58                                                                     | 2.18                                                                     | 0.58                              | 0.53                                                                 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                                                                                                 | 2.00                              | 2.03                              | 4.63                                                                     | 7.81                                                                     | 3.82                                                                     | 8.58                                                                     | 6.72                                                                     | 9.11                              | 9.58                                                                     | 11.57                             | 13.70                                                                    | 11.00                                                                    | 15.36                             | 18.03                                                                |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                                                                                                 | 0.93                              | 1.80                              | 1.10                                                                     | 2.86                                                                     | 1.60                                                                     | 1.34                                                                     | 1.95                                                                     | 2.54                              | 2.75                                                                     | 1.85                              | 5.20                                                                     | 6.20                                                                     | 3.35                              | 1.90                                                                 |
| FeO                                                                                                                            | 13.20                             | 11.88                             | 8.73                                                                     | 16.33                                                                    | 12.42                                                                    | 16.61                                                                    | 14.80                                                                    | 14.81                             | 14.80                                                                    | 12.29                             | 15.12                                                                    | 15.48                                                                    | 13.53                             | 14.04                                                                |
| MnO                                                                                                                            | 0.15                              | 0.16                              | 0.20                                                                     | 0.16                                                                     | 0.25                                                                     | 0.24                                                                     | 0.24                                                                     | 0.23                              | 0.27                                                                     | 0.18                              | 0.31                                                                     | 0.20                                                                     | 0.18                              | 0.18                                                                 |
| MgO                                                                                                                            | 13.06                             | 16.28                             | 18.12                                                                    | 10.52                                                                    | 14.96                                                                    | 9.02                                                                     | 10.52                                                                    | 10.80                             | 12.07                                                                    | 9.51                              | 6.51                                                                     | 7.84                                                                     | 8.27                              | 8.41                                                                 |
| CaO                                                                                                                            | 12.61                             | 11.16                             | 11.42                                                                    | 9.58                                                                     | 12.04                                                                    | 10.00                                                                    | 10.68                                                                    | 11.00                             | 8.44                                                                     | 10.50                             | 10.04                                                                    | 10.50                                                                    | 10.66                             | 11.10                                                                |
| Na <sub>2</sub> O                                                                                                              | 0.39                              | 0.30                              | 0.40                                                                     | 1.27                                                                     | 0.30                                                                     | 1.29                                                                     | 0.56                                                                     | 0.94                              | 0.80                                                                     | 2.00                              | 1.37                                                                     | 1.32                                                                     | 1.06                              | 1.38                                                                 |
| K <sub>2</sub> O                                                                                                               | 0.12                              | 0.14                              | 0.07                                                                     | 0.24                                                                     | 0.12                                                                     | 0.16                                                                     | 0.20                                                                     | 0.49                              | 1.36                                                                     | 0.18                              | 0.97                                                                     | 0.41                                                                     | 0.20                              | 0.25                                                                 |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>                                                                                                  | 1.81                              | 2.10                              | 2.85                                                                     | 2.50                                                                     | 2.80                                                                     | 3.30                                                                     | 3.10                                                                     | 2.00                              | 4.45                                                                     | 2.35                              | 2.15                                                                     | 2.20                                                                     | 2.05                              | 1.65                                                                 |
| Σ                                                                                                                              | 99.94                             | 99.42                             | 99.95                                                                    | 99.82                                                                    | 100.35                                                                   | 99.82                                                                    | 100.05                                                                   | 99.59                             | 100.30                                                                   | 100.10                            | 99.71                                                                    | 99.69                                                                    | 100.26                            | 99.59                                                                |
| К р и с т а л л о х и м и ч е с к и е                      ф о р м у л ы                      ( н а   24   к и с л о р о д а ) |                                   |                                   |                                                                          |                                                                          |                                                                          |                                                                          |                                                                          |                                   |                                                                          |                                   |                                                                          |                                                                          |                                   |                                                                      |
| Ca                                                                                                                             | 1.95                              | 1.72                              | 1.85                                                                     | 1.50                                                                     | 1.85                                                                     | 1.56                                                                     | 1.65                                                                     | 1.74                              | 1.3                                                                      | 1.60                              | 1.62                                                                     | 1.68                                                                     | 1.66                              | 1.76                                                                 |
| Na                                                                                                                             | 0.10                              | 0.09                              | 0.09                                                                     | 0.36                                                                     | 0.09                                                                     | 0.37                                                                     | 0.16                                                                     | 0.27                              | 0.22                                                                     | 0.55                              | 0.41                                                                     | 0.38                                                                     | 0.30                              | 0.41                                                                 |
| K                                                                                                                              | 0.02                              | 0.02                              | 0.02                                                                     | 0.04                                                                     | 0.02                                                                     | 0.03                                                                     | 0.03                                                                     | 0.09                              | 0.25                                                                     | 0.03                              | 0.19                                                                     | 0.07                                                                     | 0.04                              | 0.04                                                                 |
| Mg                                                                                                                             | 2.81                              | 3.28                              | 3.58                                                                     | 2.31                                                                     | 3.18                                                                     | 1.97                                                                     | 2.24                                                                     | 2.38                              | 2.6                                                                      | 2.02                              | 1.46                                                                     | 1.75                                                                     | 1.80                              | 1.85                                                                 |
| F <sup>+2</sup>                                                                                                                | 1.59                              | 1.44                              | 1.28                                                                     | 2.02                                                                     | 1.48                                                                     | 2.03                                                                     | 1.78                                                                     | 1.83                              | 1.77                                                                     | 1.47                              | 1.9                                                                      | 1.94                                                                     | 1.64                              | 1.73                                                                 |
| F <sup>+3</sup>                                                                                                                | 0.10                              | 0.19                              | 0.17                                                                     | 0.31                                                                     | 0.17                                                                     | 1.15                                                                     | 0.21                                                                     | 0.28                              | 0.29                                                                     | 0.20                              | 0.6                                                                      | 0.70                                                                     | 0.37                              | 0.21                                                                 |
| Al                                                                                                                             | 0.35                              | 0.08                              | 0.04                                                                     | 0.27                                                                     | 0.04                                                                     | 0.47                                                                     | 0.41                                                                     | 0.55                              | 0.1                                                                      | 0.85                              | 0.55                                                                     | 0.26                                                                     | 1.17                              | 1.38                                                                 |
| Mn                                                                                                                             | 0.02                              | 0.01                              | 0.03                                                                     | 0.03                                                                     | 0.03                                                                     | 0.03                                                                     | 0.03                                                                     | 0.03                              | 0.03                                                                     | 0.03                              | 0.04                                                                     | 0.03                                                                     | 0.03                              | 0.03                                                                 |
| Ti                                                                                                                             | 0.01                              | -                                 | 0.03                                                                     | 0.19                                                                     | 0.03                                                                     | 0.16                                                                     | 0.16                                                                     | 0.06                              | 0.04                                                                     | 0.15                              | 0.41                                                                     | 0.25                                                                     | 0.07                              | 0.05                                                                 |
| Si                                                                                                                             | } 8                               | 7.73                              | 8.40                                                                     | 6.92                                                                     | 7.40                                                                     | 7.00                                                                     | 7.27                                                                     | 6.97                              | 6.49                                                                     | 6.89                              | 6.13                                                                     | 6.32                                                                     | 6.54                              | 6.23                                                                 |
| Al                                                                                                                             |                                   | 0.27                              | 0.60                                                                     | 1.08                                                                     | 0.60                                                                     | 1.00                                                                     | 0.73                                                                     | 1.03                              | 1.51                                                                     | 1.11                              | 1.87                                                                     | 1.68                                                                     | 1.46                              | 1.77                                                                 |
| O,OH                                                                                                                           | O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub> | O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub> | (O <sub>21.34</sub> OH <sub>0.66</sub> ) <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub> | (O <sub>21.53</sub> OH <sub>0.47</sub> ) <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub> | (O <sub>21.34</sub> OH <sub>0.66</sub> ) <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub> | (O <sub>21.08</sub> OH <sub>0.92</sub> ) <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub> | (O <sub>21.03</sub> OH <sub>0.97</sub> ) <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub> | O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub> | (O <sub>19.75</sub> OH <sub>2.25</sub> ) <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub> | O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub> | (O <sub>21.84</sub> OH <sub>0.16</sub> ) <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub> | (O <sub>21.81</sub> OH <sub>0.19</sub> ) <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub> | O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub> | O <sub>22</sub> (OH <sub>1.61</sub> O <sub>0.39</sub> ) <sub>2</sub> |
| α <sub>Si</sub>                                                                                                                | 0                                 | 3.4                               | 8                                                                        | 13.5                                                                     | 7.5                                                                      | 5.9                                                                      | 9.1                                                                      | 12.9                              | 1.25                                                                     | 13.9                              | 23.4                                                                     | 21.0                                                                     | 18.3                              | 22.1                                                                 |
| α <sub>Al<sup>+3</sup></sub>                                                                                                   | 9.4                               | 5.4                               | 4.9                                                                      | 15.0                                                                     | 4.9                                                                      | 24.5                                                                     | 13.0                                                                     | 17.3                              | 29.5                                                                     | 25.4                              | 24.0                                                                     | 24.5                                                                     | 31.7                              | 31.2                                                                 |
| α <sub>Ca</sub>                                                                                                                | 5.8                               | 6.0                               | 6.6                                                                      | 21.1                                                                     | 5.6                                                                      | 20.4                                                                     | 10.3                                                                     | 18.5                              | 26.6                                                                     | 26.6                              | 27.0                                                                     | 21.1                                                                     | 17.0                              | 20.4                                                                 |
| K <sub>0.02</sub>                                                                                                              | 0.062                             | 0.116                             | 0.105                                                                    | 0.133                                                                    | 0.103                                                                    | 0.070                                                                    | 0.105                                                                    | 0.133                             | 0.140                                                                    | 0.120                             | 0.240                                                                    | 0.265                                                                    | 0.184                             | 0.108                                                                |
| F <sub>общ</sub>                                                                                                               | 37.5                              | 33.3                              | 23.6                                                                     | 50.5                                                                     | 34.6                                                                     | 52.1                                                                     | 47.4                                                                     | 47.3                              | 44.0                                                                     | 45.7                              | 63.5                                                                     | 60.4                                                                     | 53.1                              | 51.4                                                                 |
| Ng                                                                                                                             | 1.658                             | 1.656                             | 1.645                                                                    | 1.679                                                                    | 1.656                                                                    | 1.682                                                                    | 1.665                                                                    | 1.676                             | 1.668                                                                    | 1.678                             | 1.690                                                                    | 1.688                                                                    | 1.685                             | 1.681                                                                |

Примечание 196 - бледно-зеленый актинолит из метадиабаз (Act-Ep-Qu-Ab<sub>5</sub>-Chl), среднее течение р. Колосовки, II вулканогенная толща; 4 - бледно-голубовато-зеленый актинолит из метадиабаз (Act-Ep-Chl-Bt-Qu-Ab<sub>10</sub>), II вулканогенная толща; 218 - светло-желтовато-зеленый актинолит из метадиабаз (Act-Qu-Pl<sub>25</sub>-Mgt), I вулканогенная толща; 218в - голубовато-зеленый амфибол из метадиабаз (Am-Qu-Bt-Ca-Pl<sub>25</sub>), I вулканогенная толща; 3 - голубовато-зеленый актинолит из метадиабаз (Act-Qu-Bt-Ab<sub>5</sub>-Zo-Chl), III вулканогенная толща; 366а - светло-зеленый амфибол из метадиабаз (Am-Zo-Qu-Pl-Ca), III вулканогенная толща; 85а - зеленоватый амфибол из метадиабаз (Am-Chl-Zo-Qu-Ab<sub>5</sub>-Bt), III вулканогенная толща; 218б - голубовато-зе-

леная роговая обманка из метадиабаз (Hb-Qu-Ca-Bt-Ab<sub>5</sub>), II вулканогенная толща; 305а - светлый голубовато-зеленый амфибол из Am-Pl-Chl-Ep-Ca-Bt сланца (по мандельштейну), II вулканогенная толща; 234а - бледно-зеленая роговая обманка из амфиболита (Hb-Qu-Pl<sub>32</sub>-Ca), III вулканогенная толща; 5 - синие-зеленая роговая обманка из порфиروبластического сланца (Hb-Bt-Ep-Qu-Pl<sub>25</sub>), II вулканогенная толща; 6 - то же (Hb-Bt-Ep-Qu-Chl-Ca), II вулканогенная толща; 228 - голубовато-зеленый амфибол из мономинерального амфиболита, III вулканогенная толща; 228б - густо-зеленая роговая обманка из амфиболита (Hb-Zo-Qu-Pl<sub>28</sub>), II вулканогенная толща. Аналитики ИГД АН СССР Е.Е.Зевелева и В.Д. Бугрова.

Рис. 16. Диаграмма для определения  $F_{\text{общ}}$  низкотемпературных амфиболов по показателям преломления.

1 - кривая Г.Г. Дук (см. табл. 6); 2, 3 - кривые Е.А. Костюк (1970) для амфиболов фации зеленых сланцев (2) и эпидот-амфиболитовой фации (3).



Содержание анортита в плагиоклазах из разных метаморфических зон меняется следующих образом:

0-7% - для I-I и II-I (21),  
0-10% - для III-I (30),  
10-15% - для IV-I (18),  
25-28% - для V-I (15),

0% - для II-II (3),  
0-5% - для III-II (15),  
5-8% - для IV-II (22),  
19-20% - для V-II (11),  
28-34% - для VI-II (12).

**Примечание.** В скобках - количество иммерсионных замеров.

Плагиоклазы в метаморфических зонах II этапа метаморфизма более кислые по сравнению с плагиоклазами в эквивалентных зонах I этапа.

Химические составы кальциевых амфиболов (табл. 6) определяются P-T условиями метаморфизма, величиной  $P_{O_2}$  и исходным составом породы. При повышении степени метаморфизма в I и II этапы в кальциевых амфиболах наблюдается увеличение параметров  $\alpha_{Si}$ ,  $\alpha_{V+3}$ ,  $\alpha_{Ca}$ ,  $K_{Ox}$ ,  $F_{\text{общ}}$  (Дук, 1974в). Амфиболы в зонах III-II-V-II являются более глиноземистыми (имеют более высокие параметры  $\alpha_{Si}$  и  $\alpha_{V+3}$ ) по сравнению с амфиболами зон III-I-V-I. Кальциевые амфиболы II этапа метаморфизма существенно обогащены чермакитовой молекулой. Увеличение  $F_{\text{общ}}$  и  $K_{Ox}$  амфиболов при повышении степени метаморфизма в каждый из этапов не зависит от температуры, а связано в значительной мере с исходным составом пород и их высоким  $K_{Ox}$ . Последнее

$$1 \quad \alpha_{Si} = \frac{Al^{IV}}{8} \cdot 100\%; \quad \alpha_{V+3} = \frac{Al^{VI} + Ti + Fe^{+3}}{Mg + Fe^{+2} + Fe^{+3} + Al^{VI} + Ti + Mn} \cdot 100\%;$$

$$\alpha_{Ca} = \frac{Na + K}{Na + K + Ca} \cdot 100\%.$$

обусловлено наличием внутренних кислородных буферных систем (магнетит-гематитовых, например) в составе нижних частей стратиграфического разреза Печенги (см. гл. III). Величина  $P_{O_2}$  в процессе метаморфизма оказывается одним из наиболее важных факторов, влияющих на железистость и  $K_{Ox}$  амфиболов. Высокая величина  $P_{O_2}$  приводит к понижению железистости амфибола и возрастанию в нем содержания окисно-железистого компонента по схеме  $Am_{Fe} + O_2 \rightarrow Am_{Mg} + Mgt (Hem) + H_2O$ . При этом снижение железистости тем больше, чем больше  $P_{O_2}$ . Отклонения от этой закономерности, по-видимому, могут быть обусловлены определенной величиной  $\mu_{Mg}$ , которая способна препятствовать этой реакции (Кориковский, 1967).

Анализ фактического материала по сериям кальциевых амфиболов основных пород из различных типов метаморфизма в связи с петрогенетическими обобщениями по метаморфическим породам (Seki, 1969; Глебовицкий, 1973) приводит нас к выводу о том, что, по-видимому, в сериях андалузит-силлиманитового типа (низкий по давлению путь развития у Я. Секи, серии  $A_1$ ,  $A_2$  — у В.А. Глебовицкого) зональность является близкой к изобарической. Это предположение находится в полном соответствии с тем фактом, что в сериях низкого  $P_{общ}$   $Al^{IV}$  резко преобладает над  $Al^V$ , следовательно, температурную метаморфическую зональность определяет поведение  $Al^{IV}$  (Дук, 19766). В условиях пониженных давлений (фациальные серии  $A_1$ ,  $A_2$ ) поля устойчивости минералов зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций на диаграмме  $P$ - $T$  (Seki, 1969; Глебовицкий, 1973) сближены, т.е. на границе перехода этих фаций становится возможным сосуществование кальциевых амфиболов резко различной глиноземистости (существует разрыв составов, смесимости в ряду актинолит-роговая обманка).

В сериях повышенных давлений метаморфическая зональность, по-видимому, приближается к изотермической. Это согласуется с тем, что в таких сериях  $Al^V$  начинает играть существенную роль наряду с  $Al^{IV}$  и происходит в равной мере заполнение октаэдров и тетраэдров в структуре кальциевых амфиболов. С повышением давления расширяется поле устойчивости минералов эпидот-амфиболитовой фации, в результате чего становится возможным постепенный переход от зеленосланцевой фации через эпидот-амфиболитовую к амфиболитовой, т.е. возникает реальная возможность для возникновения непрерывных серий твердых растворов в ряду актинолит-роговая обманка (Дук, 19766).

Минералы группы эпидота широко распространены почти во всех метаморфических зонах обоих этапов метаморфизма, начиная от кварц-эпидот-пренит-хлоритовой зоны пренит-пумпеллиитовой фации (зона I—I),  $Al$ -актинолит-клиноцоизит-кварц-хлоритовой зоны зеленосланцевой фации (зона III—I) и кончая эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой фациями (зоны V—I, Y1—I).

Т а б л и ц а 7

$F_{\text{общ}}$  (в %) эпидотов основных метавулканиитов и их туфов в метаморфических зонах Печенги (по оптическим данным)

| Этапы метаморфизма  | Метаморфические зоны |                                 |                              |               |               |
|---------------------|----------------------|---------------------------------|------------------------------|---------------|---------------|
|                     | I, II                | III                             | IV                           | V             | VI            |
| I                   | 26 $\pm$ 2(4)        | 25 $\pm$ 2(6)                   | 25 $\pm$ 2(15)               |               |               |
| II                  | 17 $\pm$ 2(6)        | 17-18(7)                        | 14 $\pm$ 4(13)               | 14 $\pm$ 4(6) | 8(4)          |
| II (поздние стадии) |                      | 33 $\pm$ 4(3)<br>53 $\pm$ 3(4)* | 29 $\pm$ 2(13)<br>40-48(10)* | 30 $\pm$ 6(8) | 24 $\pm$ 3(3) |

П р и м е ч а н и е. В скобках - количество определений. Звездочкой обозначены эпидоты, аномальные по  $F_{\text{общ}}$ .

Для I этапа метаморфизма характерны эпидоты с 25-26%  $F_{\text{общ}}$ .<sup>2</sup> Эпидоты II этапа метаморфизма гораздо менее железистые (8-18%). Наиболее железистыми, кроме аномально железистых эпидотов, являются эпидоты заключительных стадий II этапа метаморфизма (табл. 7, 8). Закономерность снижения железистости эпидотов с ростом температуры, отмеченная С.П. Кориковским (1967) для эпидотов станового комплекса, на примере Печенги не подтверждается. При наличии пирротиновой, пирит-пирротиновой минерализации с графитом (низкое  $P_{O_2}$ ) железистость эпидотов понижается до 18-10%. Аномально железистые эпидоты (40-50%  $F_{\text{общ}}$ ) (табл. 7) характерны для толщ с аномально высоким  $P_{O_2}$  и высокой железистостью (вторая и первая вулканические толщи).

Равновесия в системе  $Al_2O_3-SiO_2-CaO$  исследовались многими экспериментаторами (Nitsch, Winkler, 1965; Strens, 1965; Holdaway, 1967, 1972), которые рассмотрели стабильность эпидота и цоизита в зависимости от температуры, давления и состава. Оказалось, что на стабильность эпидота и цоизита большее влияние оказывает отношение  $Fe^{+3}/Al$  в системе, а также  $P_{O_2}$  и присутствие альбита; кроме того, выяснилась большая термальная устойчивость эпидота по сравнению с клиноцоизитом и цоизитом. С возрастанием  $P_{O_2}$  эпидоты становятся устойчивыми при все больших температурах. Согласно представлениям М. Холдуэя (Holdaway, 1967, 1972), термальная устойчивость эпидота является функцией главным образом  $P_{O_2}$  и содержания железа в породе, а природный эпидот может становиться неустойчивым либо при увеличении

$$^2 F_{\text{общ}} \text{ эпидотов} = \frac{Fe^{+3}}{Fe^{+3} + Al} \cdot 100\%.$$

Т а б л и ц а 8

Химические анализы эпидотов печенгского метаморфического комплекса

| Окислы                                                                  | I-I   | III-1  | IV-1  | IV-II  | V-I-II | III-III | IV-III |
|-------------------------------------------------------------------------|-------|--------|-------|--------|--------|---------|--------|
|                                                                         | 410a  | 324    | 11    | 19     | 239ж   | 394з    | 352a   |
| SiO <sub>2</sub>                                                        | 39.76 | 36.80  | 38.72 | 40.72  | 38.22  | 36.80   | 39.06  |
| TiO <sub>2</sub>                                                        | 0.77  | 1.28   | 0.69  | 1.04   | 0.46   | 0.44    | 0.59   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                                          | 17.55 | 20.23  | 21.08 | 22.34  | 22.33  | 20.67   | 20.05  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                                          | 9.26  | 12.65  | 12.85 | 7.60   | 9.44   | 14.05   | 12.52  |
| FeO                                                                     | 4.82  | 3.87   | 1.36  | 3.07   | 3.25   | 2.43    | 2.50   |
| MnO                                                                     | 0.31  | 0.14   | 0.11  | 0.09   | 0.06   | 0.39    | 0.35   |
| MgO                                                                     | 3.30  | 0.49   | 0.40  | 2.50   | 0.80   | 0.76    | 1.02   |
| CaO                                                                     | 21.20 | 21.94  | 22.45 | 19.03  | 22.88  | 20.88   | 20.44  |
| Na <sub>2</sub> O                                                       | 0.12  | 0.03   | 0.05  | 0.99   | 0.08   | 0.14    | 0.07   |
| K <sub>2</sub> O                                                        | 0.02  | 0.18   | 0.03  | 0.07   | 0.04   | 0.22    | 0.13   |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>                                           | 2.62  | 2.40   | 2.05  | 2.60   | 0.25   | 2.72    | 3.18   |
| $\Sigma$                                                                | 99.63 | 100.01 | 99.79 | 100.04 | 99.31  | 99.50   | 99.91  |
| К р и с т а л л о х и м и ч е с к и е   ф о р м у л ы   (на 8 катионов) |       |        |       |        |        |         |        |
| Ca                                                                      | 1.80  | 1.90   | 1.93  | 1.62   | 1.94   | 1.82    | 1.78   |
| Fe <sup>+2</sup>                                                        | 0.32  | 0.26   | 0.09  | 0.21   | 0.21   | 0.16    | 0.17   |
| Na                                                                      | 0.02  | 0.02   |       | 0.15   | 0.01   | 0.02    | 0.01   |
|                                                                         | 2.14  | 2.18   | 2.02  | 1.98   | 2.16   | 2.00    | 1.96   |

|                                                                                                         |                                                           |                                                           |                    |                                                                                   |                                                           |                                                                                      |                                           |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|--------------------|-----------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------|
| Al                                                                                                      | 1.66                                                      | 1.93                                                      | 1.99               | 2.09                                                                              | 2.10                                                      | 1.98                                                                                 | 1.91                                      |
| Fe <sup>+3</sup>                                                                                        | 0.56                                                      | 0.77                                                      | 0.78               | 0.46                                                                              | 0.56                                                      | 0.86                                                                                 | 0.76                                      |
| Mg                                                                                                      | 0.40                                                      | 0.06                                                      | 0.04               | 0.29                                                                              | 0.09                                                      | 0.09                                                                                 | 0.12                                      |
| Mn                                                                                                      | 0.04                                                      | 0.01                                                      |                    |                                                                                   |                                                           | 0.03                                                                                 |                                           |
| Ti                                                                                                      | 0.08                                                      | 0.08                                                      |                    | 0.24                                                                              | 0.02                                                      | 0.02                                                                                 | 0.04                                      |
| Si                                                                                                      | 3.17                                                      | 2.98                                                      | 3.11               | 3.24                                                                              | 3.00                                                      | 3.00                                                                                 | 3.17                                      |
| O, OH                                                                                                   | (O <sub>11.52</sub> OH <sub>0.48</sub> ) <sub>12</sub> OH | (O <sub>10.18</sub> OH <sub>1.82</sub> ) <sub>12</sub> OH | O <sub>12</sub> OH | O <sub>12</sub> (O <sub>0.24</sub> OH <sub>0.76</sub> )<br>· 12% H <sub>2</sub> O | (O <sub>11.67</sub> OH <sub>0.37</sub> ) <sub>12</sub> OH | (O <sub>11.84</sub> OH <sub>0.16</sub> ) <sub>12</sub> OH<br>· 0.6% H <sub>2</sub> O | O <sub>12</sub> OH · 14% H <sub>2</sub> O |
| $F_{\text{общ}} = \frac{\text{Fe}^{+2}}{\text{Fe}^{+3} + \text{Al}}$                                    | 25.2                                                      | 28.5                                                      | 28.1               | 18.1                                                                              | 21.1                                                      | 30.2                                                                                 | 28.4                                      |
| $F_{\text{част}} = \frac{\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}}{\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} + \text{Al}}$ | 34.6                                                      | 34.7                                                      | 34.2               | 24.3                                                                              | 26.8                                                      | 34.0                                                                                 | 32.7                                      |
| $K_{\text{ок}}$                                                                                         | 0.64                                                      | 0.75                                                      | 0.89               | 0.68                                                                              | 0.73                                                      | 0.84                                                                                 | 0.82                                      |
| $K_{\text{ок породы}}$                                                                                  | 0.55                                                      | 0.74                                                      | 0.73               | 0.55                                                                              | 0.71                                                      | 0.72                                                                                 | 0.66                                      |

Примечание. 410а - эпидот из мелкозернистого туфа основного состава, в основной массе - вулканическое стекло, хлорит образует сегрегации, 2.5 км к югу от г. Заполярного; 324 - эпидот из Qu-Ep-Chl сланца (по метадиабазу), левый борт р. Луотийоки; 11 - эпидот из Qu-Bt-Ep-Stp сланца, восточный берег оз. Куэтсьярви; 19 - клиноцоизит из Act-Chl-Czo сланца (по габбро-диабазу), правый борт р. Колосйоки; 239ж - клиноцоизит из Nb-Czo-Pл сланца (по метадиабазу), северные отроги горы Кучин-тундры; 394з - эпидот из Act-Ep-Chl-Qu-Ab сланца, образует поздние прожилки, скопления, район оз. Арвандемполю; 325а - эпидот из Qu-Ep-Chl-Bt сланца, образует поздние прожилки, скопления, правый борт р. Б. Печенги. III-III, 1У-III - поздние стадии II этапа метаморфизма. Аналитик ИГТД АН СССР Е.Е. Зевелева.

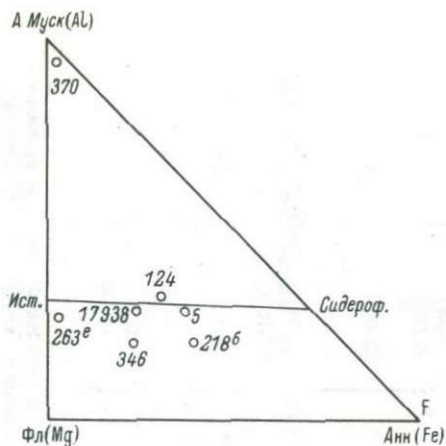


Рис. 17. Диаграмма  $AFM$  составов печенгских биотитов.

Обр. 17938, 346 – биотиты I этапа метаморфизма из пород, богатых  $\text{CaO}$ ; обр. 2186, 5 – биотиты II этапа из пород, богатых  $\text{CaO}$ ; обр. 263е – биотит из пород, бедных  $\text{CaO}$ ; обр. 124 – белая слюда метапелитов.

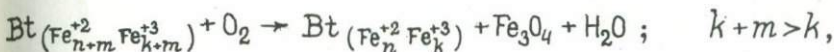
температуры (в породах печенгской метаморфической зональности такие высокие температуры не достигаются), либо при наличии восстановительных условий, что отчетливо устанавливается на примере состава эпидитов II этапа метаморфизма (табл. 7).

**Б и о т и т ы** метаморфических пород Печенги, как и другие породообразующие минералы, характеризуются большим разнообразием химического состава. Все проанализированные биотиты Печенги (табл. 9) содержат не более 30% флогопит-аннитовой составляющей. Биотит обр. 5 (табл. 9) представляет собой почти чистый истонит-сидерофиллит с отношением 1:1 истонита к сидерофиллиту (рис. 17). Биотит обр. 263е является почти чистым истонитом, содержащим около 15% флогопитовой составляющей. Два химических анализа зеленовато-бурого биотита из метавулканитов I этапа метаморфизма характеризуются при повышении степени метаморфизма уменьшением  $F_{\text{общ}}$  от 43.4% ( $K_{\text{оxx}} = 0.17$ ) до 37.5% ( $K_{\text{оxx}} = 0.2$ ). Для II этапа метаморфизма проанализированы бурые биотиты лишь из зон IY-II, Y-II, при этом они оказались более железистыми ( $F_{\text{общ}} = 52.8$  и 54.4%) и менее калиевыми ( $\text{K}_2\text{O}$  составляет 0.67–0.66 ф. ед.) по сравнению с биотитами I этапа метаморфизма.  $K_{\text{оxx}}$  биотитов, как и  $K_{\text{оxx}}$  амфиболов, зависит от  $K_{\text{оxx}}$  породы. Метаморфические биотиты обоих этапов метаморфизма первой вулканогенной толщи являются более окисленными ( $K_{\text{оxx}} = 0.2\text{--}0.21$ ), чем метаморфические биотиты обоих этапов третьей вулканогенной толщи

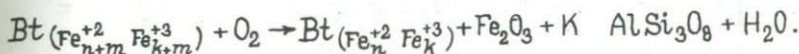
( $K_{O_2} = 0.16-0.17$ ). Величина  $P_{O_2}$  в процессе метаморфизма является одним из наиболее важных факторов, влияющих на железистость биотита. Высокая величина окислительного потенциала приводит к понижению железистости биотита по схеме



или, по А.А. Маракушеву (1968), при повышении  $\mu_{O_2}$  в биотите возрастает содержание окисно-железистого компонента



или



В соответствии с данными Г. Чиннера (Chinner, 1960), железистость биотита совершенно не зависит от железистости породы. Прямая их связь (Никитина, Хильтова, 1964) наблюдается лишь в условиях постоянного, выдержанного по всей толще пород окислительного потенциала, т.е. если система буферирована. В случае широкого его колебания от слоя к слою эта связь полностью нарушается.

В соответствии с выводами Х.П. Югстера (1961, 1963) железистые силикаты имеют определенный интервал  $P_{O_2}$ ; внутри которого они стабильны. Этот интервал меняется с изменением температуры. Экспериментальные данные Х.П. Югстера и Д.Р. Уонса (Eugster, Wones, 1962), изучавших зависимость состава биотита от  $P_{O_2}$  при  $T = 700^\circ C$  и  $P_{общ} = 2046$  бар, могут быть использованы для оценки  $P_{O_2}$  при образовании природных парагенезисов биотитов, сосуществующих с окислами железа. Так, парагенезисы I этапа метаморфизма с магнезиальным биотитом и магнетитом, по-видимому, отвечают  $P_{O_2}$  в интервале от  $10^{-10}$  до  $10^{-15}$  атм.

Пренит широко развит в самых низкотемпературных зонах печенгской метаморфической зональности (зоны I-I, II-I, I-II). Его исчезновение связано с формированием зон III-I и II-II. Пренит встречается как в метабазитах, так и в метаосадочных породах Печенги, где развивается, замещая основную массу породы или вкрапленники плагиоклаза, моноклиновых пироксенов. Характерны парагенезисы пренита с хлоритом, кварцем, эпидотом, реже - с пумпеллиитом (зона I-I), кварцем, эпидотом, актинолитом, хлоритом (зона II-I). Встречаются две генерации пренита: 1) ранний светло-зеленый с  $Ng = 1.645$ ,  $Np = 1.620$ , содержащий 5-6%  $Fe_2O_3$  (Трегер, 1958) или 2 вес.% ( $Fe_2O_3 + FeO$ ), и соответственно с железистостью,<sup>3</sup> равной 5% (Золотухин и др., 1965), характер-

$$3 \quad F_{общ} \text{ пренита} = \frac{(Fe^{+3} + Fe^{+2})}{Fe^{+3} + Fe^{+2} + Al} \cdot 100\%.$$

Т а б л и ц а 9

Химические анализы биотитов печенгского метаморфического комплекса

| Окислы                         | 1V-I<br>17 938 | V-I<br>346 | 1V-II<br>2186 | V-II<br>5 | V-III<br>263e |
|--------------------------------|----------------|------------|---------------|-----------|---------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 38.30          | 37.54      | 35.72         | 39.94     | 40.74         |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.61           | 1.68       | 2.05          | 1.80      | 0.92          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17.57          | 16.61      | 16.20         | 17.28     | 18.09         |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3.20           | 3.40       | 5.25          | 3.24      | 1.65          |
| FeO                            | 14.04          | 12.29      | 17.19         | 15.26     | 1.71          |
| MnO                            | 0.06           | 0.07       | 0.11          | 0.12      | 0.23          |
| MgO                            | 12.33          | 14.24      | 11.03         | 8.60      | 21.65         |
| CaO                            | -              | -          | 0.82          | 2.29      | -             |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.27           | 0.16       | 0.27          | 1.35      | 0.13          |
| K <sub>2</sub> O               | 9.14           | 9.64       | 6.94          | 6.65      | 7.57          |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 3.44           | 4.10       | 4.45          | 3.50      | 6.90          |
| F                              | -              | -          | -             | -         | 0.29          |
| Σ                              | 99.96          | 99.73      | 99.97         | 100.03    | 99.86         |

К р и с т а л л о х и м и ч е с к и е    ф о р м у л ы

|                  |                                                                      |      |                                                                      |      |                                                                      |      |                                                                     |      |                                                                           |      |
|------------------|----------------------------------------------------------------------|------|----------------------------------------------------------------------|------|----------------------------------------------------------------------|------|---------------------------------------------------------------------|------|---------------------------------------------------------------------------|------|
| K                | 0.88                                                                 | 0.92 | 0.93                                                                 | 0.95 | 0.67                                                                 | 0.83 | 0.66                                                                | 1.06 | 0.70                                                                      | 0.72 |
| Na               | 0.04                                                                 |      | 0.02                                                                 |      | 0.04                                                                 |      | 0.21                                                                |      | 0.02                                                                      |      |
| Ca               | -                                                                    |      | -                                                                    |      | 0.12                                                                 |      | 0.19                                                                |      |                                                                           |      |
| Mg               | 1.83                                                                 | 3.00 | 1.61                                                                 | 3.03 | 1.26                                                                 | 3.00 | 0.99                                                                | 2.98 | 2.31                                                                      | 3.00 |
| Fe <sup>+2</sup> | 0.88                                                                 |      | 0.78                                                                 |      | 1.10                                                                 |      | 0.99                                                                |      | 0.10                                                                      |      |
| Fe <sup>+3</sup> | 0.18                                                                 |      | 0.19                                                                 |      | 0.30                                                                 |      | 0.19                                                                |      | 0.09                                                                      |      |
| Ti               | 0.09                                                                 |      | 0.09                                                                 |      | 0.12                                                                 |      | 0.11                                                                |      | 0.05                                                                      |      |
| Al               | 0.46                                                                 |      | 0.36                                                                 |      | 0.21                                                                 |      | 0.70                                                                |      | 0.44                                                                      |      |
| Si               | 2.89                                                                 | 4.00 | 2.84                                                                 | 4.00 | 2.74                                                                 | 4.00 | 3.11                                                                | 4.00 | 2.91                                                                      | 4.00 |
| Al               | 1.11                                                                 |      | 1.12                                                                 |      | 1.26                                                                 |      | 0.89                                                                |      | 1.09                                                                      |      |
| O,OH             | O <sub>10</sub> (O <sub>0.61</sub> OH <sub>1.39</sub> ) <sub>2</sub> |      | O <sub>10</sub> (O <sub>0.46</sub> OH <sub>1.54</sub> ) <sub>2</sub> |      | O <sub>10</sub> (O <sub>0.30</sub> OH <sub>1.70</sub> ) <sub>2</sub> |      | O <sub>10</sub> (O <sub>1.43</sub> O <sub>0.57</sub> ) <sub>2</sub> |      | O <sub>10</sub> [O <sub>0.25</sub> (OH, F <sub>1.75</sub> )] <sub>2</sub> |      |
| F <sub>общ</sub> | 43.40                                                                |      | 37.50                                                                |      | 50.80                                                                |      | 54.40                                                               |      | 7.70                                                                      |      |
| K <sub>ox</sub>  | 0.17                                                                 |      | 0.20                                                                 |      | 0.21                                                                 |      | 0.16                                                                |      | 0.47                                                                      |      |

Примечание. 17 938 - зеленовато-бурый биотит из Act-Ab<sub>10</sub>-Ep-Bt сланца (по метадиабазу), к северу от пос. Заполярный, III вулканогенная толща; 346 - зеленовато-бурый биотит из Qu-Bt-Pl<sub>12</sub>-Ep-Ca сланца (по метадиабазу), правый борт р. Б. Печенги, I вулканогенная толща; 5 - коричневый биотит из Qu-Bt-Am-Pl<sub>20</sub>-Ca-Chl-Ep порфи-робластического сланца, гора Кучин-тундра, III - вулканогенная толща; 2186 - коричневый биотит из Qu-Am-Bt-Ab<sub>5</sub>-Ca сланца (по метадиабазу), к юго-западу от оз. Куэтсыярви, I вулканогенная толща; 263е - бледно-желтый биотит из Qu-Pl<sub>20</sub>-Bt - графит ( $\pm$  Hem, Mgt) сланца, северные отроги горы Кучин-тундра, IY осадочная толща. Химик-аналитик ИГГД АН СССР Е.Е. Зевелева.

ризующий I этап метаморфизма; 2) более поздний бесцветный с  $Ng = 1.633$ ,  $Np = 1.625$  (безжелезистый пренит с составом, близким к теоретическому), характерный, по-видимому, для II этапа метаморфизма.

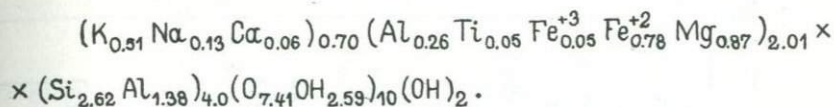
**П у м п е л л и т** по сравнению с пренитом распространен меньше. В парагенезисе с хлоритом, кварцем, реже с пренитом пумпеллит встречается в зоне I-I и в ассоциации с кварцем, хлоритом, актинолитом в зоне II-II. Слагает мелкие короткопризматические, игольчатые агрегаты зерен, кристаллов с сильным плеохроизмом от изумрудно-зеленого цвета по  $Ng$  до светло-зеленого по  $Np$ . Двупреломление низкое. Характерны аномальные желтовато-зеленовато-голубовато-бурые интерференционные окраски.  $Ng = 1.708-1.710$ ,  $Np = 1.695-1.698$ ,  $Ng-Np = 0.013-0.012$ . Зеленый пумпеллит, судя по оптическим данным, имеет  $0.8-0.9$  ф. ед. ( $Fe^{+3} + Fe^{+2}$ ) (Дир и др., 1965). Бледно-зеленый пумпеллит II этапа метаморфизма (зона II-II) в ассоциации с актинолитом характеризуется  $Ng = 1.690$ ,  $Np = 1.674$ ,  $Ng-Np = 0.016$ , что отвечает содержанию  $0.4$  ф. ед. ( $Fe^{+3} + Fe^{+2}$ ), т.е. является менее железистым по сравнению с зеленым пумпеллитом I этапа метаморфизма.

**С т и л ь п н о м е л а н ы** на Печенге в основном кристаллизуются в позднюю стадию II этапа метаморфизма, на что однозначно указывает приуроченность их к самым поздним жилкам, зонам рассланцевания с кварцем, кальцитом, окисленным хлоритом, сильножелезистым эпидотом, магнетитом и гематитом. Кристаллизация стильномелана происходит, как правило, после главных фаз складчатости и метаморфизма (посттектонический период). Можно предполагать, что в сильножелезистых магнетит-гематитсодержащих прослоях второй и третьей туфогенно-осадочных толщ Печенги ферростильномелан появляется и на I этапе метаморфизма (первым после хлорита), но в таком случае отличить его от более позднего биотита и стильномелана пока не представляется возможным. Стильномеланы в породах печенгского комплекса образуют радиальнолучистые, сноповидные агрегаты зерен, кристаллы, плеохроирующие в оливково-зеленых, густо-красновато-коричневых тонах разных оттенков в зависимости от содержания закисного или окисного железа (стильномеланы и ферростильномеланы, по У.А. Диру и др., 1966). Для печенгских стильномеланов характерны  $Ng = 1.677-1.712$ ,  $Np = 1.590-1.610$ ,  $Ng-Np = 0.087-0.102$ . Наиболее часто встречаются стильномеланы с  $55-70\%$

$$\frac{(Fe^{+3} + Al) \cdot 100}{Fe^{+2} + Mn + Mg + Fe^{+3} + Al}$$
. Имеется один химический анализ стильномелана из туфогенно-осадочных пород Печенги (Нерадовский и др., 1975) с  $53\%$  ферростильномелана. Исключительно редко встречаются ферростильномеланы с  $Ng = 1.600$ , что отвечает содержанию  $25\%$

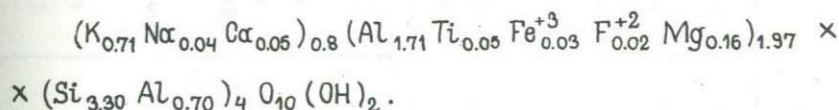
$$\frac{(Fe^{+3} + Al) \cdot 100}{Fe^{+2} + Mn + Mg + Fe^{+3} + Al}.$$

Белые слюды (фенгит и мусковит) встречаются исключительно в метаосадочных породах в ассоциации с хлоритом, биотитом, карбонатом, кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом. Бледно-зеленый мелкочешуйчатый фенгит ( $Nm = 1,622$ ) из продуктивной толщи Печенги (зона III-I) имеет следующую кристаллохимическую формулу (обр. 124):



$F_{общ} = 50\%$ ,  $K_{ox} = 0.05$ ,  $\sim 20\%$  парагонита ( $\frac{Na}{K + Na} \cdot 100\%$ ), парагенезис  $Qu - Ab - Chl - Ca - Fng - Kfs$ , р. Шуонийоки.

Почти бесцветный крупночешуйчатый мусковит ( $Nm = 1,600$ ) из той же продуктивной толщи (зона V-II) имеет кристаллохимическую формулу (обр. 370):



$F_{общ} = 26\%$ ,  $K_{ox} = 0.53$ ,  $\sim 6\%$  парагонита, парагенезис  $Qu - Chl - Mu - Ca - Pl$ , р. Валасйоки.

Сerpентины присутствуют главным образом в гипербазитах, где они развиваются по оливину и в меньшей степени — по моноклинному пироксену, нередко замещаая совместно с тремолитом и хлоритом породу почти полностью. Минерал оптически отрицательный с  $2V = -30-35^\circ$ ,  $Ng = 1.570-1.580$ ,  $Np = 1.560-1.570$ ,  $Ng - Np = 0.010$ .

Сerpентиновые минералы в соответствии с их химическим составом можно разделить на две главные группы, которые могут быть названы закисной и окисной. Первая группа представлена антигоритом, вторая — разностями хризотила и лизардита. Степень окисления железа в первой группе низкая, не выше 40%. Антигориты обычно бедны железом. Степень окисления железа во второй группе высокая, иногда до 100%. Последовательная смена в процессе метаморфизма ультрабазитов хризотила антигоритом и далее лизардитом (Горбунов, 1968; Вишневская, 1974) свидетельствует о последовательной смене  $P_{O_2}$  — высоком в I этапе и поздней стадии II этапа метаморфизма и сравнительно низком в ранней стадии II этапа.

Хлориты являются наиболее распространенными метаморфическими минералами пород печенгского комплекса. Отдельные разновидности их несколько отличаются оптическими свойствами и особенностями химического состава, что отражено в табл. 10. Хлориты I этапа метаморфизма глиноземистые ( $Al = 2,1$  ф. ед.), имеют  $Nm = 1.620-1.626$ ;  $F_{общ}$ , судя по данным химических

Таблица 10

Химические анализы хлоритов печенгского метаморфического комплекса

| Окислы                                                 | III-I  |       | IY-I  | III-II | IY-II | Y-II  | III-III |
|--------------------------------------------------------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|---------|
|                                                        | 129    | 334a  | 305   | 305a   | 13    | 6     | 3226    |
| SiO <sub>2</sub>                                       | 28.80  | 28.64 | 33.1  | 32.32  | 29.80 | 30.93 | 36.86   |
| TiO <sub>2</sub>                                       | 0.58   | 0.25  | 1.03  | 0.79   | 3.06  | 1.02  | 1.12    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                         | 18.53  | 17.10 | 18.7  | 19.23  | 18.59 | 22.00 | 17.30   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                         | 3.57   | 0.76  | 1.32  | 1.55   | 3.10  | 3.08  | 6.22    |
| FeO                                                    | 22.31  | 21.95 | 14.66 | 22.36  | 22.72 | 20.16 | 11.68   |
| MnO                                                    | 0.25   | 0.26  | 0.17  | 0.25   | 0.28  | 0.11  | 0.26    |
| MgO                                                    | 16.02  | 18.73 | 16.80 | 11.48  | 8.81  | 9.24  | 15.51   |
| CaO                                                    | 0.18   | 0.68  | 2.43  | 1.36   | 3.29  | 1.36  | 0.22    |
| Na <sub>2</sub> O                                      | 0.35   | 0.02  | 2.10  | 0.74   | 1.14  | 0.57  | 0.44    |
| K <sub>2</sub> O                                       | 0.42   | 0.01  | 0.21  | 0.06   | 0.11  | 0.13  | 1.18    |
| H <sub>2</sub> O                                       | 9.01   | 11.15 | 7.90  | 9.20   | 8.90  | 11.52 | 9.40    |
| Σ                                                      | 100.02 | 99.53 | 99.51 | 99.34  | 99.80 | 99.42 | 100.19  |
| К р и с т а л л о х и м и ч е с к и е    ф о р м у л ы |        |       |       |        |       |       |         |
| Ca                                                     | 0.02   | 0.08  | 0.26  | 0.15   | 0.38  | 0.16  | 0.02    |
| Mg                                                     | 2.42   | 2.87  | 2.48  | 1.80   | 1.39  | 1.40  | 2.34    |

|                  |                                   |                                       |                                                                      |                                                                      |                                                                      |                                   |                                                                      |
|------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|----------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------------------------------------------|
| Mn               | 0.02                              | -                                     | 0.01                                                                 | 0.02                                                                 | 0.02                                                                 | 0.01                              | 0.02                                                                 |
| Fe <sup>+2</sup> | 1.90                              | 1.86                                  | 1.20                                                                 | 0.12                                                                 | 2.02                                                                 | 1.80                              | 0.99                                                                 |
| Fe <sup>+3</sup> | 0.28                              | 0.06                                  | 0.09                                                                 | 1.96                                                                 | 0.24                                                                 | 0.28                              | 0.48                                                                 |
| Na + K           | 0.12                              | -                                     | 0.42                                                                 | 0.15                                                                 | 0.24                                                                 | 0.14                              | 0.23                                                                 |
| Al               | 1.18                              | 1.08                                  | 1.38                                                                 | 1.73                                                                 | 1.45                                                                 | 2.09                              | 1.82                                                                 |
| Si               | 2.97                              | 3.00                                  | 3.20                                                                 | 3.36                                                                 | 3.13                                                                 | 3.32                              | 3.74                                                                 |
| Al               | 1.03                              | 1.00                                  | 0.80                                                                 | 0.64                                                                 | 0.87                                                                 | 0.68                              | 0.26                                                                 |
| O, OH            | O <sub>10</sub> (OH) <sub>8</sub> | O <sub>10.5</sub> (OH) <sub>7.5</sub> | O <sub>10</sub> (O <sub>0.25</sub> OH <sub>7.75</sub> ) <sub>8</sub> | O <sub>10</sub> (O <sub>1.16</sub> OH <sub>6.84</sub> ) <sub>8</sub> | O <sub>10</sub> (O <sub>1.06</sub> OH <sub>6.94</sub> ) <sub>8</sub> | O <sub>10</sub> (OH) <sub>8</sub> | O <sub>10</sub> (O <sub>1.97</sub> OH <sub>6.03</sub> ) <sub>8</sub> |
| F <sub>общ</sub> | 47.30                             | 40.10                                 | 34.30                                                                | 53.60                                                                | 61.90                                                                | 60.50                             | 38.50                                                                |
| K <sub>ок</sub>  | 0.13                              | 0.03                                  | 0.13                                                                 | 0.06                                                                 | 0.10                                                                 | 0.12                              | 0.3                                                                  |
| Nm               | 1.626                             | -                                     | 1.621                                                                | 1.630                                                                | 1.642                                                                | 1.636                             | 1.625                                                                |

Примечание. 129 - хлорит из метадиабазы. Хлорит, актинолит развиваются по моноклинному пироксену (+Ab), р. Шуонийоки; 334а - хлорит из метагаббро (Act-Chl-Cx-Al), р. Луотийоки; 305 - хлорит из Qu-Ab-Chl-Act сланца (по метадиабазу), район г. Заполярного; 105а - хлорит из Qu-Ab-Chl-Do-Czo сланца (зона рассланцевания по метагаббро), р. Шуонийоки; 13 - хлорит из Qu-Ab-Chl сланца (зона рассланцевания по метадиабазу), к востоку от оз. Куэтсьярви; 6 - хлорит из порфиробластического сланца (Hb-Bt-Czo-Qu-Chl-Cx-Pl<sub>20</sub>), гора Кучин-тундра; 3226 - хлорит из Qu-Ab-Chl сланца (+Hem), самые поздние зоны рассланцевания, левый борт р. Луотийоки. Химик-аналитик ИГТД АН СССР В.Д. Бугрова.

анализов, варьирует от 34 до 47% (<50%) – группа неокисленных хлоритов (Heu, 1954). Хлориты II этапа более глиноземистые ( $Al = 2.3-2.4$  ф. ед.), имеют более высокий  $Nm$  в интервале от 1.630 до 1.642;  $F_{общ}$ , судя по данным оптических и химических анализов, изменяется от 53 до 62% (>50%),  $K_{ox} = 0.06-0.12$  (группа неокисленных хлоритов). Особый интерес представляют самые поздние хлориты заключительной стадии II этапа метаморфизма (табл. 10, обр. 3226). Это магнезиальный хлорит ( $F_{общ} = 38.5\%$ ) с несколько пониженной глиноземистостью ( $Al = 2$  ф. ед.) и высоким  $K_{ox} = 0.3$  ( $Nm = 1.625$ ). По классификации М. Хей (Heu, 1954), этот хлорит, содержащий 6 вес. %  $Fe_2O_3$ , относится к окисленной группе ( $Fe_2O_3 > 4$  вес. %). Особый интерес представляет то обстоятельство, что хлориты этой группы встречаются в парагенезисе с гематитом – самым поздним рудным минералом, а также со стильпномеланом, иногда замещая последний, что, вероятно, связано с высоким  $P_{O_2}$  на заключительной стадии II этапа метаморфизма. По классификации М. Хей (Heu, 1954), внутри неокисленной группы, в которую попадают все данные хлориты, за исключением обр. 3226, их составы отвечают преимущественно диабантитам-брунсвигитам (железо-магнезиальные разновидности). Аналогично, по классификации М. Фостера (Foster, 1962), основанной на двух типах ионного замещения ( $Fe^{+2} \rightarrow Mg, 2Al \rightarrow Si, Mg$ ), они принадлежат ко второй группе – рипидолит-брунсвигит-диабантитам с преобладанием последнего члена ряда. Анализ окислительно-восстановительного режима метаморфизма на Печенге позволил выявить влияние  $P_{O_2}$  на железистость хлоритов, подобное влиянию этого параметра на железистость биотита. Высокая величина  $P_{O_2}$  приводит к понижению железистости хлорита согласно схеме  $Chl_{Fe}^{+2} + O_2 \rightarrow Chl_{Mg} + Mgt (Hem) + Ort (Mu)$ , при этом в хлорите должно возрастать содержание окисно-железистого компонента  $Chl(Fe_{n+m}^{+2} Fe_{k+m}^{+3}) + O_2 \rightarrow Chl(Fe_n^{+2} Fe_k^{+3}) + Fe_3O_4 + H_2O$ , или  $Chl(Fe_{n+m}^{+2} Fe_{k+m}^{+3}) + O_2 \rightarrow Chl(Fe_n^{+2} Fe_k^{+3}) + Fe_2O_3 + KAlSi_3O_8 + H_2O$ .

Более железистый хлорит II этапа метаморфизма образуется, по-видимому, за счет магнезиального хлорита I этапа в результате реакции его с магнетитом, калиевым полевым шпатом и водой. Прямая связь железистости хлорита с железистостью исходной породы отсутствует.

Среди карбонатов в метаморфических породах Печенги выделяются следующие группы: 1) чистые кальциты ( $No = 1.658$ ), 2) железо- или магнезийсодержащие кальциты ( $No = 1.660-1.675$ );<sup>4</sup> 3) чистые доломиты ( $No = 1.681$ ); 4) железосодержащие доломиты – анкериты ( $No = 1.690$ ).

<sup>4</sup> Примесь  $MnO$  в кальците также увеличивает его показатель преломления. Например, 3–5% примеси  $MnO$  увеличивают показатель преломления на 0.002–0.007.

Равновесные парагенезисы с карбонатами для I этапа метаморфизма не характерны, однако кальцит встречается в породах прениит-пумпеллиитовой фации и актинолит-эпидотовой зоны зелено-сланцевой фации (зоны II-I, III-I), преимущественно заполняя пустоты в метамандельштейнах совместно с кварцем, хлоритом, а также развиваясь в раннем соссюрите (хлорит, кальцит, эпидот) по основному плагиоклазу. В зоне III-I наблюдалась ассоциация кальцита с магнезиальным малоглиноземистым ( $Al_2O_3 - 1.5-2$  вес. %) амфиболом тремолит-актинолитового ряда, железистым эпидотом ( $25-28\% F_{общ}$ ), альбитом, хлоритом. Точно определить время появления первого доломита в силикатных породах пока не представляется возможным. Есть некоторые основания полагать, что оно связано с зоной III-II. Карбонатные породы (доломиты) слагают целые горизонты в составе нижней осадочной части разреза второй вулканогенно-осадочной толщи, присутствуют и в третьей туфогенно-осадочной толще.

Для осуществления реакции доломитизации  $CaCO_3 + Mg^{++} + CO_2 + \frac{1}{2}O_2 = CaMg(CO_3)_2$  даже при достаточно высокой концентрации Mg в растворе необходимо повышение  $P_{CO_2}$  и  $P_{O_2}$ . Повышение концентрации Mg в растворе может достигаться в связи с высвобождением части Mg при обогащении чермакитовой (и глаукофановой) составляющей малоглиноземистых ранних амфиболов в соответствии со схемой изоморфизма  $Mg, Fe^{+2} \rightarrow Al, Fe^{+3}; (Mg, Fe) + Si^{IV} \rightarrow Al^{IV}$  или за счет раннего магнезиального хлорита. На наш взгляд, не исключена возможность действия реакции доломитизации в качестве минералогического буфера (кальцит-доломит), контролирующего летучесть кислорода во флюиде. Термодинамические расчеты (Маракушев, 1973) показывают устойчивость доломита при более высоком  $\mu_{O_2}(P_{O_2})$  по сравнению с кальцитом, что, казалось бы, должно противоречить устойчивости доломита во II этап метаморфизма. Однако изначально высокое  $P_{O_2}$  в породах второй и третьей туфогенно-осадочных, первой и второй вулканогенных толщ Печенги благоприятствовало тому, что в них предпочтительнее образовывался доломит, а не кальцит. Таким образом, вероятно, во II этапе метаморфизма существовали физико-химические условия, благоприятные для кристаллизации доломита (повышенная концентрация Mg в растворах, высокое  $P_{CO_2}$  и изначально высокое  $P_{O_2}$  в определенных толщах печенгского разреза).

На заключительной стадии II этапа метаморфизма при снижении температуры  $P_{CO_2}$ , несмотря на повышение  $P_{O_2}$ , становится возможной обратная реакция - дедоломитизации с образованием кальцита. Действительно, самый поздний кальцит развивается по трещинкам, прожилкам в парагенезисе с сильножелезистым эпидотом, окисленным хлоритом, кварцем, альбитом, гематитом. В ряде случаев парагенезис  $Ca-Do$  выглядит как равновесный, что обсуждается в гл. II.

Анализ окисно-сульфидных форм железа в пределах исследованной метаморфической зональности

Печенги, проведенный на основании изучения тяжелой фракции шлихов (минералогическое изучение около 100 образцов, аналитик ИГД АН СССР М. В. Терентьева), позволил выявить определенные эмпирические закономерности. От центра Печенгской структуры к периферии в метабазитах происходит постепенная смена пирротин-пиритовых, пирротин-магнетитовых ассоциаций пирит-пирротин-магнетитовыми, пирит-магнетитовыми, а магнетитовых — гематитовыми. Гематит в метабазитах является, безусловно, самым поздним рудным минералом, развивающимся по магнетиту (мартит). Он характерен в основном для магнетитовых альбитофиров (муджиеритов), магнетитовых диабазов второй вулканогенной толщи. Специфические особенности состава этой толщи ( $F_{\text{общ}} = 50-91\%$ ,  $K_{\text{ox}} \approx 0.6$ ,  $N\alpha_2O = 3.3$  вес. %,  $K_2O = 0.7$  вес. %) обусловили появление в ней при высоком  $P_{O_2}$  на поздних стадиях II этапа метаморфизма гематита в ассоциации с сильножелезистым эпидотом, окисленным хлоритом, кварцем, альбитом и кальцитом. Магнетитовые альбитофиры и диабазы второй вулканогенной толщи в ходе процессов метаморфизма сохраняли свою некоторую автономность в отношении высокого  $P_{O_2}$ , благодаря чему они играли роль своеобразного барьера, препятствующего широкому развитию здесь сульфидов. Такую же роль, по-видимому, выполняли кварц-полевошпатовые метапсаммиты с кварц-гематит-серицитовым цементом (вторая осадочная толща) и гематит-магнетитовые аркозовые метапсаммиты (третья осадочная толща).

Изменение окислительно-восстановительного режима в ходе метаморфической эволюции (гл. II, III) находит свое отражение в смене сульфидных форм железа окисными в I этап метаморфизма и заключительные стадии II этапа, а окисных — сульфидными во II этап.

Последовательность минералообразования, характеризующая рудный процесс (Дук, Терентьева, 1977), отчетливо коррелируется с намеченными изменениями  $P_{O_2}$  в ходе метаморфической эволюции вмещающих пород.

## Эволюция химического состава минералов

Окислительно-восстановительный режим метаморфизма оказывает существенное влияние на химизм минералов, особенно на отношение  $Fe^{+2}/Fe^{+3}$ , их железистость, способствует появлению или исчезновению тех или иных минералов. Учитывая это, тем не менее в ряде случаев удастся выявить и другие закономерности эволюции химического состава минералов, связанные исключительно с изменением  $P-T$  условий метаморфизма.

1. В кальциевых амфиболах при повышении  $T$  постепенно увеличивается содержание  $Al_2O_3$  ( $Al^{IV}$  и  $Al^{VI}$ ),  $N\alpha_2O + K_2O$ , причем кальциевые ам-

фиболы II этапа метаморфизма в эквивалентных<sup>5</sup> метаморфических зонах отличаются повышенной глиноземистостью по сравнению с кальциевыми амфиболами I этапа.

2. Не происходит существенного изменения  $F_{\text{общ}}$  минералов группы эпидота, при этом более железистые эпидоты характерны для зональности I этапа и поздних стадий II этапа метаморфизма, а менее железистые (клиноцоизиты и цоизиты) — для ранних (основных) стадий II этапа метаморфизма.

3. Увеличивается магнезиальность биотитов (железистость падает), причем биотиты II этапа метаморфизма являются более железистыми и менее калиевыми по сравнению с биотитами I этапа.

4. Хлориты II этапа метаморфизма более железистые и более глиноземистые по сравнению с хлоритами I этапа.

5. Происходит постепенное увеличение основности плагиоклаза от альбита до олигоклаз-андезина, а в эквивалентных метаморфических зонах II этапа метаморфизма плагиоклаз, как правило, ближе на несколько номеров по сравнению с плагиоклазом I этапа метаморфизма, что указывает на более низкотемпературные условия его кристаллизации.

6. В метаосадочных породах имеет место смена фенгита мусковитом.

Влияние состава пород на химический состав минералов заключается в следующем.

1. Изменяются  $K_{\text{ох}}$ ,  $F_{\text{общ}}$  амфиболов в обоих этапах метаморфизма, причем создается видимость возрастания  $K_{\text{ох}}$  амфиболов с повышением степени метаморфизма, хотя очевидно, что  $K_{\text{ох}}$ ,  $F_{\text{общ}}$  амфиболов растет с увеличением  $K_{\text{ох}}$ ,  $F_{\text{общ}}$  исходной породы (первая и вторая вулканогенные толщи).

2. Увеличиваются  $K_{\text{ох}}$ ,  $F_{\text{общ}}$  эпидотов, что связано не с увеличением температуры, как и для амфиболов, а с составом породы ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ ) и изменением  $P_{\text{O}_2}$ .

3. Появляются изограды самого первого биотита ( $\text{Bt}_1$ ), что обусловлено исключительно высокими  $F_{\text{общ}}$  и  $K_{\text{ох}}$  третьей и второй осадочных толщ Печенги; при этом наиболее ранний биотит в метабазитах третьей вулканогенной толщи (вблизи третьей осадочной) является магнезиальным. Можно лишь предполагать, что самые ранние биотиты были максимально железистыми, т.е. отражали состав породы, но в условиях повышения  $P_{\text{O}_2}$  в I этап метаморфизма они оказались неустойчивыми.

4. Сменяются окисно-сульфидные парагенезисы во вмещающих метаморфических породах сульфидно-окисными; при этом создается видимость возрастания  $P_{\text{O}_2}$  при усилении степени метаморфизма от центра структуры к периферии, которое в действительности обусловлено более высоким  $P_{\text{O}_2}$  в самих исходных породах нижних страти-

<sup>5</sup> Эквивалентные зоны по номерам (например, II-I, II-II и т.п.).

Т а б л и ц а 11

Показатели преломления и  $F_{\text{общ}}$  сосуществующих кальциевых амфиболов и биотитов

| Номер<br>образца         | Фация зеленых сланцев        |                  |        |                  |
|--------------------------|------------------------------|------------------|--------|------------------|
|                          | актинолит                    |                  | биотит |                  |
|                          | $Ng$                         | $F_{\text{общ}}$ | $Nm$   | $F_{\text{общ}}$ |
| I этап (Bt зелено-бурый) |                              |                  |        |                  |
| 360                      | 1.657                        | 34               | 1.625  | 38               |
| 393/12                   | 1.655                        | 32               | 1.634  | 45               |
| 313a                     | 1.665                        | 41               | 1.633  | 44               |
| 322a                     | 1.668                        | 43               | 1.631  | 42               |
| 185                      | 1.654                        | 30               | 1.610  | 28               |
| 141д                     | 1.666                        | 42               | 1.646  | 53               |
| 1-Я                      | 1.678                        | 52               | 1.646  | 53               |
| 372a                     | 1.660                        | 37               | 1.627  | 40               |
| 305a                     | 1.656                        | 33               | 1.633  | 45               |
| 139в                     | 1.654                        | 30               | 1.635  | 46               |
| II этап (Bt бурый)       |                              |                  |        |                  |
| 1696                     | 1.674                        | 48               | 1.650  | 56               |
| 314                      | 1.694                        | 65               | 1.660  | 63               |
| 329                      | 1.665                        | 41               | 1.640  | 50               |
| 306                      | 1.698                        | 68               | 1.653  | 58               |
| 393/15                   | 1.680                        | 53               | 1.653  | 58               |
| 357                      | 1.695                        | 66               | 1.642  | 51               |
| 328                      | 1.662                        | 38               | 1.645  | 53               |
| 315                      | 1.679                        | 52               | 1.650  | 57               |
| 141в                     | 1.660                        | 37               | 1.655  | 60               |
| 10-Я                     | 1.661                        | 38               | 1.651  | 57               |
| Номер<br>образца         | Фация эпидотовых амфиболитов |                  |        |                  |
|                          | актинолит                    |                  | биотит |                  |
|                          | $Ng$                         | $F_{\text{общ}}$ | $Nm$   | $F_{\text{общ}}$ |
| 135                      | 1.680                        | 53               | 1.640  | 50               |
| 137a                     | 1.685                        | 57               | 1.660  | 63               |
| 1376                     | 1.692                        | 64               | 1.655  | 60               |
| 406                      | 1.665                        | 41               | 1.648  | 55               |

Т а б л и ц а 11 (продолжение)

|      |       |    |       |    |
|------|-------|----|-------|----|
| 2186 | 1.676 | 47 | 1.653 | 53 |
| 135  | 1.660 | 37 | 1.645 | 53 |
| 135a | 1.665 | 41 | 1.657 | 62 |
| 137a | 1.694 | 65 | 1.684 | 78 |
| 1376 | 1.690 | 62 | 1.670 | 65 |
| 1356 | 1.657 | 34 | 1.632 | 43 |
| 305a | 1.675 | 49 | 1.640 | 50 |

## По буровым скважинам

|       |    |       |    |
|-------|----|-------|----|
| 1.663 | 39 | 1.650 | 56 |
| 1.656 | 33 | 1.661 | 64 |
| 1.665 | 41 | 1.660 | 62 |
| 1.654 | 31 | 1.624 | 37 |
| 1.692 | 64 | 1.645 | 53 |
| 1.675 | 49 | 1.642 | 51 |
| 1.670 | 45 | 1.635 | 46 |
| 1.690 | 62 | 1.646 | 53 |
| 1.686 | 59 | 1.645 | 53 |

графических разрезов, сохранившееся, по-видимому, еще с периода седиментации и вулканизма (орогенные формации).

5. Изначально высокое  $P_{O_2}$  в породах второй и третьей осадочной, первой и второй вулканогенных толщ способствует при наличии высокого  $CO_2$  во флюиде во II этап метаморфизма кристаллизации именно доломита, а не кальцита.

### Биминеральные равновесия как показатели условий метаморфизма

При парагенетическом анализе исключительно важную роль играет изучение соотношений состава минералов в природных ассоциациях. Наиболее распространенной формой обобщения составов минералов являются разного рода корреляционные диаграммы сопряженного изменения железистости и т.д., составленные по результатам химических анализов минералов. Для низкотемпературных парагенезисов вследствие отсутствия или малого количества химических анализов сосуществующих пар минералов определенный интерес представляют и результаты оптического изучения.

Были исследованы три минеральные пары: актинолит-биотит, хлорит-биотит и актинолит-хлорит.

**Актинолит-биотит.** Наиболее высокотемпературный парагенезис биотит-роговая обманка был проанализирован Г. Деворе (Devore, 1957), Р. Кретцем (Kreitz, 1959), А.А. Маракушевым (1965), С.П. Кориловским (1968), Г.Г. Лепезиным (1972) и др. В соот-

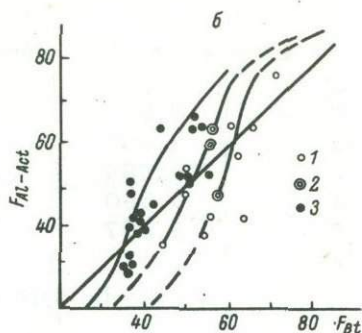
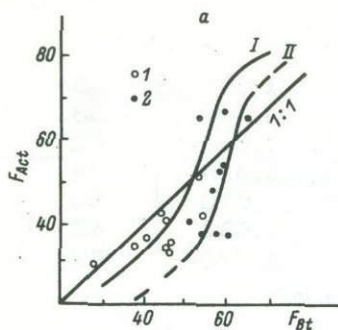
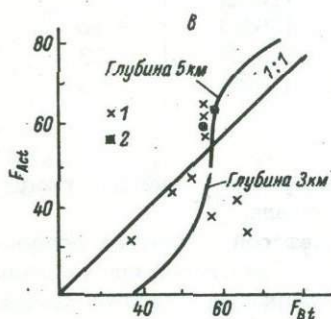


Рис. 18. Графики корреляции  $F_{\text{Общ}}$  актинолита и биотита.



а - биотитовая зона зеленосланцевой фации I (1) и II (2) этапов метаморфизма (табл. 11); б - зона эпидот-амфиболитовой фации (1 - по данным оптических определений, 2 - по данным химических анализов, табл. 6), 3 - по данным Г.Г. Лепезина (1972); в - характер изменения железистости с глубиной по данным буровых скважин (1 - оптические определения, табл. 11, 2 - химические анализы, обр. 5, 6, табл. 6, 9).

ветствии с данными этих исследователей распределение железистости в этой паре является неидеальным, так как при  $F_{\text{Общ}} > 40\%$  наблюдается соотношение  $F_{\text{Нб}} > F_{\text{Бт}}$ , а при  $F_{\text{Общ}} < 40\%$  выявляются обратные соотношения, что свидетельствует о наличии экстремума в точке железистости около 40% (Кориковский, 1968). Петрологическое значение этого экстремума не вполне ясно, и, как предполагает С.П. Кориковский, на это равновесие кроме температуры большое влияние оказывают подвижность и активность щелочей и кислорода.

Выше даются результаты 40 оптических определений (табл. 11) а ниже три химических анализа актинолит-биотитовых пар.

|           | $F_{\text{Am}}$ | $F_{\text{Бт}}$ |
|-----------|-----------------|-----------------|
| Обр. 2186 | 47.3            | 52.8            |
| 5         | 63.5            | 54.4            |
| 6         | 60.4            | 55.6            |

6  $F_{\text{Бт}}$  обр. 6 определена по оптическим данным.

По этим данным для разных температурных условий (биотитовая зона зеленосланцевой фации, фация эпидотовых амфиболитов), разных давлений составлены корреляционные диаграммы сопряженного изменения железистости (рис. 18, а, б). Кроме того, аналогичная диаграмма построена для разных частей стратиграфического разреза печенгского комплекса (рис. 18, в), охарактеризован интервал глубины от 3 до 5 км. На всех диаграммах выявляется отчетливое неидеальное распределение и по сравнению с известными по литературе данными (Кориковский, 1968; Лепезин, 1972) фиксируется смещение экстремальной точки к  $F_{0\text{бщ}} = 50-60\%$ . Экстремальные соотношения железистости ( $F_{0\text{бщ}} = 55-60\%$ ) в паре амфибол-биотит выявляются и по данным химических анализов (с. 52).

Особый интерес представляет диаграмма (рис. 18, б), на которой изобары для неидеального распределения железистости в паре амфибол-биотит для условий эпидот-амфиболовой фации отчетливо смещаются вправо от аналогичных изобар по данным Г.Г. Лепезина (1972) для пород эпидот-амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа. Можно предполагать, что такое смещение изобар и экстремальных точек обусловлено изменением давления (более высокого для пород печенгского комплекса).

Из анализа диаграмм (рис. 18, а, б, в) также следует, что особенности состава минералов (изменение содержания  $Al_2O_3$  в кальциевых амфиболах и характер этого изменения) не оказывают существенного влияния на распределение железа в паре актинолит-биотит. Влияние  $P_{O_2}$  на распределение железистости в паре актинолит-биотит сводится к тому, что с повышением  $P_{O_2}$  пределы возможного возрастания железистости этих минералов должны снижаться вследствие выделения железа в магнетите, т.е. при более высоких  $P_{O_2}$  будут сосуществовать все более магнезиальные и окисленные амфиболы и биотиты, при этом и экстремальная точка сместится в область более низкой  $F_{0\text{бщ}}$ . Действительно, для I этапа метаморфизма характерны равновесные относительно магнезиальные кальциевые амфиболы и биотиты в парагенезисе с магнетитом (гематитом), кварцем, а для II этапа — более железистые и менее окисленные амфиболы и биотиты.

Хлорит-биотит. Литературные данные по сопряженному изменению железистости в паре хлорит-биотит весьма ограничены (Crawford, 1966; McNamara, 1965; Atherton, 1968; Mather, 1970). В соответствии с этими данными, обобщенными С.П. Кориковским (1972), биотит имеет близкую железистость с хлоритом, поэтому при рассмотрении равновесий во многих случаях различием железистости этих минералов можно пренебречь.

Для выявления характера распределения железа в паре хлорит-биотит в нашем распоряжении имеются 22 оптических определения (табл. 12), по которым составлена корреляционная диаграмма (рис. 19, а), подтверждающая вывод С.П. Кориковского о близкой железистости сосуществующего биотита и хлорита. Судя по этой диаграмме, отклонение от идеальности выражено очень плохо.

Т а б л и ц а 12

Показатели преломления и  $F_{\text{общ}}$  сосуществующих хлоритов и биотитов

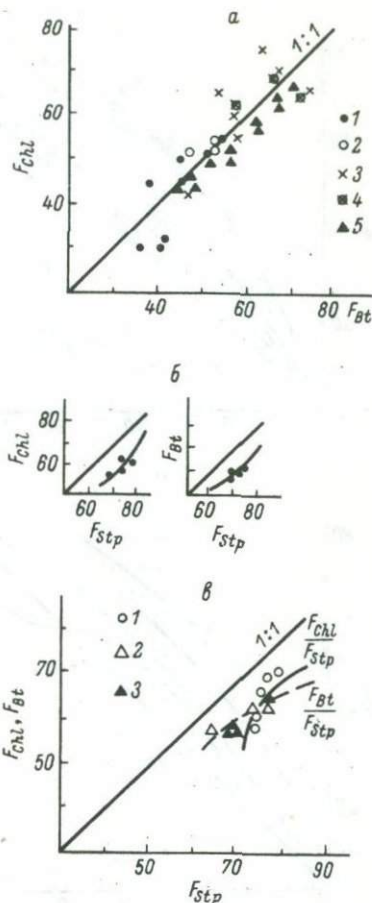
| Номер<br>образца | Хлорит |                  | Биотит |                  | Номер<br>образца | Хлорит |                  | Биотит |                  | Номер<br>образца | Хлорит |                  | Биотит |                  |
|------------------|--------|------------------|--------|------------------|------------------|--------|------------------|--------|------------------|------------------|--------|------------------|--------|------------------|
|                  | Nm     | $F_{\text{общ}}$ | Nm     | $F_{\text{общ}}$ |                  | Nm     | $F_{\text{общ}}$ | Nm     | $F_{\text{общ}}$ |                  | Nm     | $F_{\text{общ}}$ | Nm     | $F_{\text{общ}}$ |
| 310              | 1,610  | 32               | 1,631  | 42               | 137a             | 1,648  | 75               | 1,660  | 63               | 1                | 1,625  | 51               | 1,635  | 46               |
| 393/12           | 1,624  | 50               | 1,634  | 45               | 371b             | 1,633  | 55               | 1,650  | 57               | 2                | 1,633  | 55               | 1,646  | 54               |
| 313a             | 1,620  | 45               | 1,633  | 45               | 375              | 1,617  | 42               | 1,635  | 46               | 3                | 1,626  | 52               | 1,642  | 52               |
| 322a             | 1,608  | 30               | 1,630  | 41               | 329              | 1,613  | 40               | 1,640  | 50               | 4                | 1,636  | 62               | 1,650  | 57               |
| 372a             | 1,608  | 30               | 1,624  | 37               | 400a             | 1,640  | 65               | 1,645  | 53               | 5                | 1,640  | 65               | 1,681  | 74               |
| 185a             | 1,620  | 45               | 1,626  | 38               | 315              | 1,634  | 60               | 1,650  | 57               | 6                | 1,643  | 69               | 1,667  | 65               |
| 1-Я              | 1,633  | 55               | 1,646  | 54               | 7                | 1,643  | 70               | 1,667  | 67               |                  |        |                  |        |                  |
| 167              | 1,626  | 51               | 1,642  | 52               | 85a              | 1,640  | 65               | 1,681  | 74               |                  |        |                  |        |                  |

П р и м е ч а н и е. Обр. 1-3 - для I этапа метаморфизма, обр. 4-6 - для II этапа (по скважинам).

Рис. 19. Графики корреляции

$F_{\text{общ.}}$ :

а - хлорита и биотита (1 - зона зеленосланцевой фации I этапа, 2 - зона зеленосланцевой фации II этапа метаморфизма, 3 - данные по скважинам для I этапа, 4 - то же для II этапа, 5 - по С.П. Кориковскому, 1972); б - хлорита-стильпномелана, биотита-стильпномелана (Brown, 1967; Кориковский, 1972); в - хлорита-стильпномелана, биотита-стильпномелана (1 - по Печенге для пары Chl-Stp, 2 - то же для Bt-Stp, 3 - по С.П. Кориковскому, 1972, Bt-Stp).



Предварительные данные по распределению  $Mg$  в хлорит-биотитовом парагенезисе пока тоже неудовлетворительны.  $K_D^{Mg}$  для этой пары практически не зависит от температуры, его значения близки к единице (Перчук, 1970). На распределение железа в паре хлорит-биотит несомненно оказывают влияние кроме  $T$  и  $P$  особенности состава минералов, в частности щелочность, содержание  $Al_2O_3$ , степень окисленности железа. В этом плане необходимы дальнейшие исследования по выявлению истинной природы внешних факторов, влияющих на распределение железа в этой паре.

Весьма немногочисленные литературные данные по парам хлорит-стильпномелан, биотит-стильпномелан (Brown, 1967, 1971; Кориковский, 1972) и наши собственные данные позволяют сделать предварительный вывод о постоянно более высокой железистости стильпномелана по сравнению с железистостью хлорита и биотита ( $F_{chl} \ll F_{stp} \gg F_{bt}$ ). Точки сопряженного изменения железистости в этих парах располагаются в правой части диаграмм, ниже

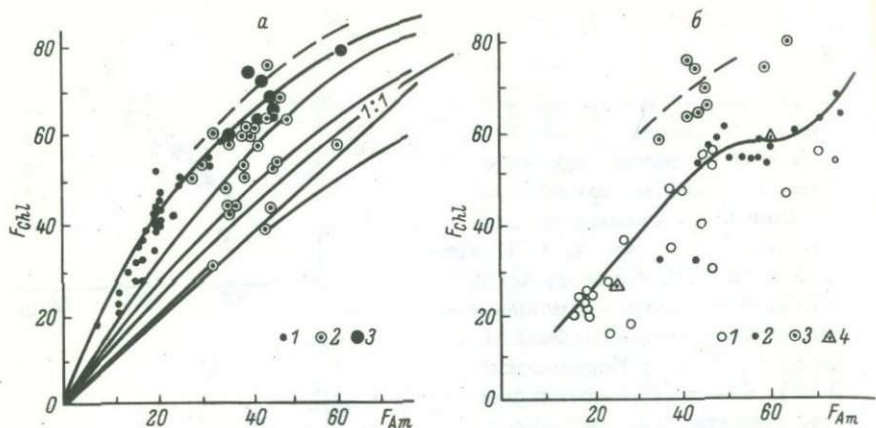
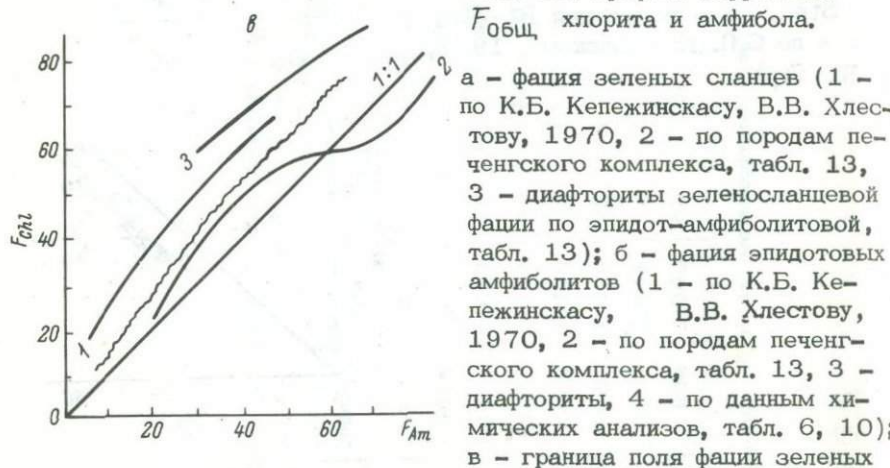


Рис. 20. Графики корреляции  $F_{\text{Общ}}$  хлорита и амфибола.



а - фация зеленых сланцев (1 - по К.Б. Кеппежинскому, В.В. Хлестову, 1970, 2 - по породам печенгского комплекса, табл. 13, 3 - диафориты зеленосланцевой фации по эпидот-амфиболитовой, табл. 13); б - фация эпидотовых амфиболитов (1 - по К.Б. Кеппежинскому, В.В. Хлестову, 1970, 2 - по породам печенгского комплекса, табл. 13, 3 - диафориты, 4 - по данным химических анализов, табл. 6, 10); в - граница поля фации зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой фации (волнистая линия - по К.Б. Кеппежинскому, В.В. Хлестову, 1970). 1 - кривая распределения железа в паре Act-Chl для фации зеленых сланцев, 2 - то же в паре Am-Chl для эпидот-амфиболитовой фации, 3 - то же для зеленосланцевых диафоритов.

линии равной железистости, при этом корреляционная кривая  $F_{\text{chl}} / F_{\text{Stp}}$  имеет более крутой наклон, чем кривая  $F_{\text{bt}} / F_{\text{Stp}}$ , что свидетельствует о более быстром нарастании железистости в паре хлорит-стильпномелан по сравнению с парой биотит-стильпномелан (рис. 19, б, в).

Т а б л и ц а 13

Показатели преломления и  $F_{\text{общ}}$  сосуществующих  
кальциевых амфиболов и хлоритов

| Номер<br>образца      | Актинолит |                  | Хлорит |                  |
|-----------------------|-----------|------------------|--------|------------------|
|                       | $N_g$     | $F_{\text{общ}}$ | $N_g$  | $F_{\text{общ}}$ |
| Фация зеленых сланцев |           |                  |        |                  |
| 202a                  | 1.667     | 42               | 1.647  | 75               |
| 3946                  | 1.668     | 43               | 1.630  | 53               |
| 329                   | 1.665     | 41               | 1.613  | 40               |
| 393/2                 | 1.664     | 40               | 1.634  | 60               |
| 393/12                | 1.655     | 32               | 1.624  | 50               |
| 364                   | 1.660     | 37               | 1.635  | 61               |
| 313a                  | 1.665     | 41               | 1.620  | 45               |
| 354                   | 1.662     | 38               | 1.628  | 52               |
| 393                   | 1.660     | 37               | 1.633  | 54               |
| 315                   | 1.656     | 34               | 1.634  | 60               |
| 5-6                   | 1.663     | 39               | 1.635  | 61               |
| 185                   | 1.658     | 35               | 1.620  | 45               |
| 105                   | 1.673     | 47               | 1.640  | 65               |
| 105a                  | 1.686     | 58               | 1.634  | 60               |
| 85a                   | 1.665     | 41               | 1.640  | 65               |
| 167                   | 1.648     | 27               | 1.626  | 51               |
| 164                   | 1.661     | 38               | 1.635  | 61               |
| 155                   | 1.651     | 29               | 1.630  | 53               |
| 2856                  | 1.661     | 38               | 1.635  | 61               |
| 290a                  | 1.670     | 45               | 1.642  | 70               |
| 295a                  | 1.654     | 31               | 1.636  | 61               |
| 2956                  | 1.645     | 25               | 1.634  | 60               |
| 1-a                   | 1.654     | 31               | 1.610  | 32               |
| 2-a                   | 1.658     | 35               | 1.620  | 45               |
| 3-a                   | 1.658     | 35               | 1.616  | 42               |
| 4-a                   | 1.668     | 43               | 1.633  | 55               |

Т а б л и ц а 13 (продолжение)

| Номер<br>образца | Роговая обманка            |           | Хлорит |           |
|------------------|----------------------------|-----------|--------|-----------|
|                  | $Ng$                       | $F_{общ}$ | $Ng$   | $F_{общ}$ |
|                  | Фация эпидотовых амфиболов |           |        |           |
| 1366             | 1.665                      | 41        | 1.640  | 65        |
| 137a             | 1.690                      | 62        | 1.648  | 75        |
| 1376             | 1.692                      | 64        | 1.652  | 80        |
| 1526             | 1.703                      | 73        | 1.631  | 54        |
| 250              | 1.665                      | 41        | 1.647  | 75        |
| 365              | 1.667                      | 42        | 1.640  | 65        |
| 367              | 1.667                      | 42        | 1.610  | 32        |
| 367a             | 1.658                      | 35        | 1.610  | 32        |
| 359г             | 1.674                      | 48        | 1.634  | 60        |
| 385              | 1.703                      | 73        | 1.640  | 65        |
| 322              | 1.668                      | 43        | 1.631  | 54        |
| 385a             | 1.684                      | 57        | 1.632  | 54        |
| 366a             | 1.702                      | 73        | 1.645  | 70        |
| 3856             | 1.685                      | 58        | 1.634  | 60        |
| 3666             | 1.658                      | 35        | 1.634  | 60        |
| 7-а              | 1.693                      | 65        | 1.635  | 61        |
| 1-я              | 1.678                      | 52        | 1.633  | 55        |
| 2-я              | 1.676                      | 50        | 1.633  | 55        |
| 5-а              | 1.672                      | 46        | 1.640  | 66        |
| 366              | 1.700                      | 70        | 1.639  | 65        |
| 218              | 1.640                      | 23        | 1.608  | 28        |
| 6                | 1.687                      | 60        | 1.634  | 60        |
| 1                | 1.686                      | 58        | 1.648  | 75        |
| 2                | 1.675                      | 49        | 1.635  | 61        |
| 3                | 1.681                      | 54        | 1.630  | 53        |
| 4                | 1.688                      | 60        | 1.633  | 58        |
| 5                | 1.686                      | 59        | 1.629  | 52        |

П р и м е ч а н и е. Обр. 202a, 290a, 1366, 137a, 1376, 250, 365, 3666, 5-а - зеленосланцевые диафориты по породам эпидот-амфиболитовой фации; обр. 218, 6 - данные табл. 6, 10.

Хлорит-амфибол. Литературные данные по распределению железистости в паре хлорит-амфибол<sup>7</sup> весьма многочисленны (Wiseman, 1934; Ramberg, 1952; Miyashiro, 1957; Кебезинскас, 1965; Кебезинскас, Хлестов, 1970; Лепезин, 1972). В соответствии с данными Дж. Вайсмана и А. Мияширо средний показатель преломления амфибола с возрастанием глубины сначала растет медленно, затем значительно быстрее, и чем выше железистость вмещающих пород, тем выше показатель преломления актинолита и хлорита.

Общая железистость хлорита и сосуществующего амфибола для пород печенгского комплекса была вычислена по показателям преломления (табл. 13), на основе чего построены диаграммы соотношения железистости хлорита-амфибола (рис. 20, а, б). Диаграмма „а“ отвечает соотношению  $F_{\text{Chl}} / F_{\text{Act}}$  для условий фаций зеленых сланцев, диаграмма „б“ — соотношению  $F_{\text{Chl}} / F_{\text{Am}}$  для условий эпидот-амфиболитовой фации. Все наши точки по отношению к литературным данным располагаются в более железистой области. Из рис. 20,а следует, что для условий фации зеленых сланцев (независимо от давления) хлориты в большинстве случаев более железистые, чем сосуществующие актинолиты. Кривая сопряженного изменения железистости располагается выше линии равной железистости. В это же поле попадают и хлорит-актинолитовые пары из зеленосланцевых диафоритов по породам эпидот-амфиболитовой фации. Экстремальная точка не предполагается ни при каких значениях  $F_{\text{общ}}$ . Точки сопряженной железистости в паре амфибол-хлорит, отвечающие условиям фации эпидотовых амфиболитов, располагаются вправо от кривой сопряженного изменения железистости для условий фации зеленых сланцев, тяготея при этом к линии равной железистости. При переходе от фации зеленых сланцев к эпидот-амфиболитовой возрастает основность плагиоклаза, наблюдается увеличение содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в актинолите (при любом  $P_{\text{общ}}$ ), железо при этом перераспределяется из хлорита в амфибол, что, естественно, способствует выравниванию железистости. В это же поле (рис. 20, б) попадают точки, отвечающие диафоритам эпидот-амфиболитовой фации по породам амфиболитовой фации. Возможно, что часть точек на диаграмме (рис. 20, б), располагающихся правее линии равной железистости, отвечает именно таким диафоритам. По данным К.Б. Кебезинскаса и В.В. Хлестова (1970), отчетливо намечена граница соответствующих полей между зеленосланцевой фацией и фацией эпидотовых амфиболитов (рис. 20, в). Соотношение железистости в паре хлорит-амфибол может быть использовано для ориентировочной оценки температуры.

Таким образом, с одной стороны, наши данные подтверждают более ранние выводы К.Б. Кебезинскаса (1965), К.Б. Кебезинска-

<sup>7</sup> Амфибол имеет состав от актинолита до обыкновенной роговой обманки.

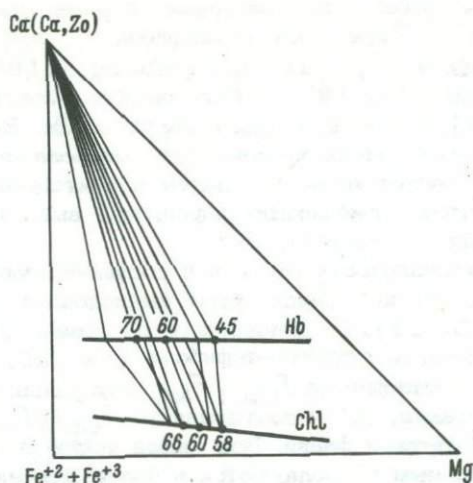


Рис. 21. Конноды в парагенезисе Hb-Chl-(Zo).

са и В.В. Хлестова (1970) в отношении распределения железа в паре хлорит-амфибол по фациям, с другой – противоречат выводу этих исследователей о том, что богатые глиноземом среднетемпературные амфиболы всегда имеют большую железистость, чем со-  
 существующие хлориты. На диаграмме (рис. 20, б) видно, что в области магнезиальных и средних составов  $F_{chl} > F_{Am}$ , а в желе-  
 зистой области ( $F > 60\%$ ) это соотношение меняется на обратное –  
 $-F_{chl} < F_{Am}$ , что указывает на возможность экстремума при  $F_{общ} = 60\%$ .

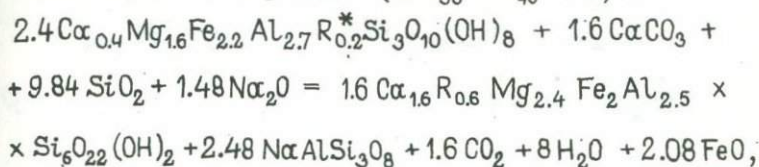
На диаграммах типа  $T-P_{общ}, \mu_{H_2O}-P_{общ}$  экстремальные рав-  
 новесия выражаются моновариантной линией, ограничивающей поле  
 устойчивости парагенезисов, в пределах которых фазы переменного  
 состава могут попадать в линейную зависимость (Коржинский,  
 1963б; Маракушев, 1965). На диаграмме (рис. 21), построенной  
 с учетом данных по распределению железа в паре амфибол-хлорит,  
 на одну конноду попадают точки Hb-Chl-Ca. При равных значениях  
 железистости амфибола и хлорита ( $F_{общ} = 60\%$ ) для рассматриваемо-  
 го парагенезиса имеем следующую матрицу экстенсивных параметров:

|                   | Ca  | Mg  | Fe ( $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ ) | Al  |
|-------------------|-----|-----|----------------------------|-----|
| Hb <sub>60</sub>  | 1.6 | 1.8 | 2.7                        | 2.5 |
| Chl <sub>60</sub> | 0.4 | 1.4 | 2.1                        | 2.7 |
| Ca                | 1   | 0   | 0                          | 0   |
| Ab                | 0   | 0   | 0                          | 1   |

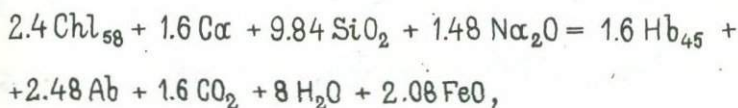
При построении диаграммы в приведенной матрице учитывались составы минералов, приближающиеся к реальным.

Для анализа экстремума (Hb-Ab-Chl-Ca-Qu) рассмотрим следующие реакции.

1. Доэкстремальная реакция (Chl<sub>58</sub> - Hb<sub>45</sub> - Ca):



т.е.

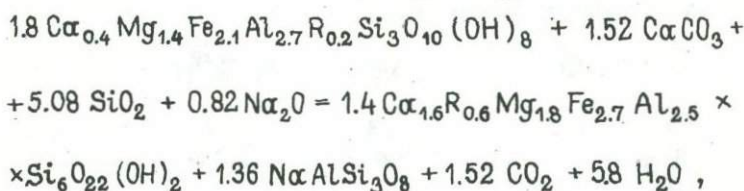


$$\Delta V = - 99.2 \text{ см}^3/\text{моль},$$

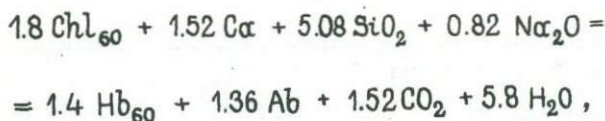
$$\text{tg} \alpha_1 = \left( \frac{\partial \mu_{\text{H}_2\text{O}}}{\partial \mu_{\text{FeO}}} \right)_{P, ni} = -0.26, \quad \left( \frac{\partial \mu_{\text{Na}_2\text{O}}}{\partial \mu_{\text{FeO}}} \right)_{P, ni} = +1.4,$$

$$\left( \frac{\partial \mu_{\text{CO}_2}}{\partial \mu_{\text{FeO}}} \right)_{P, ni} = -1.3, \quad \left( \frac{\partial P}{\partial \mu_{\text{FeO}}} \right)_{P, ni} = -0.02.$$

2. Экстремальная реакция (Chl<sub>60</sub> - Hb<sub>60</sub> - Ca):



т.е.

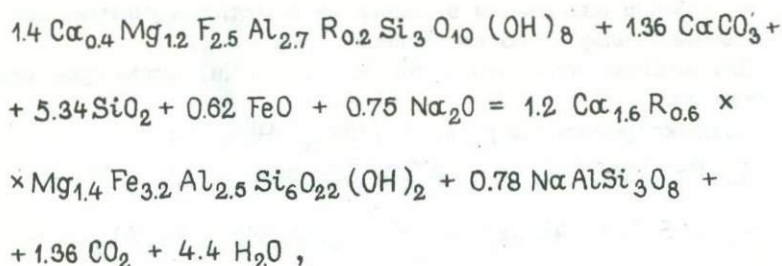


$$\Delta V = + 83.8 \text{ см}^3/\text{моль}.$$

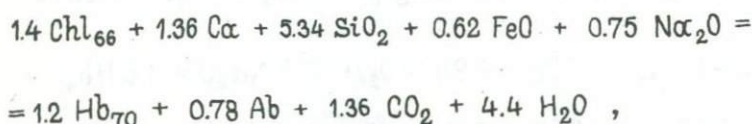
На диаграмме  $P - \mu_{\text{H}_2\text{O}}$   $\text{tg} \alpha_2 = \left( \frac{\partial P}{\partial \mu_{\text{H}_2\text{O}}} \right) = +0.06.$

3. Сверхэкстремальная реакция (Chl<sub>66</sub> - Hb<sub>70</sub> - Ca):

\*  $\text{R} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}.$



т.е.



$$\Delta V = - 52.2 \text{ см}^3/\text{моль},$$

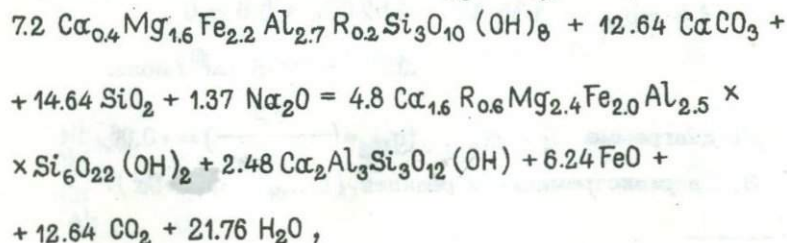
$$\text{tg} \alpha_3 = \left( \frac{\partial \mu_{\text{H}_2\text{O}}}{\partial \mu_{\text{FeO}}} \right)_{P, ni} = +0.14 , \left( \frac{\partial \mu_{\text{Na}_2\text{O}}}{\partial \mu_{\text{FeO}}} \right)_{P, ni} = -0.83 , \\ \left( \frac{\partial P}{\partial \mu_{\text{FeO}}} \right)_{P, ni} = +0.01 , \left( \frac{\partial \mu_{\text{CO}_2}}{\partial \mu_{\text{FeO}}} \right)_{P, ni} = +0.45 .$$

При равных значениях железистости ( $F_{\text{общ}} = 60\%$ ) амфибола и хлорита для парагенезиса  $\text{Hb} - \text{Zo} - \text{Chl} - \text{Ca} - \text{Qu}$  имеем следующую матрицу экстенсивных параметров:

|                   | Ca  | Mg  | Fe( $\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}$ ) | Al  |
|-------------------|-----|-----|-----------------------------------------|-----|
| Hb <sub>60</sub>  | 1.6 | 1.8 | 2.7                                     | 2.5 |
| Chl <sub>60</sub> | 0.4 | 1.4 | 2.1                                     | 2.7 |
| Ca                | 1   | 0   | 0                                       | 0   |
| Zo                | 2   | 0   | 0                                       | 3   |

Для анализа экстремума рассмотрим следующие реакции.

1. Доэкстремальная реакция ( $\text{Chl}_{58} - \text{Hb}_{45} - \text{Zo}$ ):



т.е.

$$7.2 \text{ Chl}_{58} + 12.64 \text{ Ca} + 14.64 \text{ SiO}_2 + 1.37 \text{ Na}_2\text{O} = \\ = 4.8 \text{ Hb}_{45} + 2.48 \text{ Zo} + 6.24 \text{ FeO} + 12.64 \text{ CO}_2 + 21.76 \text{ H}_2\text{O},$$

$$\Delta V = - 653.9 \text{ см}^3/\text{моль},$$

$$\text{tg} \alpha_1 = \left( \frac{\partial \mu_{\text{H}_2\text{O}}}{\partial \mu_{\text{FeO}}} \right)_{P, ni} = -0.28, \quad \left( \frac{\partial \mu_{\text{CO}_2}}{\partial \mu_{\text{FeO}}} \right)_{P, ni} = -0.49, \\ \left( \frac{\partial \mu_{\text{Na}_2\text{O}}}{\partial \mu_{\text{FeO}}} \right)_{P, ni} = +4.5, \quad \left( \frac{\partial P}{\partial \mu_{\text{FeO}}} \right)_{P, ni} = -0.01.$$

2. Экстремальная реакция ( $\text{Chl}_{60} - \text{Hb}_{60} - \text{Zo}$ ):

$$5.4 \text{ Ca}_{0.4} \text{ Mg}_{1.4} \text{ Fe}_{2.1} \text{ R}_{0.2} \text{ Al}_{2.7} \text{ Si}_3\text{O}_{10} (\text{OH})_8 + 7.28 \text{ CaCO}_3 + \\ + 13.08 \text{ SiO}_2 + 0.72 \text{ Na}_2\text{O} = 4.2 \text{ Ca}_{1.6} \text{ R}_{0.6} \text{ Mg}_{1.8} \text{ Fe}_{2.7} \times \\ \times \text{Al}_{2.5} \text{ Si}_6\text{O}_{22} (\text{OH})_2 + 7.28 \text{ CO}_2 + 1.36 \text{ Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12} (\text{OH}) + \\ + 16.78 \text{ H}_2\text{O},$$

т.е.

$$5.4 \text{ Chl}_{60} + 7.28 \text{ Ca} + 13.08 \text{ Qu} + 0.72 \text{ Na}_2\text{O} = \\ = 4.2 \text{ Hb}_{60} + 7.28 \text{ CO}_2 + 1.36 \text{ Zo} + 16.78 \text{ H}_2\text{O},$$

$$\Delta V = - 238.8 \text{ см}^3/\text{моль}.$$

3. Сверхэкстремальная реакция ( $\text{Chl}_{66} - \text{Hb}_{70} - \text{Zo}$ ):

$$4.2 \text{ Ca}_{0.4} \text{ Mg}_{1.2} \text{ Fe}_{2.3} \text{ R}_{0.2} \text{ Al}_{2.7} \text{ Si}_3\text{O}_{10} (\text{OH})_8 + 5.64 \text{ CaCO}_3 + \\ + 11.34 \text{ SiO}_2 + 0.66 \text{ Na}_2\text{O} + 1.86 \text{ FeO} = \\ = 3.6 \text{ Ca}_{1.6} \text{ R}_{0.6} \text{ Mg}_{1.4} \text{ Fe}_{3.2} \text{ Al}_{2.5} \text{ Si}_6\text{O}_{22} (\text{OH})_2 + 5.64 \text{ CO}_2 + \\ + 0.78 \text{ Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12} (\text{OH}) + 12.81 \text{ H}_2\text{O},$$

т.е.  $4.2 \text{ Chl}_{66} + 5.64 \text{ Ca} + 11.34 \text{ Qu} + 0.66 \text{ Na}_2\text{O} + 1.86 \text{ FeO} = \\ = 3.6 \text{ Hb}_{70} + 5.64 \text{ CO}_2 + 0.78 \text{ Zo} + 12.81 \text{ H}_2\text{O},$

$$\Delta V = - 238.8 \text{ см}^3/\text{моль},$$

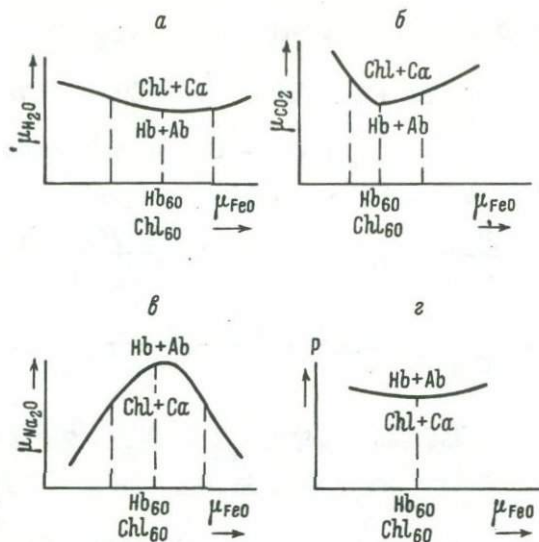


Рис. 22. Влияние  $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ ,  $\mu_{\text{CO}_2}$ ,  $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$  и  $P$  на железистость парagenезиса  $\text{Hb}-\text{Ab}-\text{Chl}-\text{Ca}-\text{Qu}$ .

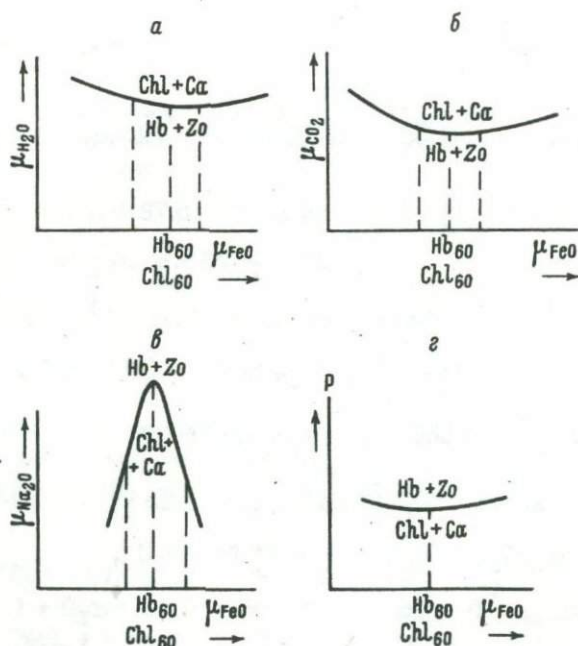


Рис. 23. Влияние  $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ ,  $\mu_{\text{CO}_2}$ ,  $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$  и  $P$  на железистость парagenезиса  $\text{Hb}-\text{Zo}-\text{Chl}-\text{Ca}-\text{Qu}$ .

$$tg \alpha_3 = \left( \frac{\partial \mu_{H_2O}}{\partial \mu_{FeO}} \right)_{P, ni} = +0.15, \quad \left( \frac{\partial \mu_{CO_2}}{\partial \mu_{FeO}} \right)_{P, ni} = +0.33,$$

$$\left( \frac{\partial \mu_{Na_2O}}{\partial \mu_{FeO}} \right)_{P, ni} = -2.8, \quad \left( \frac{\partial P}{\partial \mu_{FeO}} \right)_{P, ni} = +0.01.$$

Перемена знака производной с минуса на плюс (рис. 22, 23) при переходе через экстремум говорит о том, что он соответствует  $\mu_{H_2O}$ , равному минимуму или максимуму температуры (Коржинский, 1963б);  $\mu_{CO_2}$  равно минимуму. Обратная перемена знака производной с плюса на минус свидетельствует о том, что экстремум (рис. 22, 23.) соответствует  $\mu_{Na_2O}$ , равному максимуму. Из этих диаграмм следует, что парагенезисы  $Hb-Ab$ ,  $Hb-Zo$  являются более высокотемпературными, чем парагенезис  $Chl-Ca$ , и понижение  $T$  и (или)  $P_{общ}$ , повышение  $\mu_{CO_2}$ ,  $\mu_{Na_2O}$  должно сопровождаться разложением  $Hb-Ab$  или  $Hb-Zo$  на  $Chl-Ca$ . Таким образом, в условиях эпидот-амфиболитовой фации парагенезис  $Hb_{60}-Chl_{60}$  является максимальным по температуре и  $Na$ -щелочности.

П о с л е д о в а т е л ь н о с т ь  
м и н е р а л о о б р а з о в а н и я,  
х а р а к т е р н ы е р е а к ц и и,  
п а р а г е н е т и ч е с к и й а н а л и з

Увеличение степени метаморфизма в зональности I этапа по основным метавулканикам (породы, богатые  $CaO$ ) фиксируется по ряду признаков: 1) исчезновению железисто-го пумпеллита и появлению  $Qu-Ep-Pre-Chl$  парагенезиса; 2) смене  $Qu-Ep-Pre-Chl$  ассоциации  $Qu-Ep-Pre-Chl-Act$  и  $Qu-Ep-Act-Chl$ ; 3) появлению изограны раннего магнезиального биотита ( $Bt_1$ ); 4) нарастанию глиноземистости кальциевых амфиболов ряда актинолит-роговая обманка; 5) нарастанию основности плагиоклаза от альбита до олигоклаз-андезина.

В метапелитах (породы, богатые  $Al_2O_3$ ) происходит последовательная смена хлоритовой зоны биотитовой и гранатовой на уровне эпидот-амфиболитовой фации. Для анализа режима метаморфизма I и II этапов изучались парагенезисы кварцсодержащих пород, богатых  $CaO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ , так как они содержат наибольшую информацию об условиях метаморфизма.

Анализ минеральных парагенезисов I этапа метаморфизма однозначно показывает более раннее исчезновение  $Qu-Py-Chl$  ассоциаций (т.е. их дегидратацию с образованием более высокотемпературных парагенезисов  $Qu-Ep-Pre-Chl$  и  $Qu-Act-Ep-Pre-Chl$ ) по сравнению с  $Qu-Pre-Chl$ . Пренит при этом длительно сохраняет устой-

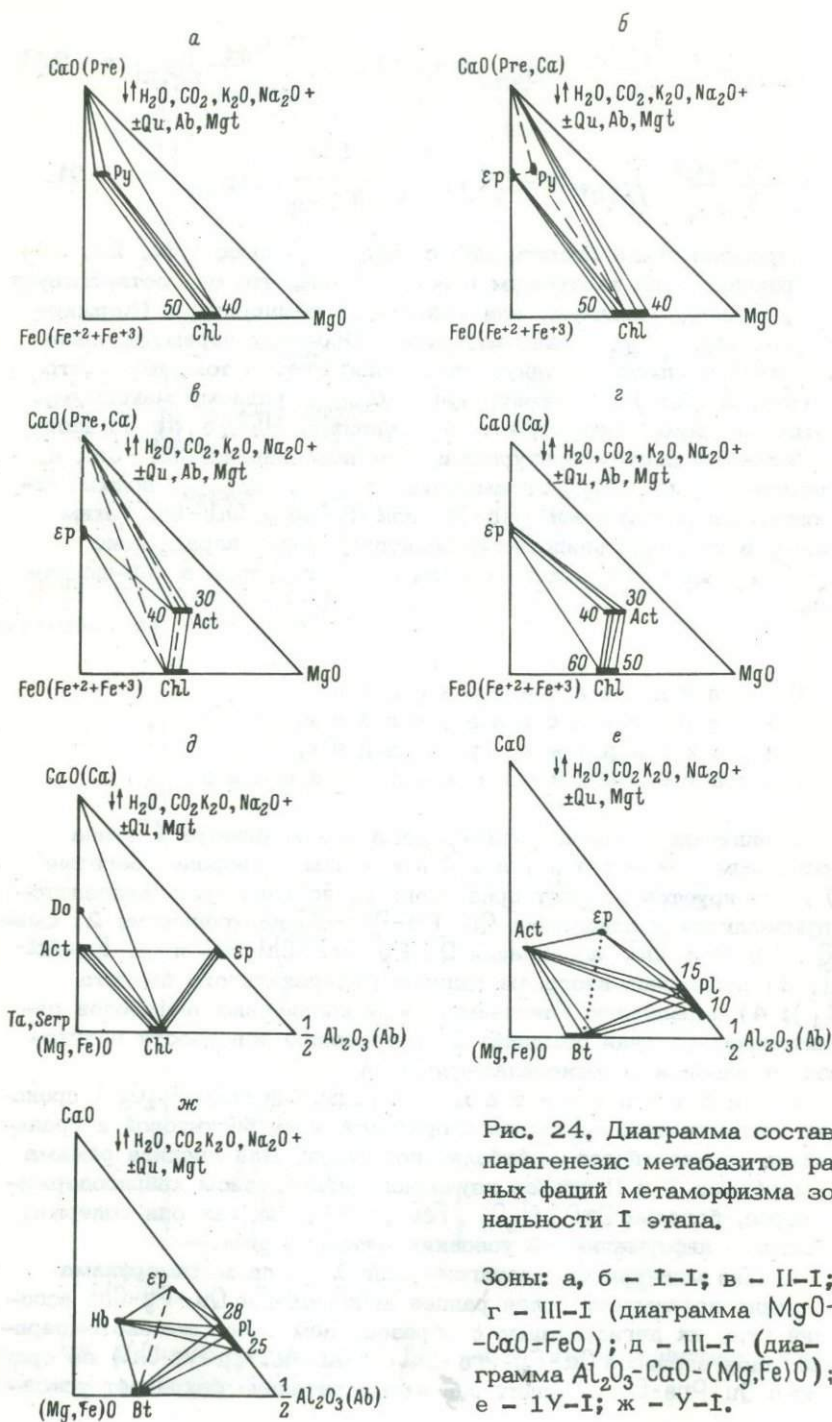
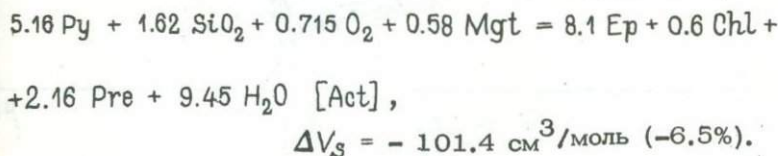


Рис. 24. Диаграмма состав-парагенезис метабазитов разных фаций метаморфизма зональности I этапа.

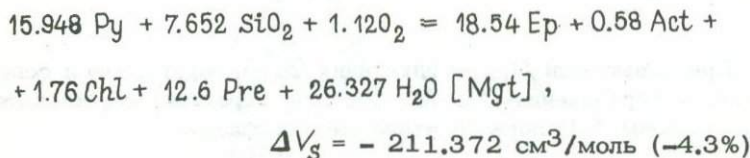
Зоны: а, б - I-I; в - II-I; г - III-I (диаграмма  $MgO-CaO-FeO$ ); д - III-I (диаграмма  $Al_2O_3-CaO-(Mg, Fe)O$ ); е - IV-I; ж - V-I.

чивость в поле Qu-Ep-Chl-Act ассоциаций, т.е. во всем интервале температур зеленослацевой фации до зоны биотитовой субфации. На диаграммах, данных на рис. 24, представлены парагенезисы разных фаций метаморфизма в пределах метаморфической зональности I эта-па. В сериях низкого давления при повышении температуры эпидот появляется раньше актинолита и разложение пумпеллиита идет с образованием Pre-Ep-Chl по реакции

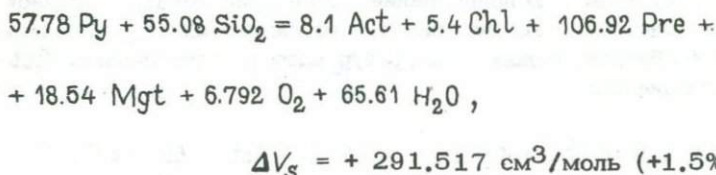


Здесь  $\Delta V_s$  — изменение объема по твердым фазам.

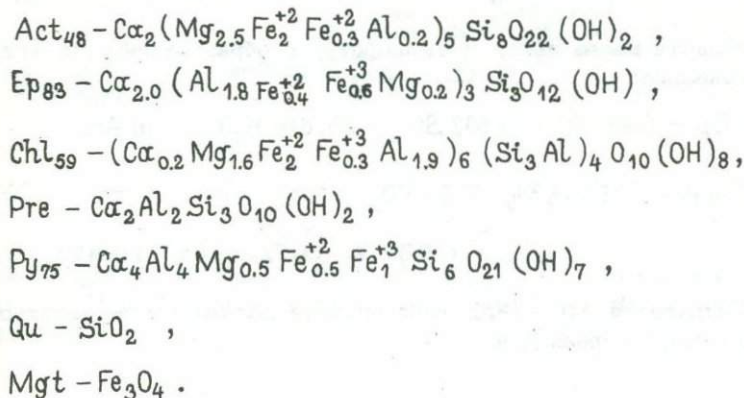
С появлением актинолита при дальнейшем повышении  $T$  ста-новится возможной следующая реакция:



или



Реакции рассчитаны при следующих реальных составах мине-ралов, близких к природным, которые наблюдаются на Печенге:



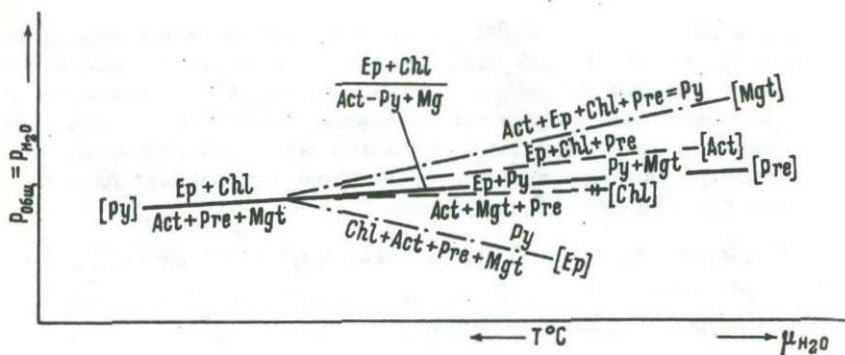
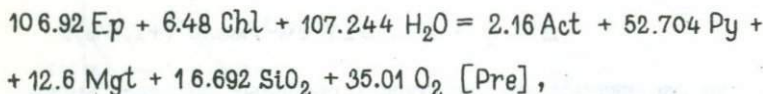


Рис. 25. Диаграмма  $P_{\text{общ}} (= P_{\text{H}_2\text{O}}) - \mu_{\text{H}_2\text{O}} (T)$  для системы  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO}$ , рассчитанная исходя из реальных (железистых) составов минералов без учета энтропии реакций и объемных эффектов  $\text{H}_2\text{O}$ .

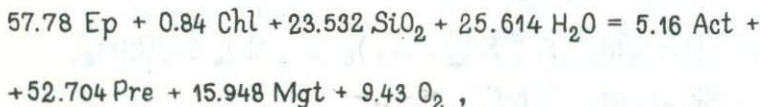
При повышении  $\mu_{\text{O}_2}$  дегидратация  $\text{Qu-Py}$  парагенезиса сопровождается образованием  $\text{Ep-Act-Chl-Pre}$  парагенезиса, характерного для зоны I-II первого этапа метаморфизма.

На основе соотношения  $\frac{\partial P}{\partial \mu_{\text{H}_2\text{O}}} = \frac{\Delta \text{H}_2\text{O}}{\Delta V_S}$  построена диаграмма, рассчитанная с использованием вышеприведенных составов минералов (рис. 25). Из нее видно, что гидратация  $\text{Ep-Chl}$  парагенезиса в области низких температур идет с образованием  $\text{Act-Py-Mgt}$  ассоциации:



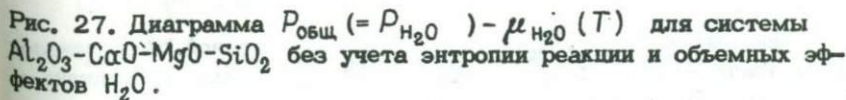
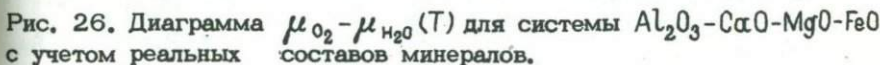
$$\Delta V_S = + 1642.85 \text{ см}^3/\text{моль} (+ 10.1\%),$$

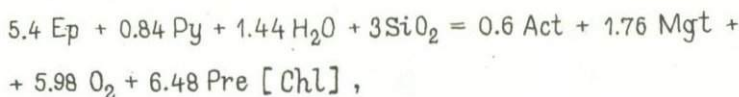
а в области более высоких температур с образованием  $\text{Act-Pre-Mgt}$  парагенезиса:



$$\Delta V_S = + 907.22 \text{ см}^3/\text{моль} (+ 10.4\%).$$

Гидратация  $\text{Ep-Py-Qu}$  парагенезиса должна осуществляться в соответствии с реакцией





$$\Delta V_g = + 89.196 \text{ см}^3/\text{моль} \quad (+ 8.2\%).$$

В рассмотренных реакциях  $P_{\text{O}_2}$  не является независимым параметром,  $P_{\text{O}_2} \neq \text{const}$ , а зависит от  $T$  и  $P_{\text{общ}}$ . В соответствии с рассчитанными выше реакциями-[Act], [Mgt], [Ep], [Chl], [Py], [Pre]-построена диаграмма  $\mu_{\text{O}_2}-\mu_{\text{H}_2\text{O}}(T)$  (рис. 26).

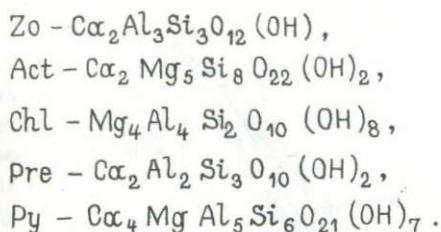
Парагенезис Py-Qu практически при одной и той же температуре в зависимости от величины  $\mu_{\text{O}_2}$  разлагается в условиях низкого  $\mu_{\text{O}_2}$  на Act-Chl-Pre-Mgt ( $\pm \text{Qu}, \text{Ab}$ ), в условиях высокого  $\mu_{\text{O}_2}$  - на Ep-Act-Chl-Pre ( $\pm \text{Qu}, \text{Ab}$ ). Парагенезис Ep-Chl-Qu в условиях низкого  $\mu_{\text{O}_2}$  разлагается на Act-Pre-Mgt, при повышении  $\mu_{\text{O}_2}$  за счет ассоциации Ep-Chl (без Qu) развивается Act-Py-Mgt-Qu.

Реальные парагенезисы пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фации метаморфической зональности I этапа отвечают условиям высокого  $\mu_{\text{O}_2}$  (поля 2-3-4 на рис. 26). Ниже приведены парагенезисы, устойчивые в полях 1-6 (рис. 26).

| Поле 1          | Поле 2          | Поле 3          |
|-----------------|-----------------|-----------------|
| Ep-Py-Act-Mgt   | Ep-Chl-Act-Py   | Ep-Chl-Pre-Py*  |
| Ep-Py-Act-Pre   | Ep-Chl-Act-Mgt  | Ep-Chl-Pre-Mgt* |
| Ep-Py-Mgt-Pre   | Ep-Chl-Py-Mgt   | Py-Act-Ep-Chl   |
| Act-Py-Mgt-Chl  | Py-Mgt-Ep-Chl   | Py-Act-Chl-Pre  |
|                 | Py-Mgt-Ep-Pre   | Py-Ep-Act-Pre   |
|                 | Py-Mgt-Chl-Pre* |                 |
| Поле 4          | Поле 5          | Поле 6          |
| Ep-Act-Chl-Pre* | Act-Pre-Mgt-Ep  | Py-Act-Chl-Pre  |
| Ep-Chl-Act-Mgt* | Act-Pre-Mgt-Chl | Py-Chl-Pre-Mgt  |
| Ep-Chl-Pre-Mgt* |                 | Py-Pre-Mgt-Act  |
|                 |                 | Py-Mgt-Act-Chl  |
|                 |                 | Act-Mgt-Pre-Ep  |

Примечание. Звездочкой отмечены реальные наблюдаемые парагенезисы.

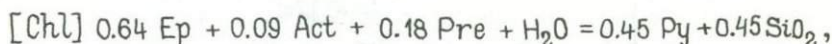
Диаграмма  $P_{\text{общ}} (= P_{\text{H}_2\text{O}}) - \mu_{\text{H}_2\text{O}}(T)$  для краевой безжелезистой системы  $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2$  (рис. 27) была рассчитана на основе приведенных ниже составов минералов:



Для расчета пучка моновариантных кривых принята следующая матрица:

|     | Ca | Mg | Al |
|-----|----|----|----|
| Zo  | 2  | 0  | 3  |
| Act | 2  | 5  | 0  |
| Chl | 0  | 4  | 4  |
| Pre | 2  | 0  | 2  |
| Py  | 4  | 1  | 5  |

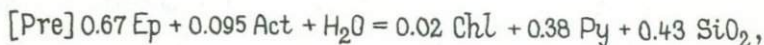
Реакции, имеющие место на линиях моновариантных равновесий:



$$\Delta V_1 = + 5.29 \text{ см}^3/\text{моль}, \Delta V_2 = - 16.39 \text{ см}^3/\text{моль},$$

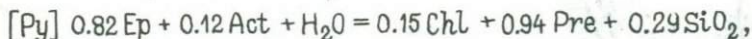
$$\Delta S_{623^\circ 16'} = - 30.6 \text{ э.е.},$$

где  $\Delta V_1$  — изменение объема по твердым фазам без учета объемного эффекта воды,  $\Delta V_2$  — изменение объема по твердым фазам с учетом объемного эффекта воды,  $\Delta S_{623^\circ 16'}$  — изменение энтропии при  $T = 350^\circ\text{C}$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2.5$  кбар;



$$\Delta V_1 = + 8.46 \text{ см}^3/\text{моль}, \Delta V_2 = - 13.22 \text{ см}^3/\text{моль},$$

$$\Delta S_{623^\circ 16'} = - 31.49 \text{ э.е.};$$



$$\Delta V_1 = + 26.51 \text{ см}^3/\text{моль}, \Delta V_2 = + 4.83 \text{ см}^3/\text{моль},$$

$$\Delta S_{623^\circ 16'} = - 40.35 \text{ э.е.};$$



$$\Delta V_1 = - 59.94 \text{ см}^3/\text{моль}, \Delta V_2 = - 81.62 \text{ см}^3/\text{моль},$$

$$\Delta S_{623^\circ 16'} = + 15.79 \text{ э.е.};$$

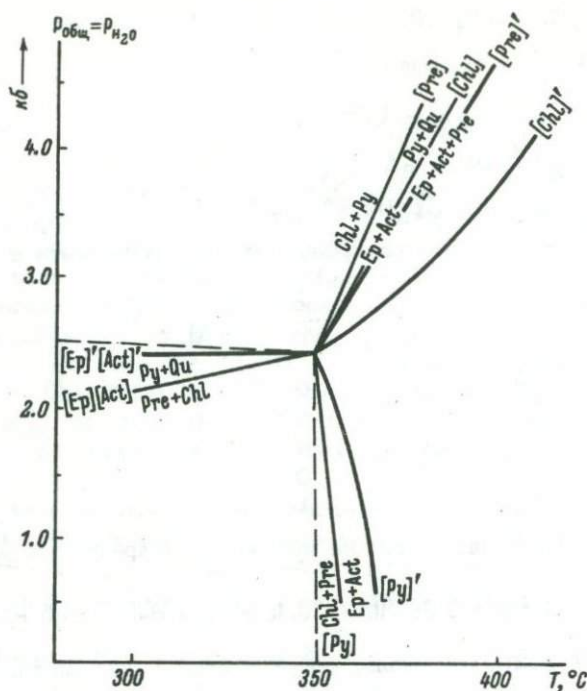


Рис. 28. Диаграмма  $P_{\text{общ}} (= P_{\text{H}_2\text{O}}) - T$  для системы  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-MgO-SiO}_2$  с учетом энтропии реакций и объемных эффектов  $\text{H}_2\text{O}$ .

Нонвариантная точка ( $T = 345^\circ\text{C}$ ,  $P_{\text{общ}} = 2.5$  кбар) показана в соответствии с экспериментальными данными (Nitsch, 1970).

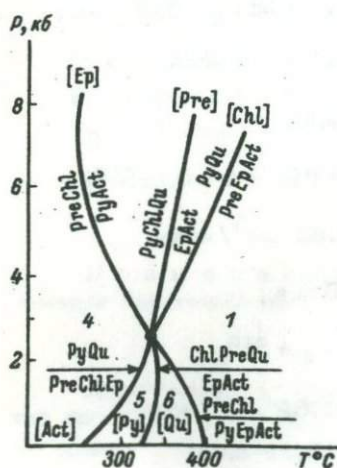


Рис. 29. Поля устойчивости пумпеллитовых и пренитовых парагенезисов (Nitsch, 1970).

[Qu] ассоциации отсутствуют.

При магнезиальном составе хлорита  $Mg_4Al_4Si_2O_{10}(OH)_8$  для реакций [Ep], [Chl] имеем вырожденное равновесие. Актинолитовая фаза исчезает в безэпидотовых породах. Эта же система, рассчитанная с учетом энтропии реакций и объемных эффектов  $H_2O$  для  $T = 350^\circ C$  и  $P_{H_2O} = 2.5$  кбар, представлена на диаграмме  $P_{общ} (= P_{H_2O}) - T$  (рис. 28). Для реакции [Chl], согласно уравнению Клаузиуса-Клапейрона, имеем  $(\frac{\partial P_s}{\partial T})_{P_{H_2O}} = \frac{\Delta S}{\Delta V}$  или

$$\frac{\partial P_{H_2O}}{\partial T} = \frac{\Delta S}{\Delta V_s + \Delta V_{H_2O}} = + 1.87, \text{ для реакции [Pre]} \frac{\partial P_{H_2O}}{\partial T} = + 2.38,$$

для реакции [Py]  $\frac{\partial P_{H_2O}}{\partial T} = - 8.35$ , для реакции [Ep], [Act]  $\frac{\partial P_{H_2O}}{\partial T} = - 0.193$ .  $\frac{\partial P_{H_2O}}{\partial T}$  определялось для данных  $T$  и

$P_{общ}$  ( $T = 350^\circ C$ ,  $P_{общ} = 2.5$  кбар) по таблицам Г. Кеннеди и В. Холсера (Kennedy, Holser, 1966). При расчете энтропийных эффектов реакций использовались таблицы для вычисления энтропии при различных температурах (Карпов и др., 1971, с.195).

Рассчитанные моновариантные кривые на рис. 28 изображены тонкими линиями. Жирными линиями на этой диаграмме показаны те же реакции, экстраполированные в область более высоких  $T$  и  $P$ . Например, для реакции [Chl]  $\frac{\partial P_{H_2O}}{\partial T} = \frac{\Delta S}{\Delta V_s + \Delta V_{H_2O}} = \frac{30.6 \cdot 41.2929}{16.4} = 77$  бар/град. Тогда при  $400^\circ$  (увеличение

на  $50^\circ$ )  $P_{H_2O} = 3850$  бар, при  $450^\circ$  (увеличение на  $100^\circ$ )  $P_{H_2O} = 7700$  бар, при  $500^\circ$  (увеличение на  $150^\circ$ )  $P_{H_2O} = 11550$  бар.

При построении диаграммы (рис. 28) использованы данные К.Х. Нитша (Nitsch, 1970), экспериментально изучавшего систему  $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . Им получены параметры невариантной точки ( $P_{общ} = P_{H_2O} = 2.5$  кбар,  $T = 345^\circ C$ ) для равновесной шестиминеральной ассоциации: кварц-пренит-хлорит-эпидот-пумпеллит-актинолит (рис. 29). Минеральные парагенезисы низкотемпературных зон (с I-I по III-I) первого этапа метаморфизма на диаграмме К.Х. Нитша отвечают полям устойчивости (4-5-6) ниже невариантной точки.

Таким образом, нами были рассмотрены низкотемпературные парагенезисы и характерные реакции в метаморфических зонах I этапа, для которых выявлены условия низкого  $P_{общ}$  и высокого  $\mu_{O_2}$ . С повышением температуры выше уровня фации зеленых сланцев (зона Y-I) становится возможной реакция  $36 Act + 15.3 Ep + 3.4 Chl + 6.2 Mgt + 9.9 Ab = 4.97 Hb + 4.4 An + 29.3 H_2O$ . В соответствии с расчетами и выводами В.А. Глебовицкого (1973) для разных  $P_{общ}$  ( $P_{общ} = 2-5$  кбар;  $P_{H_2O} = 0.7 P_{общ}$ ) реакция мало зависит от  $P_{общ}$ . Особый интерес для характеристики  $P-T$  условий I этапа метаморфизма представляют находки частного парагенезиса  $Sum-Hb-Pl_{20}$  в зоне Y-I.

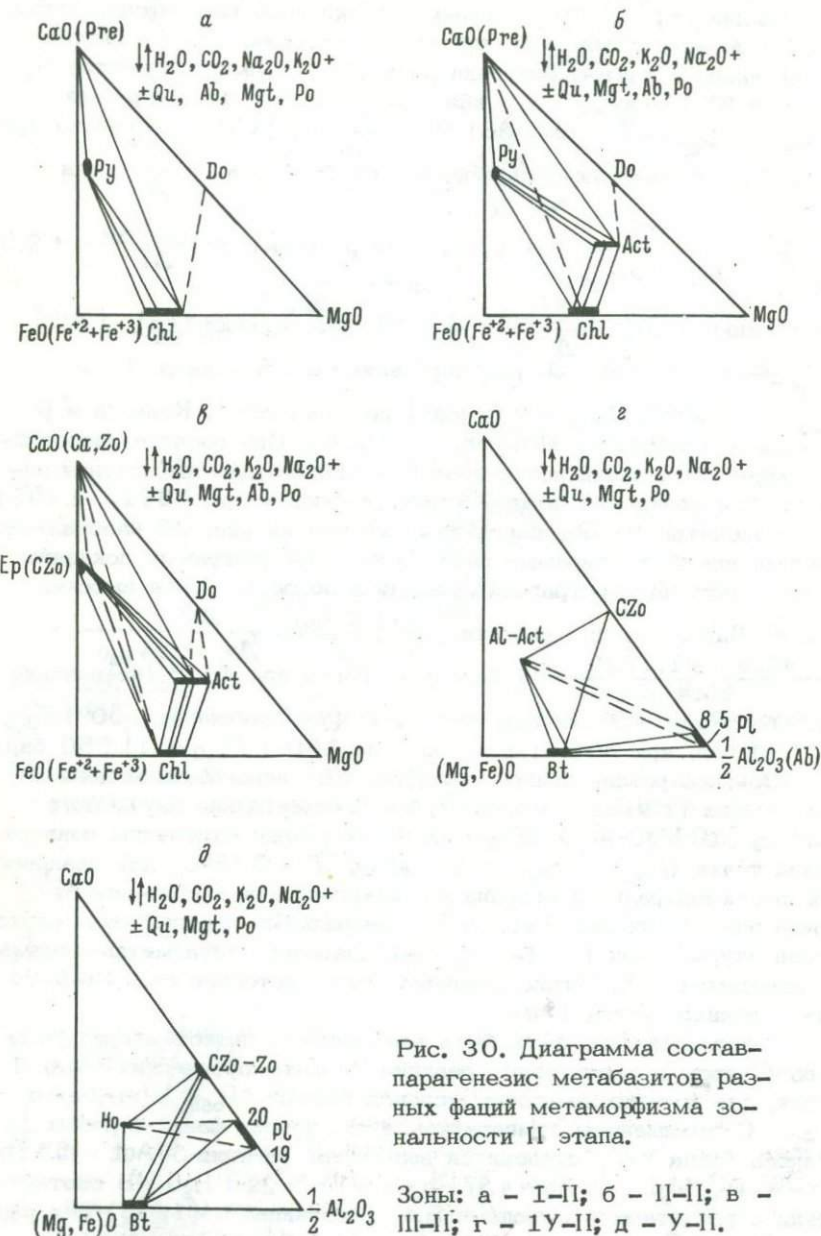


Рис. 30. Диаграмма состав-парагенезис метабазитов разных фаций метаморфизма зональности II этапа.

Зоны: а - I-II; б - II-II; в - III-II; г - IV-II; д - V-II.

Во II этап метаморфизма была сформирована метаморфическая зональность дистен-силлиманитового типа (фациальная серия B<sub>1</sub>), которая четко прослеживается в породах пелитового состава, богатых Al<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (в пределах продуктивной толщи), по смене изоград биотита, граната, дистена.

На рис. 30 представлены диаграммы состав-парагенезис для пород, богатых CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO. Из петрографических наблюдений и из анализа диаграмм следует, что в таких породах при повышении *T* актинолит появляется раньше эпидота и разложение парагенезиса Pre-Chl идет с образованием актинолита по реакции  $30\text{Pre} + 7\text{Chl} [\text{Mg}_6\text{Si}_4\text{O}_{10} \times (\text{OH})_8] + 2\text{SiO}_2 = 12\text{Py} + 6\text{Act} + 10\text{H}_2\text{O}$  или для железо-магнезиальных хлоритов с пренитом по схеме  $\text{Pre} + \text{Fe} - \text{Mg} - \text{Chl} + \text{Qu} = \text{Py} + \text{Fe} + \text{Act} + \text{H}_2\text{O}$ . При дальнейшем повышении *T* парагенезисы Py-Act-Qu и Py-Qu могут замещаться более высокотемпературными ассоциациями Pre-Al-Chl в соответствии с реакциями  $10\text{Py} + 15\text{Act} + 3\text{SiO}_2 = 21.5\text{Pre} + 3.5\text{Chl} [\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8] + \text{H}_2\text{O}$  и  $2\text{Py} + \text{SiO}_2 = 4\text{Pre} + 0.5\text{Chl} [\text{Mg}_4\text{Al}_4\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_8] + \text{H}_2\text{O}$ . При еще более высоких *T* парагенезис Py-Chl-Pre сменяется Ep (Czo) - Al - Act - Chl ассоциацией. В метаморфических зонах, характеризующихся промежуточным типом метаморфизма высокого *P*<sub>общ</sub> (Япония, Новая Зеландия), пренит исчезает сразу или позже, с первым появлением актинолита, в то время как пумпеллиит долго сохраняет свою устойчивость.

Сравнительно недавно многие исследователи (Seki, 1961; 1969; Coombs et al., 1970; Nitsch, 1970; Глебовичский, 1973; Кратц и др., 1973) стали выделять в самостоятельную единицу пумпеллиит-актинолитовую фацию с критическим парагенезисом Py-Act-Qu-Chl. Эта фация является переходной между пренит-пумпеллиитовой и фацией зеленых сланцев. Полевые наблюдения, совокупность экспериментальных (Nitsch, 1970; Hinrichsen, Schürmann, 1968, 1969, 1972) и петрологических данных (Seki, 1961, 1969) указывают на условия повышенного *P*<sub>общ</sub>, при котором происходит формирование пород этой фации. На экспериментальной диаграмме К.Х. Нитша (Nitsch, 1970) поле устойчивости парагенезиса Py-Act-Qu-Chl (поле 3) располагается выше инвариантной точки, для которой определены параметры *P*<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 2.5 кбар и *T* = 345°C, т.е. при *P*<sub>H<sub>2</sub>O</sub> > 2.5 кбар (рис. 29). При *P*<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 7 кбар область устойчивости этого парагенезиса имеет температурный интервал от 260 ± 20° до 370 ± 20° (около 100°C), при *P*<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 4 кбар — от 300 ± 20° до 350 ± 20°. С понижением *P*<sub>H<sub>2</sub>O</sub> область температурной устойчивости парагенезиса Qu-Chl-Py-Act сокращается, при *P* < 2.5 кбар он исчезает. На диаграмме *P*<sub>общ</sub>-*T* (Кратц и др., 1973) поле стабильности пумпеллиит-актинолитовой фации охватывает интервал от 2.5 до 5.5 кбар, *T* — от 320 до 380°C (рис. 31). Пумпеллиит-актинолитовая зона разной мощности и протяженности описана во многих областях повышенных *P*<sub>общ</sub>, особенно в поясах глаукофановых сланцев, что отражено, в частности, в сводной обобщающей работе Ю. Секи (Seki, 1969).

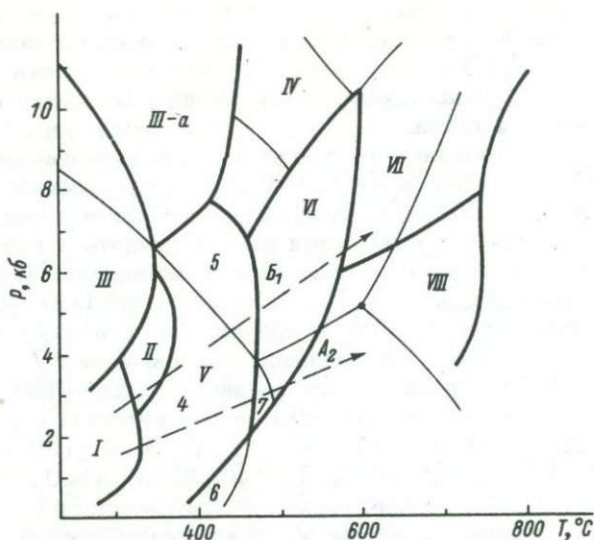
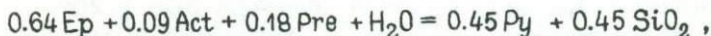


Рис. 31.  $P$ - $T$  диаграмма по В.А. Глебовицкому (Кратц и др., 1973).

Фации: I – цеолитовая или пренит-пумпеллиитовая, II – пумпеллиит-актинолитовая, III – глаукофан-лавсонитовая, III-a – глаукофан-цоизитовая, IV – цоизит-кианитовых сланцев, V – зеленых сланцев, VI – эпидотовых амфиболитов, VII – алмандиновых амфиболитов, VIII – куммингтонитовых амфиболитов. Субфации: 4 – зеленосланцевая (низких и умеренных  $P$ ), 5 – зеленосланцевая (повышенных  $P$ ), 6 – хлоритоид-кордиеритовая, 7 – гранат-мусковит-хлоритовая.

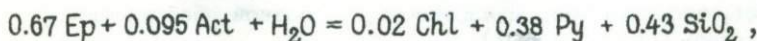
В пределах развития печенгской метаморфической зональности встречается лишь частный парагенезис  $Qu-Chl-Py-Act$  в зоне пренит-пумпеллиитовой фации (II-II). Зона кварц-хлорит-пумпеллиит-актинолитовых сланцев как таковая на Печенге отсутствует.

В областях с высоким  $P_{общ}$  дегидратация  $Py-Qu$  с образованием  $Pre-Ep-Act$  осуществляется по реакции



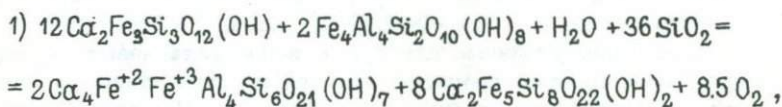
$$\Delta V_S + \Delta V_{H_2O} = -16.39 \text{ см}^3/\text{моль}, \Delta S_{623^\circ 16'} = -30.6 \text{ э.е.}$$

Парагенезис  $Py-Qu$  образуется при более высоком  $P_{общ}$ . Дегидратация минеральной ассоциации  $Py-Qu-Chl$  с образованием  $Ep-Act$  происходит в соответствии с реакцией

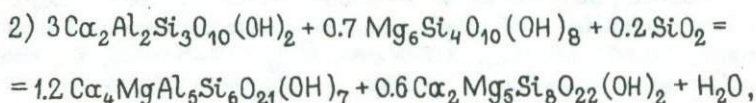
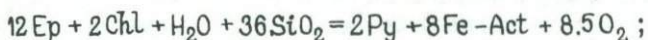


$$\Delta V_S + \Delta V_{H_2O} = -13.22 \text{ см}^3/\text{моль}, \Delta S_{623^\circ 16'} = -31.49 \text{ э.е.}$$

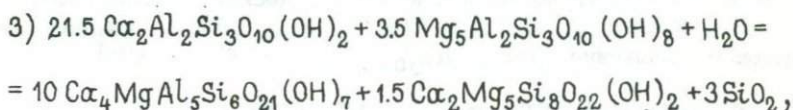
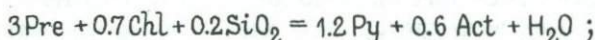
и сопровождается уменьшением объема, т.е. увеличением  $P_{\text{общ}}$ . Уменьшение объема (увеличение  $P_{\text{общ}}$ ) при образовании актинолит-пумпеллит-кварц-хлоритовых ассоциаций следует из расчетных данных по реакциям типа



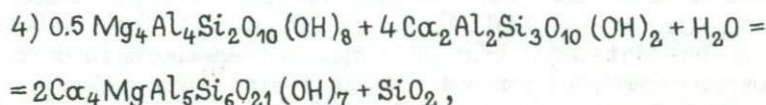
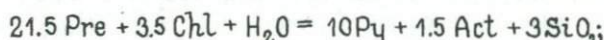
$$\Delta V = -271.06 \text{ см}^3/\text{моль} (-10\%),$$



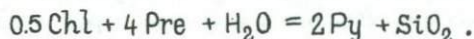
$$\Delta V = -65.85 \text{ см}^3/\text{моль} (-11\%),$$



$$\Delta V = -371.51 \text{ см}^3/\text{моль} (-10\%),$$



$$\Delta V = -59.94 \text{ см}^3/\text{моль} (-9\%),$$

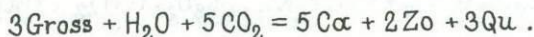


Снижение  $T$  и повышение  $P_{\text{общ}}$  при образовании низкотемпературных парагенезисов II этапа наглядно видно на примере выше-приведенных 3-й и 4-й реакций. Минеральные ассоциации  $\text{Py-Act-Qu}$  и  $\text{Py-Qu}$  являются более низкими по температуре по сравнению с  $\text{Pre-Chl}$ , но отвечают условиям более высокого  $P_{\text{общ}}$ .

На поле устойчивости алюмо-кальциевых силикатов большое влияние наряду с  $T$  и  $P_{\text{общ}}$  оказывает отношение  $P_{\text{CO}_2} / P_{\text{H}_2\text{O}}$ , которое направляет реакции низкотемпературного минералообразования. На основе современных экспериментальных данных (Гуревич,

1974; Иванов, Гуревич, 1974) известно, что увеличение  $P_{\text{CO}_2}$  вызывает сокращение полей стабильного существования ряда минералов, в частности пренита и пумпеллиита, и замещение их ассоциациями  $\text{Zo}-\text{C}\alpha$ ,  $\text{C}\alpha-\text{Zo}-\text{Act}$ ,  $\text{Chl}-\text{C}\alpha$  и т.д. по реакциям типа  $3\text{Pre}+2\text{CO}_2=2\text{Zo}+3\text{Qu}+\text{C}\alpha+2\text{H}_2\text{O}$  (Lion, 1971),  $1.5\text{Py}+1.4\text{CO}_2=2.3\text{Zo}+0.3\text{Chl}+1.4\text{C}\alpha+1.2\text{Qu}+2.9\text{H}_2\text{O}$  (Гуревич, 1974) и  $3\text{Py}+0.8\text{CO}_2+0.8\text{Qu}=0.8\text{C}\alpha+0.6\text{Act}+5\text{Zo}+7.4\text{H}_2\text{O}$  (Гуревич, 1974).

Эти реакции, типичные для существенно кальциевых пород, на Печенге характеризуют процессы поздней соссюритизации кальциевых плагиоклазов. Ранняя стадия соссюритизации основных плагиоклазов сопровождается развитием кварц-пренитовых, кварц-пумпеллиитовых ассоциаций, нередко с хлоритом. При увеличении  $\mu_{\text{CO}_2}$  за счет раннего пренита развивается  $\text{Zo}-\text{Qu}-\text{C}\alpha$ , за счет пумпеллиита —  $\text{Zo}-\text{Chl}-\text{C}\alpha-\text{Qu}$ ,  $\text{Zo}-\text{Act}-\text{C}\alpha$ . Реакция  $2.5\text{Chl}+8.6\text{C}\alpha+16.9\text{Qu}=2.3\text{Act}+\text{Py}+4.2\text{H}_2\text{O}+8.6\text{CO}_2$  была получена экспериментально (Гуревич, 1974) при  $P_{\text{CO}_2}=50$  атм,  $P_{\text{общ}}=4-5$  кбар, а реакция  $\text{Chl}+4\text{C}\alpha+8\text{Qu}=\text{Pre}+\text{Act}+4\text{CO}_2+2\text{H}_2\text{O}$  при  $P_{\text{общ}}=2$  кбар и  $T=270^\circ\text{C}$ . Образованию ассоциации  $\text{Act}-\text{Zo}$  по сравнению с  $\text{Qu}-\text{C}\alpha-\text{Chl}$  парагенезисом способствуют повышение температуры, снижение  $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$  и  $\mu_{\text{CO}_2}$ :  $21\text{Qu}+10\text{C}\alpha+3\text{Chl}=3\text{Act}+2\text{Zo}+10\text{CO}_2+5\text{H}_2\text{O}$ . Отсутствиеgrossуляра (на Печенге он встречается лишь как акцессорный минерал в низкотемпературных членах метаморфической зональности), согласно Д.С. Кумбсу и др. (Coombs et al., 1970), предполагает высокое отношение  $\mu_{\text{CO}_2}/\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ :

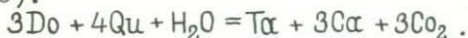


В высокотемпературных членах метаморфической зональности на II этапе метаморфизма повышение отношения  $\mu_{\text{CO}_2}/\mu_{\text{H}_2\text{O}}$  фиксируется по появлению более поздних минеральных парагенезисов  $\text{Al}-\text{Act}-\text{C}\alpha-\text{Do}-\text{Qu}-\text{Mgt}$ ,  $\text{Al}-\text{Act}-\text{Zo}-\text{Bt}$ ,  $\text{Al}-\text{Act}-\text{Chl}-\text{C}\alpha-\text{Do}(\pm\text{Mgt})$ ,  $\text{Zo}-\text{C}\alpha-\text{Do}-\text{Mgt}-\text{Qu}$ ,  $\text{Chl}-\text{C}\alpha-\text{Do}$  и др., развивающихся за счет более высокотемпературной роговой обманки I этапа метаморфизма.

Особый интерес представляет исследование парагенезисов  $\text{Chl}-\text{C}\alpha-\text{Do}$ ,  $\text{C}\alpha-\text{Do}$ , являющихся, с одной стороны, продуктами прогрессивного метаморфизма, особенно в низкотемпературных зонах, с другой — продуктами регрессивного изменения пород в более высокотемпературных зонах.

Регионально метаморфизованные кремнистые доломиты с тальком ( $\text{Ta}-\text{C}\alpha-\text{Do}$ ) на Печенге редки, гораздо чаще встречается парагенезис  $\text{Chl}-\text{C}\alpha-\text{Do}$  (рис. 24, д). По-видимому, это связано прежде всего с влиянием таких компонентов, как  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  (Metz, Winkler, 1963), которые значительно редуцируют поле устойчивости талька. Позднее (Fawcett, Yoder, 1966) было показано, что при  $P_{\text{H}_2\text{O}}=2$  кбар и  $T=425-500^\circ\text{C}$  добавление более 4 вес.%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  к составу талька приводит в результате к образованию  $\text{Ta}-\text{Chl}-\text{Qu}$ ,  $\text{Qu}-\text{Chl}$ , при добавлении  $\text{K}_2\text{O}$  обычен фенгит. Ассоциации  $\text{Ta}-\text{Chl}-\text{Qu}$ ,  $\text{Qu}-\text{Chl}$  широко распространены в карбо-

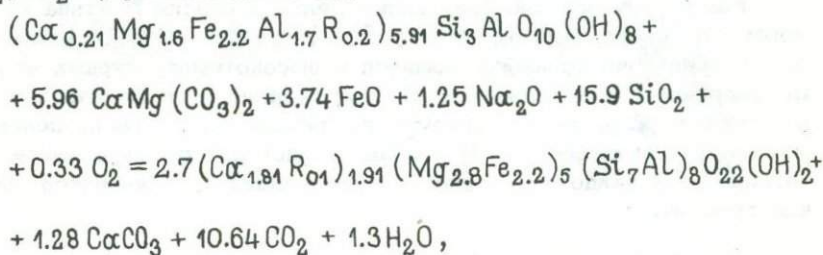
натсодержащих породах Печенги. Образование талька и кальцита из доломита и кварца было изучено в присутствии смеси  $H_2O-CO_2$  при  $T = 400-520^\circ C$  и  $P_{H_2O} = 2$  кбар (Gordon, Greenwood, 1970):



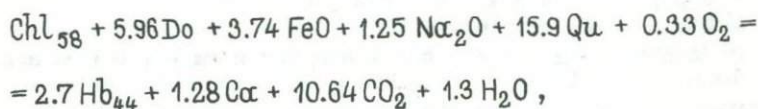
Кривая равновесия при  $P_{H_2O} =$  кбар проходит при разных  $T$  через следующие точки:  $\chi_{CO_2} = 0.2$ ,  $T = 415^\circ C$ ;  $\chi_{CO_2} = 0.4$ ,  $T = 450^\circ$ ;  $\chi_{CO_2} = 0.6$ ,  $T = 475^\circ C$ ;  $\chi_{CO_2} = 0.8$ ,  $T = 500^\circ C$ , где  $\chi_{CO_2}$  — мольная фракция  $CO_2$ . Реакция включает сосуществующие кальцит и доломит. Тальк образуется как первая ступень при метаморфизме силикатных доломитов только при отсутствии  $Al_2O_3$  и  $K_2O$ . При-сутствие  $Al_2O_3$  приводит к раннему формированию хлорита.

На регрессивной стадии II этапа метаморфизма парагенезисы  $Chl-Do$ ,  $Chl-Do-Ca$  образуются при гидратации, карбонатизации рого-вых обманок высокотемпературных метаморфических зон. Ход соот-ветствующих реакций различен в зависимости от подвижности ком-понентов.

1. При инертном поведении  $Ca, Mg, Al$  (подвижны  $+Fe, +Na$ ,  $+CO_2, +H_2O$ ) реакция имеет вид



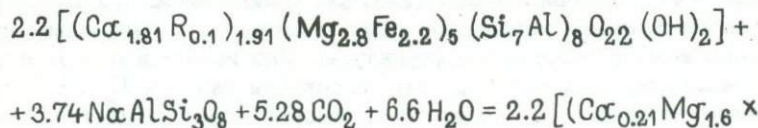
т.е.

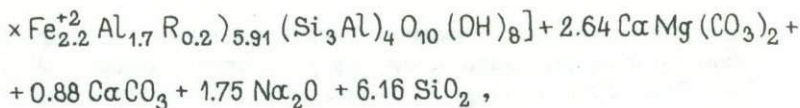


$$\Delta V = -155.29 \text{ см}^3/\text{моль}, \quad tg \alpha = \left( \frac{\partial P}{\partial \mu_{H_2O}} \right)_T = -0.15, \\ \alpha = -8^\circ 36'.$$

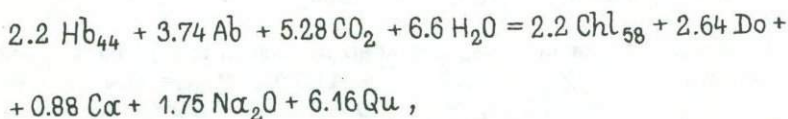
Парагенезис  $Hb_{44}-Ca$  более высокотемпературный и отвечает более высоким  $P_{общ}$ , чем парагенезис  $Chl_{58}-Do$ .

2. При инертном поведении  $Mg, Ca, Fe$  ( $Fe^{+2} + Fe^{+3}$ ) (подвиж-ны  $Al, +Na, +CO_2, +H_2O$ ) реакция имеет вид





т.е.



$$\Delta V = - 205.89 \text{ см}^3/\text{моль}, \text{tg} \alpha = \left( - \frac{\partial p}{\partial \mu_{\text{H}_2\text{O}}} \right)_T = + 0.57, \\ \alpha = 29^\circ 42'.$$

Реакция гидратации и карбонатизации ассоциации Hb-Ab сопровождается существенным уменьшением объема, т.е. образованию парагенезиса Chl-Do-Ca способствует как понижение  $T$ , так и повышение  $P_{\text{общ}}$ . Условия инертного поведения Mg, Ca, Fe при подвижных Al, Na, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O наиболее реальны для II этапа метаморфизма.

Как самые поздние (на заключительной стадии II этапа метаморфизма) снова появляются Pre-Chl, Py-Chl, Ca-Chl ассоциации, особенно четко наблюдающиеся в высокотемпературных членах метаморфической зональности. В этот поздний этап отмечается повсеместное развитие стильпомелана независимо от распределения метаморфических зон I и II этапов. Происходит смена цоизита, клиноцоизита эпидотом, эпидота — пумпеллитом, появляется поздний гематит.

### К о р р е л я ц и я   п р о ц е с с о в м е т а м о р ф и з м а и   п о с л е д о в а т е л ь н о с т и   д е ф о р м а ц и й

Изучение взаимосвязи процессов метаморфизма и стадий деформации пород на Печенге в значительной мере затруднено в связи с практическим отсутствием минеральной линейности в макроскопически тонкозернистых породах низких степеней метаморфизма, известными трудностями распознавания конкретных минералов зеленосланцевой фации в полевых условиях. Поэтому анализ такой взаимосвязи в основном базируется на изучении структурных и метаморфических схем при их сопоставлении (рис. 32).

Из анализа метаморфических и структурных схем следует, что границы метаморфических зон (изотермы) зональности I этапа не пересекают границы горизонтов пород (согласны с первичным напластованием) и складчатые структуры. Они имеют в общем плане ту же ориентировку, что и осевые плоскости складок  $F_2$ , деформированные складками  $F_3$ , что, по-видимому, может свидетельствовать

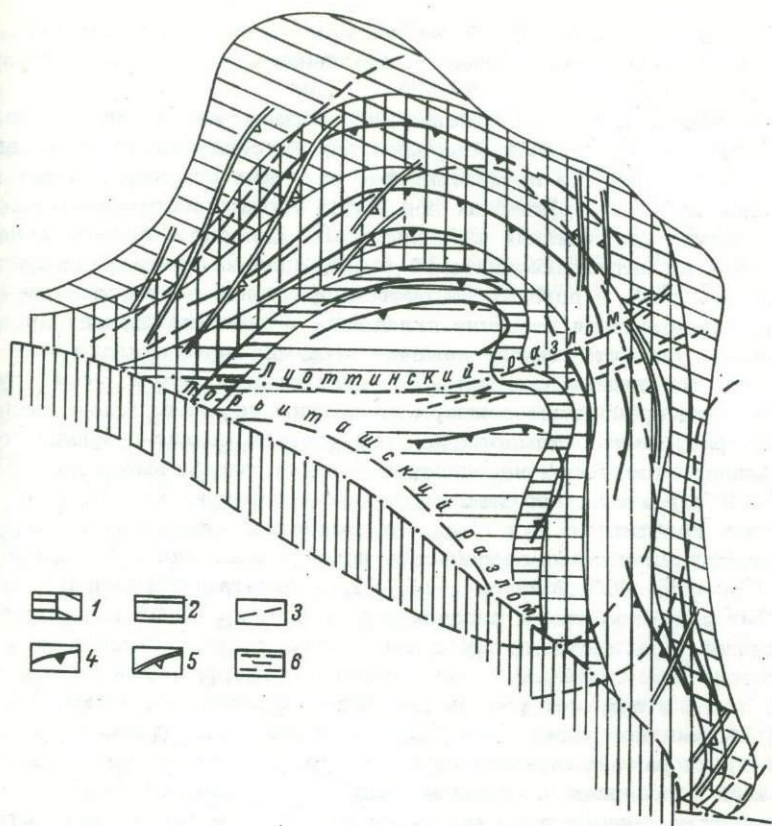


Рис. 32. Структурно-метаморфическая схема Печенгского района.

1 — разной штриховкой показаны метаморфические зоны 1 этапа (см. рис. 14); 2 — границы метаморфических зон I этапа; 3 — границы метаморфических зон II этапа (см. рис. 14). Основные структурные элементы: 4 — ориентировка осевых плоскостей складок  $F_1, F_2$ , деформированных в основном складками  $F_3$ ; 5 — ориентировка осевых плоскостей складок  $F_4, F_5$ , деформированных в ходе структурной эволюции до сжатых форм; 6 — поздние зоны расслабления, милонитизации, связанные с Луоттинским разломом.

о синкинематичности регионального метаморфизма I этапа с этапом складчатых деформаций, отвечающим первой-второй стадиям. Проявления регионального метаморфизма I этапа находят выражение в развитии системы кливажа или сланцеватости, отвечающей осевым поверхностям самых ранних складок  $F_1$ , в дальнейшем в ходе структурной эволюции деформированных

в стадиях II и III. На основании этого можно предположить, что становление метаморфической зональности I этапа ограничено интервалом  $F_1$ - $F_2$ .

Зональность в распределении метаморфических фаций I этапа сопряжена со структурной зональностью, которая прежде всего выражается в специфике проявления тех или иных структурных форм в каждой из метаморфических зон. Сюда прежде всего следует отнести отсутствие лежащих изоклинальных складок и прямых складок  $F_2$  в зоне пренит-пумпеллиитовой фации, наличие мелких лежащих складок  $F_1$  лишь в породах высокотемпературной зеленосланцевой фации, повсеместное развитие складок  $F_3$ . Ранее мы сделали предположение о том, что мелкие лежащие изоклинальные складки типа  $F_1$ , отчасти прямые складки  $F_2$  следует относить к более глубоким метаморфическим зонам, отвечающим условиям более высокотемпературного метаморфизма, чем условия пренит-пумпеллиитовой фации. Этот вывод находится в соответствии с выводами В.В. Эза (1970) о том, что метаморфическая перекристаллизация в условиях повышенных  $T$  и  $P_{\text{общ}}$ , происходящая одновременно с деформациями, повышает способность пород к пластической деформации. Согласно Ю.В. Миллеру (1973), в неметаморфизованных или слабометаморфизованных породах радиальные движения выражаются в развитии брахискладок, при этом мелкие лежащие складки не образуются. Применительно к печенгской метаморфической зональности I этапа это может рассматриваться как морфологически по-разному выраженное проявление радиальных движений (радиального сжатия) на разных стратиграфических уровнях — развитие брахисинклиналей („северная и южная мульды“) в породах IV наиболее мощного вулканогенного покрова, занимающего наиболее высокие стратиграфические уровни на Печенге, с одной стороны, и мелких изоклинальных лежащих складок в породах более низких стратиграфических уровней, с другой стороны.

Породы пренит-пумпеллиитовой фации испытывают сокращенное структурное развитие по сравнению с породами более глубоко метаморфизованными, отвечающими более низким стратиграфическим подразделениям пород. Анализ складчатых и разрывных деформаций позволяет сделать вывод о том, что породы четвертой вулканогенной толщи (пренит-пумпеллиитовая фация) при ряде одноименных деформаций в низах стратиграфического разреза испытывают в свою очередь лишь синхронные разрывные нарушения.

Как справедливо отмечали Е.И. Паталаха (1970) и Ю.В. Миллер (1973), метаморфические преобразования, начавшиеся в условиях тангенциального сжатия, обычно весьма низкотемпературные и, как правило, не достигают высокотемпературной субфации фации зеленых сланцев. При этом сланцеватость, развитая в условиях преобладающего тангенциального сжатия, отличается крайней неравномерностью развития, часто переходит в кливаж скалывания (Ажигирей, 1967), что мы и имеем на Печенге в породах пренит-

пумпеллиитовой и отчасти в породах зеленосланцевой фации. Большую равномерность развития сланцеватость приобретает в более высокотемпературных членах метаморфической зональности, а также в связи с наложением складчатых деформаций, отвечающих II этапу метаморфизма. Комплексы пород типа четвертого вулканогенного покрова Печенги характеризуются определенным соотношением метаморфизма со складчатостью. Они занимают, согласно представлениям Ю.В. Миллера (1973), промежуточное положение между породами, испытавшими „нормальный” региональный метаморфизм, который начался в условиях радиальных движений, и неметаморфизованными образованиями.

Из анализа метаморфических и структурных схем следует, что границы метаморфических зон, изограды, соответствующие II этапу метаморфизма, отвечают ориентировке простираний складчатых структур третьей, четвертой и пятой стадий (их осевым поверхностям). В ходе структурной эволюции складки  $F_4$  и  $F_5$  были деформированы до сжатых форм (рис. 11), в связи с чем изменилась пространственная ориентировка их осевых плоскостей, т.е. поверхности метаморфических зон (и изоград) оказались деформированными, что отражено на структурно-метаморфической схеме (рис. 32). В связи с изменением пространственной ориентировки осевых поверхностей складок соответствующих стадий границы метаморфических зон II этапа с соответствующей им сланцеватостью занимают в основном секующее положение по отношению к границам метаморфических зон I этапа и их сланцеватости. Характерна локальность проявления метаморфических преобразований II этапа, что связано с локальностью развития соответствующих деформаций. Ориентировка зон кливажа и рассланцевания (зоны милонитизации), отвечающая заключительной (регрессивной) стадии II этапа метаморфизма, хорошо согласуется с поздней системой меридиональных ( $F_6$ ) и широтных ( $F_7$ ) складок.

Корреляционный анализ структурной и метаморфической эволюции на Печенге позволяет сделать основной вывод о том, что, в то время как на уровнях, отвечающих условиям нормального регионального метаморфизма, возникает сложная структура с признаками неоднократного проявления складчатых деформаций, на уровнях, отвечающих условиям пренит-пумпеллиитовой фации, породы испытывают редуцированное структурное развитие, т.е. метаморфическая зональность теснейшим образом связана с глубиной развития деформаций.

В процессе метаморфической эволюции пород печенгского комплекса происходит смена высокоградиентной зональности андалузит-силлиманитового типа (фациальная серия  $A_2$ ) более низкоградиентной зональностью кианит-силлиманитового типа (фациальная серия  $B_1$ ). При этом геотермический градиент, если использовать расчеты К.Х. Нитша (Nitsch, 1970), изменялся от 40 до 20°C/км, т.е. интенсивность теплового потока в ходе метаморфической эволюции падала.

Характер высокоградиентной зональности I этапа позволяет допускать некоторую аналогию с температурной зональностью в пределах развития рифтовых зон. Показательными для них являются относительно высокие значения величин теплового потока. Положение геоизотерм в рифтовых зонах (Исследования по проблеме ..., 1972) обуславливает температурную метаморфическую зональность до амфиболитовой фации включительно.

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО  
РЕЖИМА МЕТАМОРФИЗМА

Проведенные на Печенге петрологические исследования характеризуются определенными закономерностями метаморфической эволюции в рамках единого тектонического цикла. В зонально метаморфизованных комплексах такого типа присутствуют продукты метаморфизма разных фациальных зон, разных типов, отличающиеся по набору интенсивных параметров:  $T$ ,  $P_{\text{общ}}$ ,  $P_{\text{CO}_2}$ ,  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ ,  $P_{\text{O}_2}$  и т.д. С одной стороны, существуют определенные препятствия для выявления конкретных  $T$  и  $P_{\text{общ}}$  для низкотемпературных фаций — отсутствие геотермометров и геобарометров. С другой стороны, для низкотемпературных фаций метаморфизма (пренит-пумпеллиитовая и зеленосланцевая) реально использование экспериментальных данных, так как условия такого рода экспериментов значительно приближены к природным; это подтверждается расчетными данными (Добрецов, 1966; Соболев и др., 1966) по фации зеленых сланцев, для которой принимается  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.8 P_{\text{общ}}$ . В связи с этим для низкотемпературных фаций можно считать  $P_{\text{общ}} \approx P_{\text{H}_2\text{O}} + P_{\text{CO}_2}$ .

 $P$ - $T$  условия метаморфизма

## Прогрессивный метаморфизм

I этапа сопровождается становлением метаморфической зональности в режиме андалузит-силлиманитового типа при  $P_{\text{общ}} = 2-3$  кбар (фациальная серия  $A_2$ ). Нижний температурный предел метаморфической зональности андалузит-силлиманитового типа определяется  $T = 300^\circ\text{C}$  в соответствии со следующими экспериментальными данными.

Х. Хинрихсен, К. Шюрман (Hinrichsen, Schürmann, 1960) исследовали устойчивость пумпеллиита и пренита. Эксперименты производились в области  $T = 220-380^\circ\text{C}$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  от 5 до 7 кбар. Температура равновесия для реакции  $0.5 \text{Chl} (\text{амезит}) + 4 \text{Prp} + \text{H}_2\text{O} = 2 \text{Py} + \text{Qtz}$  определяется этими исследователями как  $2650^\circ\text{C}$  при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5.5$  кбар и  $250^\circ\text{C}$  при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 7$  кбар. Линия моновариантного равновесия реакции на диаграмме  $P_{\text{H}_2\text{O}}-T$  имеет крутой

отрицательный наклон ( $-10^\circ/\text{кбар}$ ), т.е. реакция слабо зависит от  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ . Экстраполированная в область более низких  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2-2.5$  кбар, она будет иметь температуру равновесия  $295-300^\circ$  (для пренит-пумпеллиитовой фации). Реакция характеризует метаморфические преобразования в зонах I-I, 1-II. Незначительное влияние на реакцию обуславливает тот факт, что минеральные парагенезисы зон I-I и I-II практически не отличаются друг от друга. В соответствии с экспериментами К.Х. Нитша (Nitsch, 1970) смена парагенезисов на границе пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций определяется  $T = 345^\circ\text{C}$  (рис. 29). Согласно экспериментам (Hinrichsen, Schürmann, 1972), в которых использовались в качестве исходного материала Fe-Mg смешанные кристаллы в системе  $\text{CaO-MgO-FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ , добавка  $\text{Fe}^{+2}$  сдвигает кривые моновариантных равновесий в сторону более низких  $T$ . В природных пумпеллиитах и эпидотах, в том числе и в печенгских, значительное количество Al замещается  $\text{Fe}^{+3}$ , при этом  $\text{Fe}^{+3}$  также, по-видимому, способно понижать  $T$  устойчивости этих фаз. В связи с этим значения параметров невариантной точки, экспериментально определенные К.Х. Нитшем ( $P_{\text{общ}} = 2.5$  кбар,  $T = 345^\circ\text{C}$ ), могут оказаться ниже. Р. Стренс (Strens, 1965) определил, что реакция  $5\text{Pr}e = 2\text{Gr} + 2\text{Zr} + 3\text{Qu} + 4\text{H}_2\text{O}$  имеет  $T = 375 \pm 25^\circ$ ,  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$  кбар (наклон линии моновариантного равновесия  $+7^\circ/\text{кбар}$ ) и характеризует начало фации зеленых сланцев. Нижний предел устойчивости фенгитов, богатых селадонитовой молекулой, определяется в  $350-400^\circ\text{C}$  при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 4.5$  кбар, по ориентировочным данным Б. Вельде (Velde, 1965). В соответствии с данными Е. Альтхауза (цит. по: Винклер, 1969) при  $T = 360-370^\circ\text{C}$ ,  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$  кбар сначала образуется фенгит, а при  $T = 370-400^\circ\text{C}$  из глауконита возникает ассоциация  $\text{Bt} + \text{KFs} + \text{Qu} + \text{Hem}$ . Нижний предел устойчивости мусковита был получен Г. Винклером (1969) при нагревании пиллитсодержащих глин с высоким  $\text{Al/K}$  отношением, в результате чего образовывался парагенезис  $\text{Mu} + \text{Chl} + \text{Qu}$ . При  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$  кбар  $T$  этой реакции равна  $400^\circ\text{C}$ .

Таким образом, нижний температурный предел метаморфической зональности I этапа соответствует  $300^\circ\text{C}$  (пренит-пумпеллиитовая фация), начало фации зеленых сланцев —  $350^\circ\text{C}$ . Верхний температурный предел метаморфической зональности I этапа ( $T \geq 500^\circ\text{C}$ ) определяется устойчивостью двух парагенезисов:  $\text{Gr-Mu-Chl}$  в эпидот-амфиболитовой фации (поле 7 на рис. 31) и  $\text{Cum-Pl}_{20}\text{-Qu-Hb}$  (поле VIII на рис. 31).

С низким давлением ( $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{общ}} = 2-3$  кбар) связаны особенности состава минералов, минеральных равновесий, метаморфических реакций I этапа, рассмотренные в гл. II.

II этап метаморфизма развивается на фоне заметного повышения  $P_{\text{общ}}$  при незначительном падении  $T$ . Наиболее низкий спад  $T$  характерен для заключительных (поздних) стадий. Метаморфизм II этапа сопровождается становлением зональности в режиме кинит-силлиманитового

типа при  $P_{\text{общ}} = 4-5$  кбар (фациальная серия Б<sub>1</sub>). Определение нижнего температурного предела зональности II этапа в значительной мере затруднительно. Он может быть принят как 250–260° в соответствии с экспериментами (Hinrichsen, Schürmann, 1969). Температурная граница перехода пренит–пумпеллиитовой зоны в зеленосланцевую, исследованная теми же авторами ( $20\text{Py} = 16\text{Zo} + 16\text{Gross} + 5\text{Chl}$  – амезит +  $14\text{Qu} + 42\text{H}_2\text{O}$ ), имеет 310°C при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5.5$  кбар и 325°C при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 7$  кбар.

Температурные границы низкотемпературных фаций мало зависят от  $P_{\text{общ}}$  и при его возрастании снижаются: для пренит–пумпеллиитовой фации от 300 до 250°C, для начала фации зеленых сланцев от 350 до 300°C. Это не противоречит теоретическому выводу о том, что повышение  $P_{\text{общ}}$  при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = \text{const}$  снижает температуру реакций дегидратации. Особый интерес представляет экспериментальное определение предела устойчивости безжелезистых цоизитов (Newton, 1965, 1966):  $T$  дегидратации цоизита при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$  кбар равна  $574 \pm 7^\circ\text{C}$ , при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 3$  кбар –  $620^\circ\text{C}$  и при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 8$  кбар –  $850^\circ\text{C}$ . Эпидот ( $\text{Ps}_{27}$ ) обладает пределом  $T$  устойчивости при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$  кбар в  $620 \pm 40^\circ\text{C}$ . Ранее, в гл. II, были уже рассмотрены некоторые экспериментальные данные при характеристике минералов группы эпидота. Здесь подчеркнем, что, согласно экспериментальным данным, цоизиты, клиноцоизиты и эпидоты устойчивы как в области низких, так и в области высоких  $P_{\text{общ}}$ , при этом эпидот обладает большей термальной устойчивостью. Приуроченность клиноцоизитов (цоизитов) на Печенге к метаморфическим зонам II этапа обусловлена исключительно сменой  $P_{\text{O}_2}$  в ходе метаморфической эволюции и валовым составом пород.

Верхний температурный предел метаморфической зональности II этапа ( $T = 550-600^\circ\text{C}$ ) определяется в соответствии с петрогенетической диаграммой В.А. Глебовицкого (Кратц и др., 1973) по устойчивости парагенезисов: St-Bt-Ky-Mu-Gr-Qu-Pl, Gr-Ky-Bt-Mu, Qu-St-Bt-Pl в метапелитах; фации альмандиновых амфиболитов в метабазитах (Hb-Gr-Pl-Qu). Г. Хошек (Hoschek, 1969) экспериментально исследовал реакцию  $\text{Chl} + \text{Mu} = \text{St} + \text{Bt} + \text{Qu} + \text{H}_2\text{O}$ , для которой им были получены при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 4$  кбар  $T = 540 \pm 15^\circ\text{C}$  и при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 7$  кбар  $T = 565 \pm 15^\circ\text{C}$ .

С повышенным  $P_{\text{общ}}$  (4–5 кбар) связаны особенности состава минералов, а также метаморфические реакции II этапа, рассмотренные в гл. II. Поздние, заключительные стадии II этапа метаморфизма характеризуются резким спадом  $T$ , особенно четко фиксируемым в высокотемпературных членах метаморфической зональности этого этапа. В соответствии с экспериментальными данными Л.П. Гуревич (1974) по Qu-Chl-Ca парагенезисам минимальная  $T$  этого процесса равна 270–310°C при  $P_{\text{общ}} = 2-5$  кбар.

Эволюция термодинамических условий метаморфизма сопровождается изменением режима летучих. В настоящее время большинство исследователей считают, что  $P_{\text{фл}} = P_{\text{H}_2\text{O}} + P_{\text{CO}_2} + P_x$ , где  $P_x$  — прочие газы, и состав флюида определяется соотношением  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ . Отношение  $P_{\text{H}_2\text{O}}/P_{\text{CO}_2}$  во флюиде в ходе метаморфической эволюции меняется в зависимости от  $P_{\text{общ}}, T$  и состава исходных пород. Флюидный режим I этапа характеризуется резким преобладанием  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  над  $P_{\text{CO}_2}$ , при этом  $P_{\text{CO}_2}$ , по-видимому, не превышало 100 атм. Этот вывод находится в соответствии с тем фактом, что при  $P_{\text{CO}_2} > 100$  атм, судя по экспериментальным данным Л.П. Гуревич (1974), пренит-пумпеллиитовая ассоциация становится неустойчивой, замещаясь цоизит-кальцитовыми, кальцит-цоизит-актинолитовыми, хлорит-кальцитовыми и т.д. (на Печенге это ассоциации II этапа метаморфизма). Такое заключение подтверждается и петрографическими наблюдениями, свидетельствующими о том, что в I этап метаморфизма пренит-пумпеллиитовые, особенно пренитовые, парагенезисы длительно существуют и развиты в пределах широких площадей. Таким образом, увеличение  $P_{\text{CO}_2}$  вызывает сокращение полей стабильности пренита и пумпеллиита. С повышением  $P_{\text{общ}}$  состав флюида меняется в сторону обогащения его  $\text{CO}_2$ ; это впервые было отмечено Д.С. Коржинским (1940), который показал, что  $T$  реакций декарбонатизации возрастает с глубиной процесса метаморфизма. Режим  $\text{CO}_2$  является одним из ведущих факторов в зонах повышенного  $P_{\text{общ}}$ . Повышение  $P_{\text{общ}}$  избирательно влияет на летучесть отдельных компонентов флюида и в связи с этим на специфику глубинного минералообразования (Мельник, 1973). Из сопоставления термодинамических свойств  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  следует, что повышение  $P_{\text{общ}}$  ведет не только к пропорциональному росту  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  и  $P_{\text{CO}_2}$  в водно-углекислом флюиде, но и к значительному (непропорциональному) увеличению летучести  $\text{CO}_2$  по сравнению с летучестью  $\text{H}_2\text{O}$ . Коэффициент летучести  $\gamma$  углекислоты ( $\gamma = \frac{f}{P_{\text{общ}}}, f$  — летучесть газа) с ростом  $P_{\text{общ}}$  увеличивается в сотни раз ( $f \gg P_{\text{общ}}$ ), в то время как при тех же параметрах  $T$  и  $P_{\text{общ}}$   $\gamma$  воды меняется всего лишь в десятки раз (Мельник, 1973). Эксперименты и петрографические наблюдения (интенсивная карбонатизация, развитие псевдоморфоз кальцита, доломита по амфиболам I этапа метаморфизма) показывают, что с ростом  $P_{\text{общ}}$  при  $T = \text{const}$  силикатные минеральные ассоциации будут сменяться карбонатными даже в тех случаях, когда состав водно-углекислого флюида ( $P_{\text{CO}_2}/P_{\text{H}_2\text{O}}$ ) останется неизменным.

С высоким  $P_{\text{CO}_2}$  связана устойчивость кварцсодержащих доломитов (с тальком, хлоритом). Кальцит-доломитовые равновесия рассматривались нами в гл. II. В свете вышесказанного большой интерес представляют эксперименты А.Дж. Эллиса (Ellis, 1971), связанные с исследованием концентрации ионов  $\text{Mg}$  в присутствии

Mg-хлорита, кальцита,  $\text{CO}_2$  и кварца. Оказывается, что даже при одной и той же температуре увеличение  $P_{\text{CO}_2}$  от 5 до 65 атм способствует резкому возрастанию концентрации Mg в растворе: от 0.4 до 0.9 ppm при 200°C; от 0.1 до 0.2 ppm при 250°C, от 0.02 до 0.06 ppm при 300°C. При повышении  $T$  концентрация Mg в растворе падает, а увеличение  $P_{\text{CO}_2}$  повышает ее. Переход кальцит-доломит определяется при одной и той же  $T$  (200–250–300°C), при строго фиксированном атомном отношении  $\text{Ca/Mg}$ , равном соответственно 5–10–15. Можно предполагать в соответствии с этими экспериментами появление частных равновесных кальцит-доломитовых парагенезисов уже в I этапе метаморфизма при  $T = 250\text{--}300^\circ\text{C}$ , однако наибольшим развитием они обладают, по-видимому, во II этапе метаморфизма в связи с резким увеличением  $P_{\text{CO}_2}$ . В наиболее высокотемпературных метаморфических зонах I этапа, учитывая, что с повышением  $T$  концентрация Mg в растворе падает, а низкое  $P_{\text{CO}_2}$  не может ее увеличить, реакции доломитизации будут затруднены.

### Окислительно-восстановительный режим метаморфизма

Согласно представлениям группы исследователей (James, 1955; Коржинский, 1963а; Лазарев, 1971), кислород в процессе метаморфизма является инертным компонентом и содержание его в метаморфических породах прямо пропорционально его содержанию в первичной неизменной породе. Низкая мобильность кислорода при метаморфизме подчеркивалась и другими авторами (Югстер, 1961; Chinner, 1960). Некоторые исследователи, наоборот, считают кислород в процессе метаморфизма вполне подвижным компонентом.

Анализ совокупности петрологических данных по печенгскому зонально-метаморфизованному комплексу позволяет сделать в плане обсуждаемой проблемы ряд выводов. Рассмотрим два возможных варианта поведения кислорода при метаморфизме. В первом случае он, по-видимому, может иметь ювенильное происхождение, т.е. поступать в систему извне и в течение определенного этапа (стадии, цикла) метаморфизма поддерживаться на определенном уровне, представляя собой внешний буфер по отношению к определенной метаморфической системе; при этом кислород представляет собой вполне подвижный компонент. Величина  $P_{\text{O}_2}$  зависит от  $P_{\text{общ}}$  и  $T$ . Механизм действия буферов такого типа остается пока неясным. Возможно, роль такого буфера могла бы выполнять вода, что было рассмотрено Д.С. Коржинским (1963а) при исследовании уравнения ее термической диссоциации.

Во втором случае кислород непосредственно связан со слоем (толщей) пород определенного состава. При этом становится возможным существование внутреннего кислородного буфера, регулирующего

$P_{O_2}$  в пределах слоев, толщ такого рода, что накладывает отпечаток на характер последующего минералообразования и обуславливает определенную его специфику в таких слоях пород. Величина  $P_{O_2}$  в случае внутренних кислородных буферов определяется составом буфера и  $T$ . Внутренние кислородные буфера создают некоторое отклонение от обычной нормальной последовательности минералообразования, характерной для систем, лишенных буферов такого типа. Их действие в пределах слоев, толщ пород определенного состава строго локализовано и в целом не нарушает общего (фоновое) кислородного режима, контролируемого внешними условиями —  $P_{O_2}$  и  $T$ .

Взаимодействие внешних и внутренних кислородных буферов отчетливо прослеживается на примере печенгского метаморфического комплекса. Так, для I этапа метаморфизма устанавливается довольно высокое  $P_{O_2}$ , которое отражено прежде всего в определенной последовательности минералообразования (рис. 26) и составе породообразующих минералов (высокая степень их окисления). Для II этапа метаморфизма выявлено заметное снижение  $P_{O_2}$ , которое фиксируется при анализе полей устойчивости парагенезисов (рис. 26), а также составом породообразующих минералов. Заключительные стадии II этапа характеризуются локальным повышением  $P_{O_2}$ , на что указывает появление в низкотемпературных зонах позднего стильпномелана, окисленного хлорита, гематита, а в высокотемпературных зонах — голубовато-зеленого амфибола высокой степени окисленности.

Полученные результаты хорошо согласуются с выводами А. Мияширо (Miyashiro, 1964): высокое  $P_{O_2}$  для абукумского типа метаморфизма и низкое  $P_{O_2}$  — для шотландского. Это также подтверждает представления А.А. Маракушева и Л.Л. Перчука (1971) о том, что малоглубинные зоны характеризуются возрастанием  $P_{O_2}$ , которое вызывает интенсивное окисление  $H_2$ ,  $CO$  во флюидах, приводящее к их разогреву и появлению высокоградиентной метаморфической зональности.

К внутренним буферным ассоциациям на Печенге следует отнести  $Mgt-Hem$ ,  $Po-Pn-Mgt$ ,  $Po-Pir-Mgt$ , графит, действующие в пределах толщ пород определенного состава и поддерживающие  $P_{O_2}$  в них на определенном уровне при фиксированной температуре.

$Mgt-Hem$  буферная ассоциация характеризует определенные горизонты второй-третьей туфогенно-осадочных толщ, отдельные горизонты второй вулканогенной толщи, а также некоторые стадии процесса медно-никелевого рудообразования.  $P_{O_2}$  в процессе эволюции метаморфизма в этих толщах пород не опускалось ниже моновариантной линии кривой реакции  $2Fe_3O_4 + 1/2 O_2 = 3Fe_2O_3$ , т.е. отвечало пограничной кривой реакции  $Mgt \rightleftharpoons Hem$ . Учитывая  $T$  метаморфизма, по методу окислительно-восстановительных буферов (Маракушев, 1973) можно оценить вероятное  $P_{O_2}$ . Если метаморфизм I этапа в породах третьей туфогенно-осадочной толщи по условиям  $T$  отвечал уровню зоны биотита

зеленосланцевой фации ( $T \sim 400-450^\circ\text{C}$ ), то  $P_{\text{O}_2}$  изменялось от  $10^{-20}$  атм в I этап метаморфизма до  $10^{-15}$  атм во II этап. Наличие Mgt-Hem буферных ассоциаций в составе второй, отчасти в составе первой вулканогенных толщ вызывает некоторые отклонения от обычной нормальной последовательности минералообразования в случае отсутствия буферов такого типа. В частности, в I-II этапы метаморфизма с глубиной (в определенных частях низов стратиграфического разреза) при повышении  $T$  увеличивается  $F_{\text{общ}}$  и  $K_{\text{ох}}$  амфиболов, сульфидная минерализация сменяется окисной и т.д. (см. гл. II).

Po-Pn-Mgt, Po-Pir-Mgt буферные ассоциации типичны для медно-никелевых месторождений, в том числе и для Печенги, где играют определенную роль в процессе рудообразования, изучение которого, однако, выходит за рамки настоящих исследований.

Кислородным буфером (буфер Eh) является графит. Реакции с участием графита имеют большое значение при процессах метаморфизма, что особо подчеркивалось Д.С. Коржинским (1940) и А. Мияширо (Miyashiro, 1964).  $P_{\text{O}_2}$  в присутствии графита является двойной функцией  $T$  и  $P_{\text{CO}_2}$ , т.е.  $P_{\text{O}_2}$  эффективно контролируется реакцией  $\text{C} + \text{O}_2 \rightleftharpoons \text{CO}_2$ , для которой  $\Delta G^0 = -4.575 \times \log \frac{P_{\text{CO}_2}}{P_{\text{O}_2}}$ , где  $\Delta G^0 = -94.200 - 0.2T$ .

С увеличением  $P_{\text{CO}_2}$  возрастает равновесное  $P_{\text{O}_2}$  в присутствии графита. В породах, не содержащих графита, нет определенных соотношений между  $P_{\text{O}_2}$  и  $P_{\text{CO}_2}$ . Графит, проявляя определенные буферные кислородные свойства, создает при этом и значительный восстановительный эффект, что хорошо согласуется с представлениями А. Хонслоу и Дж. Мура (Honslow, Moore, 1967), придающими важное значение образованию закисного железа при метаморфизме графитсодержащих толщ согласно реакции  $\text{C} + 4\text{Fe}^{+3} + 2\text{O}^{-2} = \text{CO}_2 + 6\text{Fe}^{+2}$ . В условиях даже незначительного изменения  $P_{\text{CO}_2}$ ,  $P_{\text{O}_2}$  (например, с повышением их значений при снижении  $T$ ) будет иметь место смещение реакции влево, т.е. в сторону образования более окисленных форм железа и восстановленного (новообразованного) графита, что не противоречит возможности протекания в этих условиях, например, буферной реакции типа  $\text{Po} \rightleftharpoons \text{Pir} + \text{Mgt}$ . Локальное появление вместо железистого бурого биотита светло-желтого биотита (табл. 9, обр. 263е) почти истонитового состава ( $F_{\text{общ}} = 7.7\%$ ,  $K_{\text{ох}} = 0.42$ ) с поздним гематитом и магнетитом в четвертой продуктивной графитсодержащей толще Печенги (юго-восточная часть структуры, северные отроги горы Кучин-тундра), по-видимому, обусловлено действием буферов такого типа.

Рассмотренные примеры указывают на определенную специфику минералообразования, связанную с локально действующими буферными кислородными ассоциациями. Вероятное  $P_{\text{O}_2}$ , находящееся в равновесии с  $\text{CO}_2$  и графитом, в породах четвертой продуктивной толщи Печенги при  $T = 350^\circ\text{C}$  (I этап метаморфизма) и  $T = 300-600^\circ\text{C}$  (II этап) в соответствии с данными А. Мияширо

(Miyashiro, 1964, диаграмма  $\log P_{O_2} - T$ ) может быть оценено в 10-30 и 10-28 -10-23 атм соответственно. Такая оценка  $P_{O_2}$  в графитсодержащих породах Печенги возможна по двум причинам: 1) интервал между кривыми (на диаграмме А.Мияширо)  $P_{O_2}$  при  $P_{CO_2} = 10000$  и  $P_{CO_2} = 10$  атм очень мал, в связи с чем любое промежуточное значение  $P_{O_2}$  в этом интервале при определенной  $T$  будет близко к реальному; 2) значение  $P_{O_2}$  (10-30 атм), создаваемое буфером типа  $Po - Pir - Mgt$  в I этап метаморфизма, оцененное по методу окислительно-восстановительных буферов (Ма-ракушев, 1973), совпадает со значением  $P_{O_2}$  для графитового буфера.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ геологических, структурно-метаморфических исследований Печенгского горно-промышленного района позволяет сделать следующие выводы.

1. Анализ минеральных парагенезисов свидетельствует об увеличении  $P_{\text{общ}}$  в процессе метаморфической эволюции пород печенгского комплекса и о смене высокоградиентной зональности андалузит-силлиманитового типа более низкоградиентной зональностью кианит-силлиманитового типа. Высокоградиентная зональность может быть сопоставлена с аналогичными зональностями, описанными для ряда районов Японии (Танзава, Акаиси), а также с Новозеландским поясом низких давлений (Seki, 1969). Зональность кианит-силлиманитового типа имеет место при минимально низком давлении по сравнению с известными в природе комплексами кианит-силлиманитового типа.

2. Метаморфическая зональность характеризуется полным деформационным циклом складчатости, включающим характерные стадии формирования структуры и разрывов. Первая стадия деформаций осуществлялась при радиальной ориентировке главных сжимающих усилий, результатом чего явилось формирование зоны растяжения. На границе первой и второй стадий деформационного цикла имеет место инверсия тектонического режима — смена радиальных движений тангенциальными. Более поздние (четвертая, пятая) стадии отличаются проявлением деформаций в условиях нарастающего тангенциального сжатия.

3. Процессы регионального метаморфизма пород печенгского комплекса отражают направленное изменение геотермических режимов от фашиальной серии  $A_2$  (зональность андалузит-силлиманитового типа) к фашиальной серии  $B_1$  (зональность дистен-силлиманитового типа). Смена геотермического режима приурочена к периоду инверсии тектонических движений.

4. Зональность в распределении метаморфических фаций сопряжена со структурной зональностью, которая прежде всего выражается в специфике проявления тех или иных структурных форм в каждой из метаморфических зон. Метаморфическая зональность тесно связана с глубиной развития деформаций: в то время как

на уровне, отвечающем условиям зеленосланцевой региональной метаморфизма, возникает сложная структура с признаками неоднократного проявления складчатых деформаций, на уровне, отвечающем пренит-пумпеллиитовой фазии, породы испытывают редуцированное структурное развитие.

5. Специфический набор эволюционных, структурных и петрологических признаков не позволяет пока отнести Печенгскую (Печенгско-Имандра-Варзугскую) метаморфическую зону к определенному типу метаморфических поясов, намеченных В.А. Глебовицким (1973), хотя петрологические типы региональной метаморфизма проявлены в ней вполне отчетливо. В связи с этим она, по-видимому, может быть выделена лишь в особый тектонотип метаморфических поясов в зонах докембрийского внутриконтинентального рифтогенеза.

## ЛИТЕРАТУРА

- А ж г и р е й Г.Д. Кливаж (общие вопросы генезиса и кливаж межслоевого течения). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11, с. 164–182.
- А с т а ф ь е в Ю.А. Последовательность развития складчатых структур в западной части Печенгского рудного поля. – В кн.: Региональная геология, металлогения и геофизика. (Тр. Кольского фил. АН СССР, вып. 5, ч. I). Апатиты, 1974, с. 186–192.
- А х м е д о в А.М. К реконструкции палеогеографических условий образования осадочных толщ Печенги. – В кн.: Природа и хозяйство Севера. Вып. 1. Апатиты, 1969, с. 86–91.
- А х м е д о в А.М. Дельтовые фации печенгского комплекса. – В кн.: Природа и хозяйство Севера. Вып. 2. Апатиты, 1970, с. 54–58.
- А х м е д о в А.М. Гематитовые оолиты печенгского комплекса. – В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 9. Апатиты, 1972а, с. 135–137.
- А х м е д о в А.М. Железистые метаосадочные породы печенгского комплекса и их генезис. – В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 4. Апатиты, 1972б, с. 125–131.
- Б е л я е в О.А., П е т р о в В.П. Региональный метаморфизм кристаллических пород Печенгско–Аллареченского района. – В кн.: Региональная геология, металлогения и геофизика. (Тр. Кольского фил. АН СССР, вып. 5, ч. I). Апатиты, 1974, с. 9–16.
- В и н к л е р Г. Генезис метаморфических пород. М., 1969. 246 с.
- В и ш н е в с к а я Ю.Е. Метасоматические преобразования никеленосных базит–гипербазитов Печенги. Автореф. канд. дис. Л., 1974. 27 с.
- Г и л я р о в а М.А. Стратиграфия и структура Печенги. Л., 1967. 96 с.
- Г и л я р о в а М.А. Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л., 1972. 218 с.
- Г л е б о в и ц к и й В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., 1973. 127 с.
- Г о р б у н о в Г.И. Геологическое строение Печенгского района. – В кн.: Ультраосновные и основные интрузии Печенги. М.–Л., 1961. с. 6–13.

- Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., 1968. 352 с.
- Гуревич Л.П. Условия образования минеральных парагенезисов цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фации. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. (Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 4). М., 1974, с. 5-22.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Пумпеллиит. Т. 1. М., 1965, с. 261-271.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Стильномелан. Т. 3. М., 1966, с. 126-138.
- Добрецов Н.Л. Значение парциального давления  $H_2O$  и  $CO_2$  в метаморфических системах. — ДАН СССР, 1966, т. 166, № 6, с. 1425-1428.
- Добрецов Н.Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базитов. — Геология и геофизика, 1975, № 2, с. 11-26.
- Дук Г.Г. Металлогеническая эволюция процессов низкотемпературного метаморфизма (на примере медно-никелевых месторождений Печенги). — В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. Тезисы докладов II Межвед. научн. совещания. Л. 1974а, с. 24-25.
- Дук Г.Г. Эволюция процессов метаморфизма в Печенгском горно-промышленном районе. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Тезисы докл. II Всесоюз. симпоз. 22-26 апреля. Л. 1974б, с. 117-118.
- Дук Г.Г. Низкотемпературные кальциевые амфиболы как показатель  $P$ - $T$  условий метаморфизма. — Там же. 1974в, с. 35-36.
- Дук Г.Г. Эволюция процессов метаморфизма в Печенгском горно-промышленном районе. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976а, с. 286-294.
- Дук Г.Г. Эволюция химического состава кальциевых амфиболов основных метаморфических пород в различных типах метаморфизма. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976б, № 1, с. 12-23.
- Дук Г.Г., Терентьева М.В. Металлогеническая эволюция и метаморфизм Печенги. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 10, с. 77-82.
- Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Суслова С.Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.-Л., 1964. 218 с.
- Загородный В.Г., Мирская Д.Д. Об ультраосновных дифференциатах эффузивов четвертой вулканогенной толщи печенгской серии. — В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова. Л., 1967, с. 3-10.
- Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Суслова С.Н. Изучение докембрийских осадочно-вулканогенных толщ на примере печенгской серии Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., 1967, с. 118-126.

- Загородный В.Г., Предовский А.А. Общие закономерности развития структуры и размещения ультраосновных интрузий Печенги. — В кн.: Основной магматизм северо-восточной части Балтийского щита, Л., 1969, с. 3-18.
- Загородный В.Г., Беляев О.А., Петров В.П. Схема метаморфической зональности докембрия Кольского полуострова. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 1. Апатиты, 1970, с. 12-19.
- Загородный В.Г., Беляев О.А., Петров В.П. Метаморфизм докембрия Кольского полуострова. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. (Тр. I Всесоюз. симпоз., т. I). Новосибирск, 1972, с. 27-35.
- Золотухин В.В., Васильев Ю.Р., Зюзин Н.И. Высокожелезистая разновидность пренита и новая диаграмма для пренитов. — ДАН СССР, 1965, т. 164, № 6, с. 1390-1393.
- Иванов И.П., Гуревич Л.П. Новые экспериментальные данные для уточнения границ цеолитовой фации метаморфизма. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 3, с. 17-29.
- Исследования по проблеме рифтовых зон мирового океана. Т. 2. М., 1972. 251 с.
- Карпов И.К., Киселев А.И., Летников Ф.А. Химическая термодинамика в петрологии и геохимии. Иркутск, 1971. 232 с.
- Кепежинская К.Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М., 1965. 135 с.
- Кепежинская К.Б., Хлестов В.В. Хлориты. — В кн.: Фации метаморфизма. М., 1970, с. 411-418.
- Кепежинская К.Б., Хлестов В.В. Статистический анализ минералов группы эпидота. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Вып. 103, 1971. 310 с.
- Коржинский Д.С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. — Тр. ИГиН АН СССР, 1940, вып. 12, с. 12-21.
- Коржинский Д.С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном рудообразовании. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963а, № 3, с. 54-62.
- Коржинский Д.С. Теория экстремальных состояний и их значение для минеральных систем. — В кн.: Химия земной коры. М., 1963б, с. 63-85.
- Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в удокано-становой зоне. М., 1967. 298 с.
- Кориковский С.П. Влияние некоторых внешних условий на состав и парагенезисы кальциевых амфиболов. — В кн.:

- Метасоматоз и другие вопросы физико-химической петрологии. М., 1968, с. 138-164.
- К о р и к о в с к и й С.П. Изографа биотита и минеральные ассоциации биотитовой зоны метаморфизма в бедных  $\text{CaO}$  породах. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 1, с. 39-51.
- К о с т ю к Е.А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. - Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1970, вып. 90. 311 с.
- К р а т ц К.О. Геология карелид Карелии. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1963, вып. 14. 210 с.
- К р а т ц К.О., Соколов Ю.М., Г л е б о в и ц к и й В.А., Д а г е л а й с к и й В.Б., С а л ь е М.Е., Т у р ч е н к о В.А., Особенности эволюции метаморфогенного рудообразования в докембрии СССР. - Геология рудных месторождений, 1973, № 6, с. 3-13.
- К у т о л и н В.А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. М., 1969. 142 с.
- К у т о л и н В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. М., 1972. 208 с.
- К у р ы л е в а Н.А. Новые данные о стратиграфии печенгской формации на Кольском полуострове. - ДАН СССР, 1948, т. 60, № 2, с. 1034-1037.
- Л а з а р е в Ю.И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костамукшского месторождения. Л., 1971. 191 с.
- Л е п е з и н Г.Г. Метаморфизм фации эпидотовых амфиболитов. - Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1972, вып. 121. 152 с.
- М а р а к у ш е в А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., 1965. 327 с.
- М а р а к у ш е в А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., 1968. 200 с.
- М а р а к у ш е в А.А. Петрология метаморфических горных пород. М., 1973, с. 122-134.
- М а р а к у ш е в А.А., П е р ч у к Л.Л. Происхождение и эволюция метаморфических и трансмагматических флюидов. - В кн.: Международный геохимический конгресс. Тезисы докладов. Т. 2. М., 1971, с. 13-18.
- М е л ь н и к Ю.П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. М., 1973. 287 с.
- М и л л е р Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. - Геотектоника, 1973, № 5, с. 83-93.
- М и р с к а я Д.Д. О некоторых условиях формирования древних вулканогенных толщ на примере изучения печенгской серии. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., 1966, с. 150-160.
- М и р с к а я Д.Д., З а г о р о д н ы й В.Г. Туфы кварцевых порфиров и порфиры в верхней толще печенгской осадочно-вул-

- каногенной серии. — В кн.: Древнейшие осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова. Л., 1966, с. 37–42.
- М о р а л е в В.М. Характерные черты металлогении и тектоническая природа архейских зеленокаменных поясов. — В кн.: Металлогения докембрия. Тезисы докл. I Всесоюз. совещ. по металлогении докембрия 25–28 февраля 1975 г. Л., 1975, с. 29–31.
- Н е р а д о в с к и й Ю.Н., Я к о в л е в а А.К., Р о м а н о в а М.С. Стильномелая в туфогенно-осадочных породах Печенги. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических пород. Л., 1975, с. 104–106.
- Н и к и т и н а Л.П., Х и л ь т о в а В.Я. Особенности кристаллохимического строения железо-магnezияльных слюд и роговых обманок метаморфических пород. — В кн.: Петрография изверженных пород Алданского щита. М., 1964, с. 32–41.
- П а т а л а х а Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. М., 1970. 216 с.
- П е р ч у к Л.Л. Равновесия прообразующих минералов. М., 1970. 391 с.
- П о л я к Э.А. Геологическое строение Печенгской структурной зоны. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 111–119.
- П о л я к Э.А. Печенгская зона. — В кн.: Тектоника восточной части Балтийского щита. Л., 1974, с. 128–137.
- П р е д о в с к и й А.А., Ж а н г у р о в А.А., В о и н о в А.С., А х м е д о в А.М. Новые данные о строении и составе вулканогенно-осадочных пород Печенги. — В кн.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова. Апатиты, 1968, с. 68–76.
- П р е д о в с к и й А.А., Ж а н г у р о в А.А., И л ь и н Ю.И., А х м е д о в А.М. О возможной новой интерпретации структуры рудного поля Печенги. — В кн.: Основной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1969, с. 39–49.
- П р е д о в с к и й А.А., В о и н о в А.С., З а г о р о д н ы й В.Г., Ф е д о т о в Ж.А., А х м е д о в А.М. Соотношение и характер процессов осадконакопления и вулканизма в геологической истории Печенги. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 3. М., 1971а, с. 120–131.
- П р е д о в с к и й А.А., Ж а н г у р о в А.А., Ф е д о т о в Ж.А. Эволюция состава базит-гипербазитовых пород и ее роль в формировании медно-никелевого оруденения Печенги. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971б, с. 166–176.
- П р е д о в с к и й А.А., Ф е д о т о в Ж.А., А х м е д о в А.М. Геохимия печенгского комплекса. Л., 1974. 139 с.
- Р е з а н о в И.А., С т а в с к и й А.П. О глубинном строе-

- нии Печенгского синклиниория. — Геология и разведка, 1975, № 6, с. 24–28.
- С о б о л е в В.С., Д о б р е ц о в Н.Л., Х л е с т о в В.В. Режим  $H_2O$  и  $CO_2$  при прогрессивном региональном метаморфизме. — ДАН СССР, 1966, т. 166, № 2, с. 451–454.
- С у с л о в а С.Н. Первичные текстуры в осадочных породах печенгской серии. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 4. Апатиты, 1963, с. 75–86.
- С у с л о в а С.Н. К вопросу о литологии туфогенно-осадочных толщ печенгской серии на Кольском полуострове. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1. М., 1966, с. 131–139.
- С у с л о в а С.Н. О характере среднепротерозойского вулканизма Печенги (Кольский полуостров). — Тр. ВСЕГЕИ, 1971, № 175, с. 122–132.
- Т р е г е р В.Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., 1958. 185 с.
- У в а дь е в Л.И. Туфогенно-осадочные породы рудного поля Печенги. — Сов. геол., 1968, № 7, с. 31–41.
- У л ь т р а о с н о в н ы е и основные интрузии Печенги. М.–Л., 1961. 357 с.
- У ш а к о в а Е.Н. Биотиты метаморфических пород. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1971, вып. 87. 345 с.
- Ф е д о т о в Ж.А. Петрологические и геохимические особенности метаэффузивов Печенги. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 2. Апатиты, 1972, с. 241–247.
- Ч е с н о к о в С.В. Вулканогенные турбидиты и проблема кислых вулканитов карамалыташской свиты контрастной (спилито-кератофировой) формации. — В кн.: Вулканизм Южного Урала, (Тр. Илым. заповед. 1974, вып. XII). Свердловск, 1974, с. 189–194.
- Э з В.В. Особенности структуры метаморфических толщ. — В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., 1970, с. 192–258.
- Ю г с т е р Х.П. Реакция восстановления и окисления при метаморфизме горных пород. — В кн.: Геохимические исследования. М.–Л., 1961, с. 495–527.
- Ю г с т е р Х.П. Стабильность аннита. — В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М. 1963, с. 379–383.
- A t h e r t o n M.P. The variation in garnet, biotite and chlorite composition in mediumgrade pelitic rocks from the Dalradian Scotland, with particular reference to the Zonation in garnet. — Contr. Miner. Petrol., 1968, vol. 18, N 4, p. 347–371.
- B r o w n E.H. The greenschist facies in part of eastern Otago, New Zealand. — Contr. Miner. Petrol., 1967, vol. 14, N 4, p. 259–292.

- B r o w n E.H. Phase relations of biotite and stilp-  
nomelane in the greenschist Facies. - Contr. Miner.  
Petro., 1971, vol. 31, p. 275-299.
- C h a y e s F., V e l d e D. On distinguishing  
basaltic lavas of Circumoeceanic and Oceanic  
Island type by means of discriminant functions. -  
Amer. J. Sci., 1965, vol. 263, N 3, p. 206-222.
- C h i n n e r G.A. Pelitic gneisses with varying  
ferrous/ferric ration from Glen Clova, Angus Scot-  
land. - J. Petro., 1960, N 1, p. 178-217.
- C o l e m a n R.G., L e e D.E. Glaucophanebea-  
ring metamorphic rocks types of the Cazadero area,  
California. - J. Petro., 1963, vol. 4, p. 260-301.
- C o m b s D.S., H o r o d y s k i R.J., N a y -  
l o r R.S. Occurrence of prenite pumpellyite fa-  
cies metamorphism in northern Maine. - Amer. J.  
Sci., 1970, vol. 268, N 2, p. 142-147.
- C r a w f o r d M.L. Composition of plagioclase and  
associated minerals in some schists from Vermont,  
USA and S. Westland, New Zealand. - Contr.  
Miner. Petro., 1966, vol. 13, N 3, p. 102-112.
- D e v o r e G.W. The association of strongly polarizing  
cations with weakly polarizing cations as a major  
influence in element distributon and cristal growth.-  
J. Geol., 1957, vol. 65, N 2, p. 178-195.
- E l l i s A.J. Magnesium ion concentrations in the  
presence of magnesium chlorite, calcite, carbon  
dioxide, quartz. - Amer. J. Sci., 1971, vol. 271,  
N 5, p. 481-489.
- E r n s t W.G. Significance of phengitic micas from low-  
grade schists. - Amer. Miner., 1963, vol. 48,  
N 11-12, p. 1357-1373.
- E u g s t e r H.P., W o n e s D.R. Stability re-  
lations of the ferruginous biotite, annite. - J. Pet-  
rol., 1962, vol. 3, p. 82-125.
- F a w c e t t J.J., Y o d e r H.S. Phase relations  
of chlorites in the system  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-$   
 $-H_2O$ . - Amer. Miner., 1966, vol. 51, N 3-4, p. 353-380.
- F o n t e i l l e s M., G u i t a r d G. L'effet  
de socle dans les terrains metamorphiques autor  
des noyaux precambriens. - XXIII Intern. Geol.  
Congr., 1968a, vol. 4, p. 9-25.
- F o n t e i l l e s M., G u i t a r d G. L'effet  
de socle dans le metamorphisme. - Bull. Soc.  
Miner. Cristallogr., 1968b, vol. 91, p. 185-206.
- F o s t e r M.D. Interpretation of the composition

- and a classification of the chlorites. - U.S. Geol. Surv., Prof. Paper, 1962, 414-A.
- G o r d o n T.M., G r e e n w o o d H.J. The reaction: dolomite + quartz + water = talc + calcite + carbon dioxide. - Amer. J. Sci., 1970, vol. 268, N 3, p. 213-221.
- H e y M.H. An' new review of the chlorites. - Miner. Mag., 1954, vol. 30, p. 277-292.
- H i n r i c h s e n Th., S c h ü r m a n n K. Synthese und Bildungsbedingungen des Pumpellyites. - Naturwiss., 1968, Bd 55, N 3, S. 131-132.
- H i n r i c h s e n Th., S c h ü r m a n n K. Untersuchungen zur Stabilität von Pumpellyites. - Neues Jahrb. Miner., 1969, Hf 10, S. 441-444.
- H i n r i c h s e n Th., S c h ü r m a n n K. Mineral reactions in burial metamorphism. - Neues Jahrb. Miner., 1972, Hf 1, S. 1-48.
- H o l d a w a y M.J. Stability of epidote. - Trans. Amer. Geophys. Union., 1967, vol. 48, N 1, p. 225-227.
- H o l d a w a y M.J. Thermal stability of Al-Fe epidote as a function of  $f_{O_2}$  and Fe-content. - Contr. Miner. Petrol., 1972, vol. 37, p. 301-340.
- H o n s l o w A.W., M o o r e J.M. Chemical petrology of Grenville shists near Fernleigh, Ontario. - J. Petrol., 1967, vol. 8, N 1, p. 1-28.
- H o s c h e k G. The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of Pelitic rocks. - Contr. Miner. Petrol., 1969, vol. 22, p. 208-232.
- J a m e s H.L. Zones of regional metamorphism in the Pre-Cambrian of northern Michigan. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, vol. 66, p. 1455-1488.
- K e n n e d y G.C., H o l s e r W.C. Pressure-volume-temperature and phase relations to water and carbon dioxide. - Geol. Soc. Amer. Mem., 1966, vol. 97, p. 371-383.
- K r e i t z R. Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southwestern Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals. - J. Geol., 1959, vol. 67, N 4, p. 371-402.
- L i o n J.G. Synthesis and stability relation of prehnite  $Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$ . - Amer. Miner., 1971, vol. 56, p. 507-531.
- L o e s c h k e V.J. Zur Petrogenese paläozoischer spilite aus den Ostalpen. - Neues Jahrb., 1973, Bd 119, Hf 1, S. 20-56.

- M a t h e r J.D. The biotite isograd and the lower greenschist facies in the Dalradian rocks of Scotland. - J. Petrol., 1970, vol. 11, N 2, p. 253-275.
- M c D o n a l d G. Composition and origin of Hawaiian lavas. - Geol. Soc. Amer. Mem., 1968, vol. 116, p. 477-522.
- M c N a m a r a M.H. The lower greenschist facies in the Scottish Highlands. - Geol. Förs. Stockholm Förs., 1965, vol. 87, pt 3, N 522, p. 347-389.
- M e t z P.W., W i n k l e r H.G.F. Die Bildung von Talo aus Kieseligen Dolomit. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1963, vol. 27, N 5, S. 431-457.
- M i y a s h i r o A. Chlorite of crystalline schists. - J. Geol. Soc. Japan, 1957, vol. 63, p. 1-8.
- M i y a s h i r o A. Oxidation and reduction in the Earth's crust with special reference to the role of graphite. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1964, vol. 28, N 5, p. 717-729.
- N e w t o n R.C. The thermal stability of Zoisite. - J. Geol., 1965, vol. 73, N 3, p. 431-441.
- N e w t o n R.C. Some calc-silicate equilibrium relations. - Amer. J. Sci., 1966, vol. 264, N 3, p. 204-222.
- N i t s c h K.H. Stabilitätsbeziehungen von Prehnit und Pumpellyithaltigen Paragenesen. - Contr. Miner. Petrol., 1970, vol. 30, N 3, p. 240-260.
- N i t s c h K.H., W i n k l e r H.G.F. Bildungsbedingungen von Epidot und Orthozoisit. - Contr. Miner. Petrol., 1965, vol. 11, p. 470-486.
- R a m b e r g H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago, 1952. 243 p.
- S e k i Y. Pumpellyite in low-grade metamorphism. - J. Petrol., 1961, vol. 2, N 3, p. 407-423.
- S e k i Y. Facies series in low-grade metamorphism. - J. Geol. Soc. Japan, 1969, vol. 75, N 5, p. 255-266.
- S t r e n s R.G.J. Stability and relations of the Al-Fe epidotes. - Miner. Mag., 1965, vol. 35, N 271, p. 464-475.
- V ä y r y n e n H. Petrologie des Nickelerzfeldes Kaulatunturi-Kammikivitunturi in Petsamo. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1938, N 116, p. 17-32.
- V e l d e B. Phengitic micas: synthesis, stability and nature occurrence. - Amer. J. Sci., 1965, vol. 263, N 10, p. 886-913.
- W i s e m a n J.D.H. The Central and South-West Highland epidiorites and study in progressive metamorphism (Plate XII). - Quart. J. Geol. Soc. London, 1934, vol. 40, pt 3, p. 354-417.

|                                                                                                     | Стр. |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|------|
| П р е д и с л о в и е .....                                                                         | 3    |
| Г л а в а I. Основные черты геологического строения<br>Печенгского горно-промышленного района ..... | 5    |
| Геологическое строение района по данным предыдущих<br>исследований .....                            | 5    |
| Некоторые вопросы формационного анализа пород пе-<br>ченгского комплекса .....                      | 7    |
| Структурные особенности пород печенгского комплек-<br>са (структурная эволюция) .....               | 13   |
| Г л а в а II. Петрология процессов метаморфизма .....                                               | 25   |
| Метаморфическая зональность I этапа (описание<br>метаморфических зон) .....                         | 25   |
| Метаморфическая зональность II этапа .....                                                          | 30   |
| Характеристика минералов I-II этапов метаморфизма .....                                             | 32   |
| Эволюция химического состава минералов .....                                                        | 48   |
| Биминеральные равновесия как показатели условий<br>метаморфизма .....                               | 51   |
| Последовательность минералообразования, характер-<br>ные реакции, парагенетический анализ .....     | 65   |
| Корреляция процессов метаморфизма и последова-<br>тельности деформаций .....                        | 80   |
| Г л а в а III. Эволюция термодинамического режима<br>метаморфизма .....                             | 85   |
| P-T условия метаморфизма .....                                                                      | 85   |
| Фугитивность $CO_2$ и $H_2O$ во флюиде .....                                                        | 88   |
| Окислительно-восстановительный режим метамор-<br>физма .....                                        | 89   |
| З а к л ю ч е н и е .....                                                                           | 93   |
| Л и т е р а т у р а .....                                                                           | 95   |

70 коп.

2568



ИЗДАТЕЛЬСТВО  
«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ  
ОТДЕЛЕНИЕ