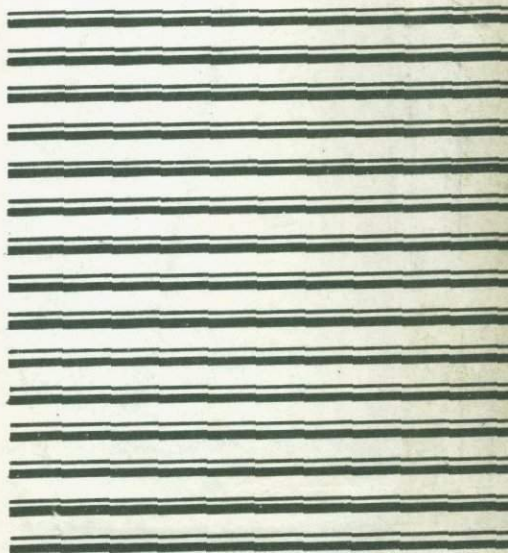


АКАДЕМИЯ  
НАУК  
СССР

М. Д. КРЫЛОВА

**Геолого-  
геохимическая  
эволюция  
лапландского  
гранулитового  
комплекса**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ  
И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

М. Д. КРЫЛОВА

**Геолого-геохимическая  
эволюция лапландского гранулитового  
комплекса**



ЛЕНИНГРАД  
«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1983



3924

Крылова М.Д. Геолого-геохимическая эволюция лапландского гранулитового комплекса, Л., „Наука“, 1983. 160 с.

В монографии содержатся новые данные по строению, составу и специфике метаморфизма лапландского гранулитового комплекса. На основе этих данных восстанавливается первичная геотектоническая обстановка, природа исходных пород и условия их дальнейших преобразований. Впервые показана эволюция состава метаморфических минералов на разных этапах становления комплекса. Работа имеет общее методическое значение. Лит. - 87 назв., ил. - 70, табл. - 48.

Ответственный редактор:  
В. А. ГЛЕБОВИЦКИЙ

Рецензенты:  
Ю. Б. БОГДАНОВ, В. М. ШЕМЯКИН

## ВВЕДЕНИЕ

В настоящей монографии изложены результаты исследований автора в 1972, 1974–1979 гг. на юго-восточном фланге зоны Лапландского глубинного разлома, в области развития пород гранулитовой фации метаморфизма – район глубоко врезанной Порьей губы на кольском берегу Кандалакшского залива. Используются также некоторые результаты исследований автора на островах Кандалакшского архипелага и на северном побережье о-ва Великого, где представлены породы беломорского комплекса.

Гранулитовые комплексы шитов подвергаются всестороннему изучению геологами всех стран. Это в первую очередь обусловлено тем, что именно гранулитовые комплексы являются субстратом, за счет структурно-метаморфических или метасоматических преобразований которого формируются в одних случаях месторождения полезных ископаемых, в других – возникают рудные или нерудные минеральные концентрации.

Район развития гранулитового комплекса в Порьей губе привлекает к себе внимание исследователей разного профиля. Это объясняется тем, что на хорошо обнаженной площади выступает уникальный, глубокометаморфизованный, разнообразный по составу комплекс, представляющий лапландский тип гранулитов (Гранулитовая фация, 1972), с зонами развития экстремальных минеральных парагенезисов, с образованием специфических складчатых и разрывных структур, отражающих неоднократные деформации. Здесь же проявлено колчеданное оруденение и представлены разновозрастные магматические образования широкого спектра составов. Одной из главных задач исследований было выяснение основных геохимических особенностей гранулитового комплекса. Это определило значительный объем геохимического раздела.

Сбор материала для геохимического изучения сопровождался геологическим картированием, составлением детальных разрезов и петрологическим изучением комплекса, что диктовалось необходимостью выяснения последовательности геологических событий и привязки проб к определенным этапам метаморфической истории.

Геохимическое изучение гранулитового комплекса в аспекте рассмотрения его эволюции и с такой степенью детальности предпринято впервые. В монографии частично используются данные химических анализов пород и минералов из опубликованных работ, но главным образом – результаты оригинальных анализов образцов из коллекций автора.

К настоящему времени опубликовано значительное количество работ, в которых рассматриваются различные аспекты геологии и петрологии кольского гранулитового пояса, Кандалакшско-Колвишской

зоны или области Лапландского глубинного разлома. Однако ряд положений до сих пор остается дискуссионным, а новые наблюдения продолжают детализировать характер и время проявления тех или иных геологических событий, а также особенности состава пород и минералов. В предлагаемой монографии главное внимание уделяется гранулитовому комплексу именно Порьегубской зоны, непосредственно исследованной автором. Автор надеется, что результаты его исследований внесут определенный вклад в изучение геологии, петрологии и геохимии гранулитовых комплексов докембрия и послужат делу восстановления условий становления земной коры на ранних этапах ее развития.

В полевых работах 1975 г. и в камеральной обработке материала по о-ву Паленому принимал участие дипломант геологического факультета ЛГУ Манфред Феликс, вложивший большую долю своего труда в петрографическое и геохимическое изучение пород и минералов острова.

Автор считает своим приятным долгом поблагодарить К.А.Шуркина – первого геологического проводника автора по островам Кандакшского архипелага, совместные экскурсии с которым были всегда интересными и плодотворными. Завершая определенный этап исследований, автор отдает дань памяти Н.Г.Судовикова – своего первого учителя в области геологии докембрия, стимулировавшего интерес к изучению сложной геологической истории древнейших комплексов на Земле.

Автор выражает признательность геологу Института геологии и геотехники ЧСАН в Праге И. Фиале, любезно взявшему на себя труд по выполнению и обработке микросондовых анализов, частично вошедших в эту книгу. Спектральные анализы выполнялись в спектральной лаборатории Института земной коры при ЛГУ В.А.Галибинным и по той же методике – в спектральной лаборатории ИГГД АН СССР К.В.Орловской, химические анализы – в аналитической лаборатории ИГГД под руководством Л.И.Афанасьевой, аналитиками В.Д.Бугровой, С.Н.Васильевой, Е.Е.Завелевой, С.С.Коноплевой, В.Ф.Гусевой и Е.Н.Туруновой. В геохимической части работы помимо анализов образцов автора в рассмотрение вошли анализы, выполненные по образцам, представленным геологами В.М.Шемякиным (48 образцов), Е.В.Шарковым (15) и Л.А.Прияткиной (10). Автор искренне благодарит своих коллег за готовность содействовать геохимическим исследованиям, а также приносит благодарность сотруднику Информационно-вычислительного центра ПГО „Севзапгеология“ Д.П.Крылову, проведшему обработку спектральных анализов на ЭВМ ЕС-1022.

При написании монографии различные вопросы геологии и петрологии региона обсуждались с членом-корреспондентом АН СССР К.О.Кратцем, с сотрудниками ИГГД АН СССР В.А.Глебовицким, Р.З.Левковским, Л.А.Прияткиной, Е.В.Шарковым, с сотрудниками Геологического Института КФАН СССР М.Н.Богдановой, М.М.Ефимовым и В.В.Балаганским, а также с сотрудником ВСЕГЕИ, доктором геолого-минералогических наук А.М.Цехомским, Ю.Б.Богда-

нов и В.М.Шемякин взяли на себя нелегкий труд по рецензированию рукописи. Всем этим геологам, дискуссии и беседы с которыми способствовали улучшению предлагаемой монографии, автор приносит свою глубокую благодарность.

Полевые исследования не могли бы быть выполнены без активного содействия организации и проведения полевых работ директора Кандалакшского государственного заповедника Г.Т.Коршунова и главного лесничего В.Г.Шубина. Большую техническую помощь при вычерчивании и фотографировании карт и рисунков оказали Л.Н.Волкова и С.Т.Лукьянов. Фотографии обнажений выполнены автором.

Рассматриваемая в работе площадь (рис. 1), приуроченная к юго-восточному флангу лапландского глубинного разлома, охватывает территорию всего юго-западного побережья Порьей губы и прилегающей к нему части северного побережья Кандалакшского залива до района устья р. Келейной на западе и северо-восточное побережье Порьей губы до Островской губы на востоке; восточнее начинается область широкого распространения умбинских порфировидных гранитоидов.

В течение последнего десятилетия гранулитовый пояс в целом или отдельные его части исследовались многими геологами с разных позиций (Беляев, 1971; Прияткина, 1974; Виноградов, Виноградова, 1975; Богданова, Ефимов, 1976а; Крылова, Прияткина, 1976; Беляев и др., 1977; Турченко, 1978; Прияткина, Шарков, 1979; Виноградов и др., 1980, и др.). Это позволило автору, опираясь на работы своих предшественников, лишь кратко осветить общие вопросы геологии гранулитового комплекса и более подробно остановиться на новых данных.

Наиболее широким развитием на исследованной территории пользуются породы метаморфического гранулитового комплекса, а также породы массива метагаббро-лабрадоритов — метаанортозитов. Схематическая геологическая карта и разрезы дают представление о распространенности и соотношениях пород разного состава и возраста (рис. 2, 3).

Структуру западной и центральной частей района определяют довольно крутые, преимущественно изоклиальные складки с однообразным падением пород на северо-восток. Местами картина осложняется наложенной открытой складчатостью северо-восточного направления. Линейность и шарниры малых складок в этих частях района погружаются в северо-западном направлении. Восточная часть района, представляющая аллохтонную пластину надвига, имеет совершенно иной характер структуры. Она смята в пологие куполовидные складки, „овалы“, в целом также ориентированные в северо-западном направлении. Здесь шарниры малых складок и линейность полого падают на юго-восток. Широко проявлены бластокатаклаз и бластомилонитизация, накладывающиеся на все ранние структуры.

## Х а р а к т е р и с т и к а   р а з р е з а г р а н у л и т о в о к о м п л е к с а

Принятая в настоящее время стратиграфическая схема, предложенная К.Д.Беляевым (1971) и впоследствии видоизмененная (Виноградов и др., 1980), предполагает разделение гранулитового комплекса на толщи, отличающиеся составом пород. По этой схеме основание комплекса представлено кандалакшской толщей. Она начинается пачкой конгломератов, перекрывающих биотит-амфиболовые гнейсы лувенгской толщи. Конгломераты, выступающие на кольском берегу Кандалакшского залива против Рязановых луд, были подвергнуты специальному изучению М.Н.Богдановой и М.М.Ефимовым, которые пришли к выводу о том, что это базальные конгломераты (Богданова, Ефимов, 1975). Позднейшие структурные исследования В.В.Балаганского (устное сообщение) показали, что эти конгломераты участвовали в самой ранней складчатости, т.е. действительно представляют наиболее древние образования. Состав кандалакшской толщи в основном определяется разнообразными амфиболитами.

Выше лежит плоскотундровская толща, представленная двупироксеновыми, гранат-амфибол-пироксен-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами с очень редкими прослоями гнейсов и маломощными прослоями диопсидовых и форстеритовых мраморов в нижних частях толщи. Еще выше выделяется порьегубская толща, состав которой определяется переслаиванием двупироксеновых, амфибол-гранат-пироксеновых кристаллических сланцев с гиперстеновыми, биотит-гранатовыми и другими глиноземистыми гнейсами.

По схеме К.Д.Беляева разрез венчается яурийокской толщей, которая выделялась и геологами, картировавшими эту территорию (Е.Д.Чалых и др.). Сложена эта толща в основном высокоглиноземистыми гнейсами, содержащими маломощные прослои и линзы кристаллических сланцев основного состава.

Исследования автора показали блоковое строение района, в связи с чем приведенная выше схема, отражающая объективную картину распространения пород, строго говоря, не является стратиграфической.

### Б л о к   I

Вдоль губы Шушпанихи западнее Ягодного архипелага и дальше на юго-восток между Столбовыми Лудами и о-вом Паленым проходит граница между толщами, резко отличающимися по составу. Граница эта тектоническая, но так как она проходит по акватории Порьей губы, о породах здесь можно судить только по редким островам.

Главной особенностью блока I является резкое преобладание в разрезе метаморфизованных первично-магматических основных



Рис. 1. Местоположение района исследований.

и в меньшей степени – ультраосновных пород. Это Кольвицкий массив метагаббро-лабрадоритов и небольшие сопутствующие тела того же состава, разнообразные амфиболиты, часть которых большинство исследователей считает метапорфиритами, небольшие тела и дайки метагабброидов, двупироксеновые и эклогитоподобные гранат-диопсид-плаггиоклазовые кристаллические сланцы – производные глубокого метаморфизма основных магматических пород.

На берегах губы Западной Порьей распространены небольшие серпентинизированные тела ультрабазитов.

Кольвицкий массив представляет собой пластинообразную расслоенную интрузию. Породы массива сильно рассланцованы, что объясняется как затвердеванием его в условиях продолжавшихся движений по разлому, так и последующим метаморфизмом (Пряткина, Шарков, 1979). Выдерживается северо-западная ( $300-320^{\circ}$ ) ориентировка плоскостей кристаллизационной сланцеватости с падением на северо-восток под углами  $40-60^{\circ}$ . В западной части массива (западнее губы Б. Ильинской) породы метаморфизованы в условиях фации альмандиновых амфиболитов, в восточной – проявлен гранулитовый метаморфизм.

Впервые К.А.Шуркин, а затем Е.В.Шарков и М.М.Ефимов, изучавшие Кольвицкий массив, пришли к выводу о его первично-магматической природе. Основанием для этого послужили находки эндо-контактных эруптивных брекчий, реликтовых магматических структур и текстур, наличие пироксенов с высокотемпературными структурами распада твердых растворов, а также присутствие специфического пегматитового комплекса („катаранскиты“). Массив протягивается в северо-западном направлении примерно на 60 км в район Канда-лакшских-Кольвицких тундр.

В последнее время высказано заключение о селецко-свекофенском (2400–1800 млн.лет) возрасте интрузии (Глебовицкий и др., 1978). Однако вряд ли оно безусловно. Еще в начале исследований К.А.Шуркин представлял интрузию архейской, опираясь на наличие в ней ксенолитов без признаков региональной мигматизации. Кстати, среди ксенолитов в массиве преобладают метапорфириты – наиболее древние основные эффузивы региона. Кроме того, метаморфизованные породы интрузии секутся дайками субшелочных гранитов, для аналогов которых имеются изотопные датировки: 2510 млн.лет по циркону из Канозерского массива, 2680 млн.лет по оргиту из субшелочного гранита Чунатундры (Батиева, 1976). Наконец, массив приурочен к зоне разлома, который по последним данным имеет древнейший возраст – более 2800 млн.лет (Богданов и др., 1980).

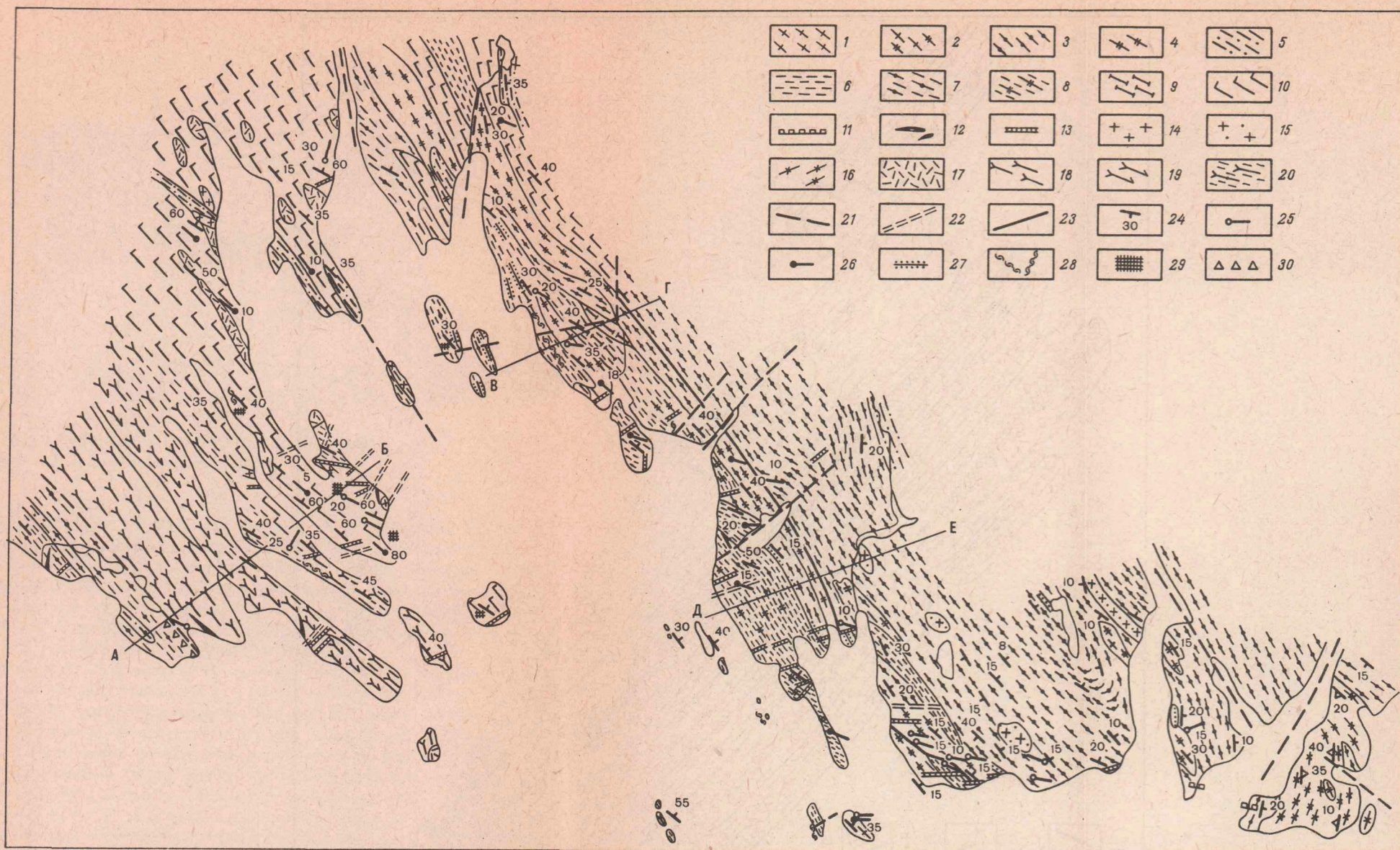


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Пор'ей губы. Составила М.Д. Крылова с учетом материалов М.Н. Богдановой, М.М. Ефимова, Л.А. Прияткиной, Е.Д. Чалых, В.М. Шемякина.

Гранулитовый комплекс (архей-нижний протерозой): 1 - лейкократовые гранито-гнейсы; 2 - гранито-гнейсы с гиперстаном; 3 - биотит-гранатовые, гранат-силлиманитовые гнейсы; 4 - гиперстеновые и гранат-гиперстеновые гнейсы; 5 - биотит-амфиболовые гнейсы, обычно с гранатом; 6 - амфибол-пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы и амфиболиты; 7 - гранатовые амфиболиты; 8 - гиперстен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы; 9 - диопсидовые и плаггиоклаз-диопсидовые породы, обычно со скаполитом; 10 - гранат-диопсид-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, часто с бурым амфиболом и гиперстаном. Интрузивные породы: 11 - нижний палеозой - дайки лампрофиров; архей-нижний протерозой: 12 - постскладчатые дайки метагаббро и метагаббро-диабазов; 13 - жилы пегматитов; 14 - позднескладчатые роговообманковые граниты, богатые микроклином (субшелочные);

15 - лейкократовые и биотитовые граниты, обычно порфиroidные; 16 - гиперстеновые кварцевые диориты (эндербиты) Островского массива; 17 - пироксениты и перидотиты; 18 - анортозиты и метагаббро-лабрадориты; 19 - крупно- и гигантозернистые метагаббро-лабрадориты (катаранскиты); 20 - сильно рассланцованные метагаббро-лабрадориты; 21 - разломы; 22 - зоны бластомилонитизации и наложенного рассланцевания; 23 - граница между верхней и средней толщами; 24 - кристаллизационная сланцеватость; 25 - шарниры мелких складок; 26 - линейность. В условном масштабе показаны: 27 - лептиниты, 28 - зоны сульфидного оруденения с конгломератовидными текстурами, 29 - линзы карбонатных пород (мраморы, кальцифиты), 30 - интрузивные и эксплозивные брекчии.

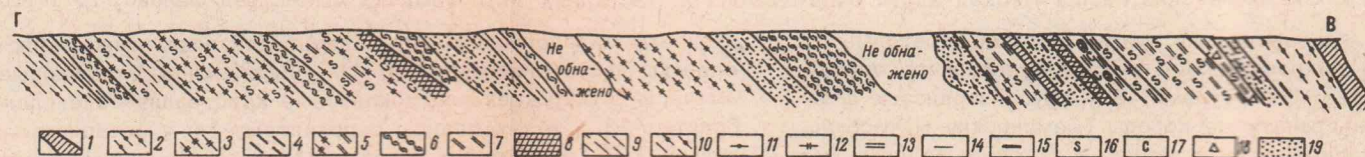


Рис. 7. Геологический разрез через северо-западный берег о-ва Паленого (на рис. 6 - линия Г-В).

1 - крупнозернистые биотит-гранат-гиперстен-плаггиоклазовые породы (фемические метасоматиты); 2 - гранатовые плаггиогнейсы; 3 - гиперстеновые плаггиогнейсы; 4 - гиперстен-силлиманитовые плаггиогнейсы и богатые кварцем породы, обычно с гранатом, гиперстаном, ильменитом и рутилом; 5 - биотит-гиперстеновые плаггиогнейсы; 6 - зоны сульфидного оруденения с конгломератовидными текстурами; 7 - биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, местами с пироксеном; 8 - плаггиоклаз-диопсидовые породы; 9 - амфибол-двупироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы; 10 - то же, с гранатом. Специальные обозначения минералов: 11 - гранат, 12 - гиперстен, 13 - биотит, 14 - амфибол, 15 - силлиманит, 16 - сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит и др.); 17 - скаполит, 18 - корунд, 19 - обогащение кварцем.

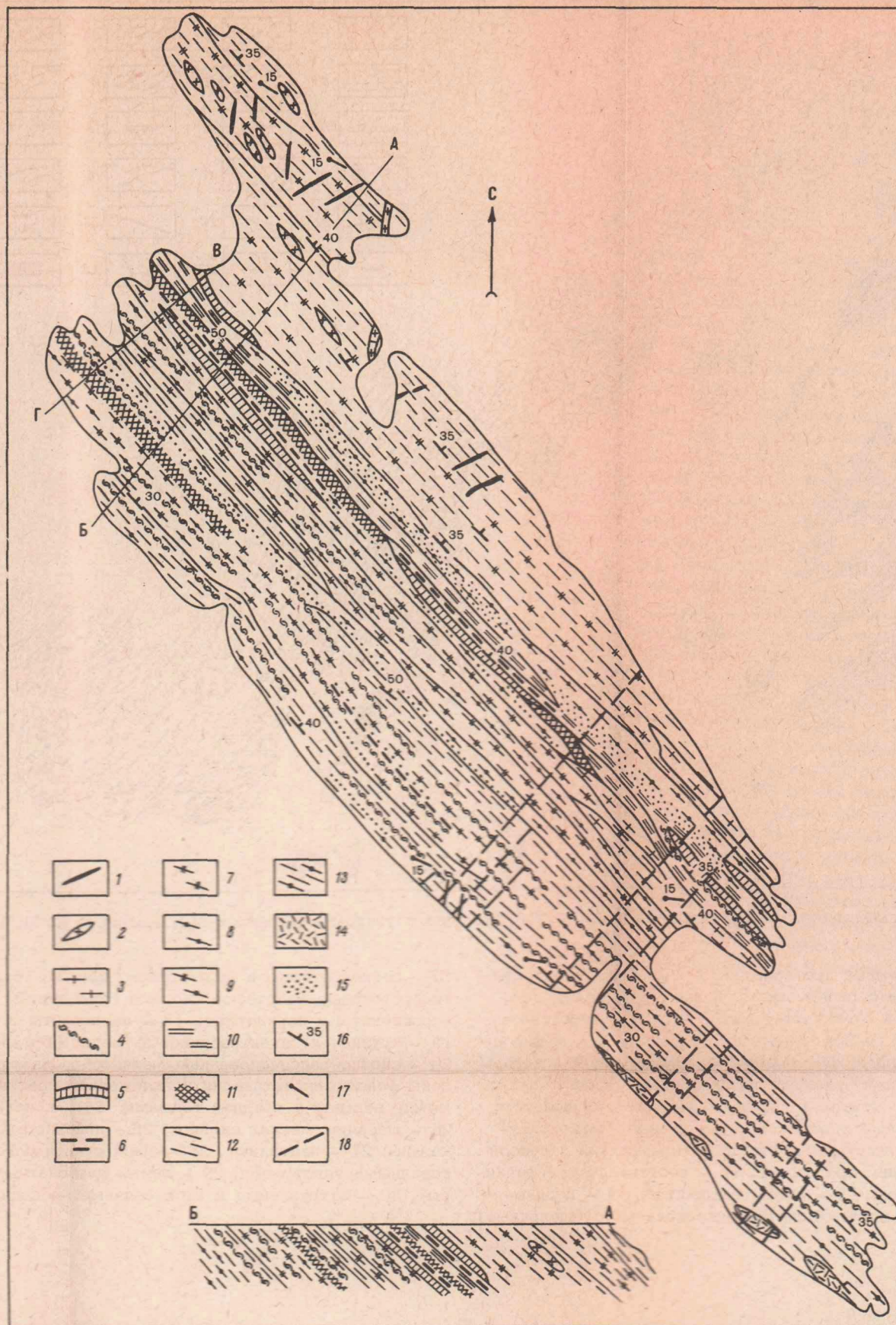


Рис. 6. Схематическая геологическая карта о-ва Паленого. Составили М.Д. Крылова и Манфред Феликс, 1975 г.

1 - кварцевые жилы; 2 - пегматитовые жилы; 3 - лейкократовые гранито-гнейсы, богатые микроклином; 4 - зоны сульфидного оруденения с конгломератовидными текстурами; 5 - крупнозернистые плагиоклаз-биотит-гиперстен-гранатовые породы (фемические метасоматиты); 6 - гиперстен-силлманитовые гнейсы и богатые кварцем породы с гиперстеном и гранатом; 7 - гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы; 8 - биотит-гранатовые плагиогнейсы; 9 - гранат-гипер-

стеновые плагиогнейсы; 10 - биотит-плагиоклазовые кристаллические сланцы, часто с широксеном; 11 - плагиоклаз-диопсидовые породы; 12 - амфибол-двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы и амфиболиты; 13 - те же сланцы с гранатом; 14 - метапироксениты со шпинелью; 15 - обогащение кварцем; 16 - кристаллизационная сланцеватость; 17 - линейность; 18 - зоны дробления и низкотемпературного диафтореза.

5022

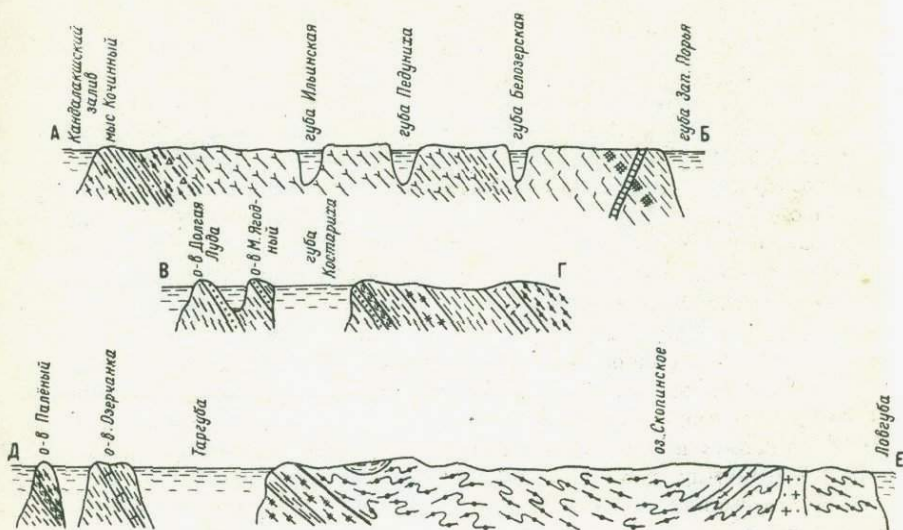


Рис. 3. Схематические геологические разрезы.  
Условные обозначения см. рис. 2.

Дискуссионным является вопрос о границах массива. Западная граница протягивается в северо-западном направлении и выходит на побережье в 0,8 км к юго-востоку от маяка Кочинного. Она хорошо прослеживается по полосе эруптивной, позднее тектонизированной брекчии. Существование здесь зоны раздела разнородных пород было подтверждено А.Н. Берковским, проведшим в 1978 г. через эту границу ряд магнитных профилей.

Что же касается восточной границы массива, то разными геологами она проводится различно. Наши наблюдения 1978 г. и данные выполненного А.Н. Берковским магнитометрического профилирования вкрест массива и за пределами его предполагаемой восточной границы привели нас к заключению о значительно более широком, чем это представлялось ранее, распространении метагаббро-лабрадоритов в восточном направлении. Начиная с побережья губы Б. Ильинской, отмечается сильное рассланцевание пород массива, которое возрастает в северо-восточном направлении. Происходит как бы постепенный переход к кристаллическим сланцам вмещающего комплекса. Уже на восточном побережье губы Б. Ильинской метагаббро-лабрадориты превращены в гранат-амфибол-плаггиоклазовые или в эклогитоподобные гранат-клинопироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы. Для них характерны полосчатые текстуры с чередованием полос, в которых преобладает тот или иной из названных минералов. Такие же сланцы дальше к северо-востоку считаются вмещающими породами массива.

При движении от губы Белозерской к северо-востоку вкостростираения пород мы переходим в зону диафтореза амфиболитовой фации, в область широкого развития сильномигматизированных гранатовых и гранат-плаггиоклазовых амфиболитов.

Магнитный профиль показал, что магнитные свойства метагаббро-лабрадоритов, возникших по ним гранат-пироксен-амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев и аналогичных сланцев, считавшихся ранее рамой массива, практически совершенно идентичны. Таким образом, весьма вероятно, что плаггиоклазовые, гранатовые и пироксеновые амфиболиты юго-западного побережья губы Западной Порьей являются сильноамфиболитизированными гранат-пироксен-амфибол-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами, а последние — результатом предшествующего метаморфизма и сильного рассланцевания габбро-лабрадоритов. Следовательно, восточная граница массива находится значительно восточнее, вероятно, в акватории Порьей губы, так как выходы амфиболитизированных гранат-пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев продолжают на всем побережье между губами Западная Порья и Шушпаниха.

О продолжении массива к северо-востоку говорят и геохимические данные — сохраняющиеся местами повышенные содержания  $Cr$  и  $Ni$  в пироксенах гранат-пироксен-амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев, свидетельствующие об их первично-магматической природе.

Что же касается южной границы массива, то последние проявления габбро-лабрадоритов, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, можно еще наблюдать в прекрасных обнажениях на Столбовых Лудах — группе островов южной части Порьей губы. На продолжении этой зоны на восточном берегу Порьей губы габбро-лабрадориты не встречены.

К западу от границы массива, которая прослеживается по зоне эруптивной брекчи в 0,8 км к юго-востоку от маяка Кочинного, обнажается комплекс разнообразных мигматизированных амфиболитов, вмещающих небольшие тела метагабброидов. Среди этих пород еще на протяжении нескольких километров от границы массива можно наблюдать выходы гранат-амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев, аналогичных тем, которые развиваются по габбро-лабрадоритам Колвицкого массива. Это позволяет часть разреза непосредственно западнее маяка Кочинного считать одним целым с остальной, собственно порьегубской частью, а не выделять ее в беломорскую серию, как считают некоторые исследователи (Прияткина, Шарков, 1979).

Также в пользу этого говорит единство генетических и возрастных типов амфиболитов в западной части Порьей губы и в той части, которая относится к „беломорской“. В обеих этих зонах амфиболиты распространены широко. Более подробно они будут рассмотрены в гл. II.

Характеристика блока I будет полной, если среди метаморфизованных основных пород не отметить метавулканы основного состава, в настоящее время представленные гранат-плаггиоклазовыми

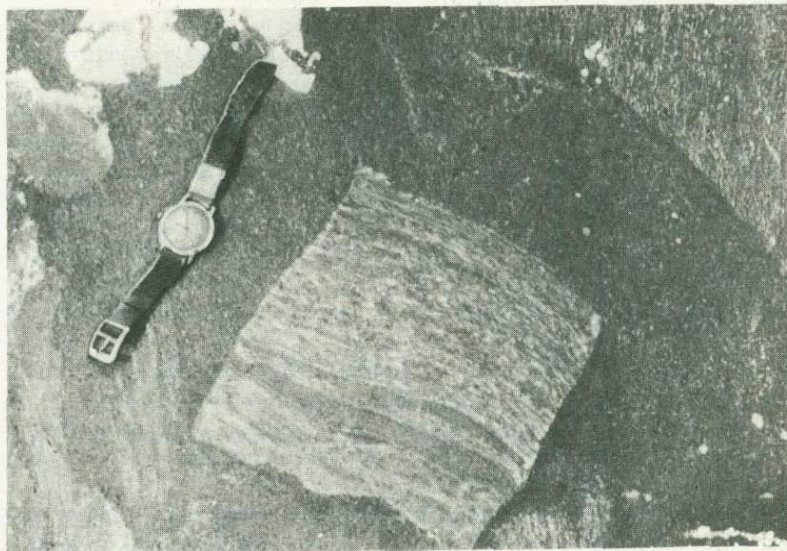


Рис. 4. Ксенолит полосчатого амфиболита в древнем ортоамфиболите (метавулканите) близ маяка Кочинного.

амфиболитами. Эти породы изучались К.А.Шуркиным (1964 г.), а затем М.М.Ефимовым (1971 г.), которые пришли к заключению о том, что это наиболее ранние первично-вулканогенные образования. Они встречаются только в блоке I и наиболее распространены в полосе, примыкающей к контакту Колвицкого массива, т.е. в тектонически ослабленной зоне.

В таком метавулканите в районе маяка Кочинного автором был найден ксенолит плагиоклазового амфиболита размером 20x25 см (рис. 4). Судя по резким контактам, он был захвачен в твердом состоянии. Эта, пока единственная, находка, возможно, свидетельствует о веществе древней супракрустальной толщи, являвшейся вместилищем основных интрузий и лав.

Реликтовыми супракрустальными образованиями можно считать маломощные пачки гнейсов, появляющиеся в верхних частях разреза. Это гиперстеновые, гранат-гиперстеновые, биотит-гранатовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, образующие линзы и небольшие прослои в кристаллических сланцах основного состава на берегах и островах губ Западной Порьей и Шушпанихи, а также пачка гранат-биотит-амфиболовых плагиогнейсов мощностью около 200 м, прослеженная на несколько километров в северо-западном направлении от мыса Кочинного до речки Келейной. Вообще же метаморфические породы кислого состава в разрезе блока I редки. Обращает на себя внимание и удивительная редкость ксенолитов гнейсов в основных ортопородах. Из пород кислого состава надо отметить довольно лейкократовые, обогащенные кварцем породы, которые слагают зоны

варьирующей мощности (0.20–1.0 м) и образуются в результате проявления процесса кислотного выщелачивания. Более распространены они в восточной части Порьей губы. Они имеют гранат–кварцевый, амфибол–кварцевый или гранат–плаггиоклаз–кварцевый состав.

Среди пород кислого состава в блоке I следует отметить, наконец, гранитоидный жильный материал регионально мигматизированных гнейсов и сланцев, небольшие участки гранито–гнейсов, а также мелкие интрузивные тела и жилы субшелочных гранитов, встречающиеся в основном на берегах и островах губ Западной Порьей и Шушпанихи. Субшелочные граниты внедрялись позже интрузий ультрабазитов.

Заканчивая рассмотрение блока I, необходимо отметить наличие в нем линз мраморов.

Многочисленные разрезы, составлявшиеся нами через блок I, показали, что состав его определяется таким соотношением пород: основные и ультраосновные (магматические и метаморфические) – 81%, разнообразные гнейсы и окварцованные породы – 9, мраморы и кальцифиры – 5, гранитоиды – 5%.

Целостность этого блока в свою очередь нарушена серией расколов северо–западного простирания. В современном рельефе эти расколы выражены длинными заливами – губами. Губа Б.Ильинская, например, является естественной границей областей разного метаморфизма метагаббро–лабрадоритов. К северо–востоку от этой границы проявлен гранулитовый метаморфизм; на площади, лежащей к юго–западу, наблюдается метаморфизм фации альмандиновых амфиболитов, однако с реликтами гранулитового метаморфизма (см. гл.III).

Юго–западной границей этого блока является район р.Келейной (западный край карты, рис.2). Длительная мобильность этой зоны устанавливается здесь по наличию полосы зеленосланцевого диафтореза, по приуроченности к этой зоне серии кварцевых и карбонатных жил с полиметаллической минерализацией, а также – серии даек порфиритов. К западу от этой зоны степень мигматизации пород резко уменьшается.

В сложении следующего к западу блока преобладают разнообразные амфиболиты, однако количество гнейсов в западном направлении возрастает. Для характеристики особенностей состава здесь наиболее выразительным является район Рязановых Луд, в 12 км западнее границы нашей карты. По существующим представлениям, он сложен породами кандалакшской толщи с базальными конгломератами в основании (Богданова, Ефимов, 1975). На Рязановых Лудах породы характеризуются определенной спецификой состава, метаморфизма и текстур: 1) наряду с гранатовыми и безгранатовыми амфиболитами в состав разреза входят антофиллитовые гнейсы, восточнее нигде не встречающиеся, гранатовые гнейсы со значительной примесью карбонатного материала, гранато–эпидотовые мраморы; 2) не проявлена региональная мигматизация, пегматитовые жилы здесь являются более поздними, приуроченными к разломам северо–восточного простирания; 3) в гнейсах наблюдаются своеобразные текстуры, близкие косоугольной слоистости осадочных пород; 4) в гнейсах встречаются

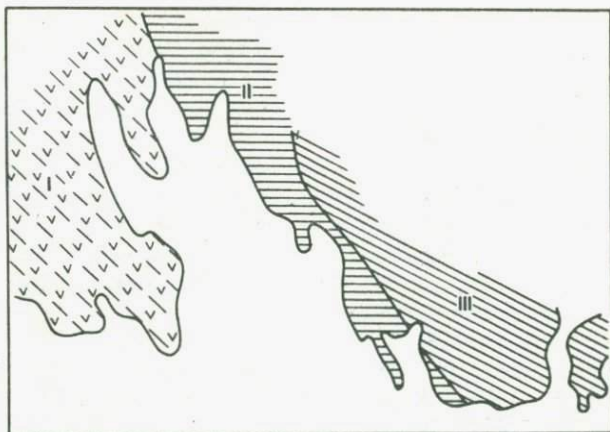


Рис. 5. Схема разделения гранулитового комплекса на три блока.

линзы карбонатно-силикатного состава типа метаморфизованных известково-глинистых конкреций.

Что же касается конгломератов, выступающих на побережье против Рязановых Луд, то возможно и другое их толкование. Поскольку подстилающие и перекрывающие их породы существенно не различаются, а галька имеет преимущественно состав лейкократовых плаггиогнейсов (или плаггиогранитов), нередко гиперстенсодержащих, аналогичных тем, которые на восточном побережье Порьей губы рассматриваются как лептиниты (см. гл. II), не исключено, что мы имеем дело здесь с метаморфизованными и тектонизированными обломками древних вулканических выбросов кислого состава. Выдержанное положение в разрезе, однообразный состав галек, небольшая мощность пачки, а также морфология подтверждают это предположение.

Дальнейшие исследования в данной части побережья Кандалакшского залива будут способствовать выяснению природы этих образований и особенностей состава и метаморфизма толщи в целом. Не исключены здесь и находки реликтов более молодого и сравнительно слабее метаморфизованного осадочного комплекса. Важно отметить блоковое строение и этого участка, находящегося уже за пределами блока I.

## Б л о к II

Этот блок, ограниченный разломами северо-западного простирания, представляет собою узкую, вытянутую в том же направлении структуру шириной 9-10 км (рис. 5). Сложен он пестрой по составу толщей. Наряду с основными кристаллическими сланцами — двупироксен-плаггиоклазовыми, гранат-амфибол-пироксен-плаггиоклазовыми, биотит-пироксен-плаггиоклазовыми и другими,

количество которых, однако, резко уменьшается в разрезе сравнительно с блоком Г, а также наряду с небольшими послойными телами метапироксенитов здесь получают развитие разнообразные гнейсы. Это гиперстеновые, гранат-гиперстеновые, гранат-биотитовые, биотит-гиперстеновые плагиогнейсы, а также лейкократовые кварц-полевошлатовые породы – лептиниты (см. гл. II). В составе разреза наблюдаются также диопсид-скаполит-плагиоклазовые породы и мраморы. Линзы мраморов в этом блоке прослеживаются с перерывами на протяжении 14 км от западного берега о-ва Б. Ягодного до северного берега о-ва Паленого. Больше распространение, нежели в блоке Г, получают окварцованные образования. Все породы интенсивно регионально мигматизированы.

К западному контакту блока приурочены зоны тектонических брекчий; наблюдаются дайки порфиритов; на одном из небольших безымянных островов в 2 км к юго-западу от мыса Глубокого – взрывчатая брекчия с обломками карбонатизированных и хлоритизированных метаморфических пород. Восточная граница блока фиксируется сменой пород пестрой толщи резко преобладающими высокоглиноземистыми гнейсами. Первичная природа этого контакта тектоническая, однако он залечен позднейшими процессами перекристаллизации и является в целом согласным.

В блоке II наблюдается частая перемежаемость пород разного состава, характерна тонкая тектоническая полосчатость. К этому блоку приурочена прерывистая полоса сульфидсодержащих конгломератовидных пород (Крылова, 1981), прослеживаемая от кута губы Костарихи к о-ву Паленому. В ряде мест наблюдаются зоны развития метасоматических амфиболовых и диопсид-амфиболовых жил.

Нижнюю часть разреза блока можно наблюдать на мысу северного побережья Порьей губы между Шушпанихой и Костарихой и на островах к югу от него. Мыс северного побережья находится в зоне мощного диафтореза амфиболитовой фации. К югу диафторез ослабевают, и первичный состав толщ более полно представлен на архипелаге островов и на северо-восточном побережье Порьей губы.

На островах к югу и востоку от о-ва Б. Ягодного выдерживается по простиранию пачка, в которой амфибол-пироксен-плагиоклазовые (с гранатом или без него) кристаллические сланцы переслаиваются с лейкократовыми гранатсодержащими плагиогнейсами – лептинитами. Эта же пачка прослеживается и по северо-восточному побережью губы Костарихи. Выше по разрезу большее развитие получают гиперстеновые, гранат-гиперстеновые или биотит-гранатовые гнейсы, содержащие линзы и прослои кристаллических сланцев основного состава. Еще выше по разрезу последние преобладают, а ближе к контакту с блоком III количество прослоев гнейсов снова возрастает. Наиболее насыщенной основными кристаллическими сланцами является средняя часть разреза блока. По всему разрезу характерно „клиновидное“ залегание пород, со сменой составов по простиранию.

Наиболее „пеструю“ часть разреза можно наблюдать на о-ве Паленом – одном из самых южных островов Порьегубского архипелага.

Это в известном смысле уникальный геологический объект, дающий возможность проследить эволюцию процессов минералообразования от условий весьма высоких температуры и давления гранулитовой фации до зеленосланцевого преобразования и формирования низкотемпературных гидротермальных кальцитовых жил. Наличие типоморфных и экстремальных минеральных ассоциаций, отражающих разные этапы метаморфической истории, пестрый и своеобразный разрез, хорошая обнаженность стимулировали постановку здесь специальных петролого-геохимических исследований.

В составе метаморфического комплекса острова четко выделяются две толщи: довольно монотонная верхняя, которой сложена северо-восточная часть острова, представленная амфибол-двупироксен-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами, содержащими небольшие прослой и линзы гиперстеновых плаггиогнейсов, и нижняя — пестрая по составу, слагающая юго-западную часть острова, представленная в основном высокоглиноземистыми породами — биотит-гранатовыми, гранат-гиперстеновыми, гранат-гиперстен-силлиманитовыми плаггиогнейсами и биотит-диопсид-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами с реликтами корунда. В этих гнейсах заключены прослой и линзы амфибол-гранат-двупироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев и скаполит-диопсид-плаггиоклазовых пород. Обычно содержится значительная рудная примесь — пирротин, халькопирит, ильменит, магнетит или титано-магнетит и др. Детали разреза можно видеть на геологической карте острова и профилях (рис. 6, 7). Все породы послонно мигматизированы и регионально гранитизированы с образованием линзовидных тел гранито-гнейсов, замещающих по простиранию гнейсы и сланцы.

Часть разреза блока II, сложенная главным образом кристаллическими сланцами основного состава, хорошо обнажена и типично представлена, например на о-ве Дельфин, расположенном в 1 км к юго-западу от мыса Глубокого (северо-восточный берег Порьей губы). На этом острове, кроме того, наблюдается серия характерных образований — тектонической брекчии, конгломератовидных пород, метасоматических амфиболовых жил.

Составление ряда разрезов вкрест простирания пород и соответствующие подсчеты по ним показали, что в блоке II имеет место такое соотношение пород: основные и ультраосновные (метаморфические и магматические) — 43%, гнейсы разного состава включая и окварцованные породы — 30, лептиниты — 13, мраморы и кальцифиры — 7, гранитоиды — 7%.

### Б л о к III

Граница с блоком III пересекает губу Долгую, северо-восточный конец Трестозера, выходит на северный берег Таргубы, отсекая ее наиболее восточный мыс, и прослеживается в южной части восточного берега Таргубы. Эту зону можно наблюдать в районе мыса Шомбача. Она характеризуется рядом специфи-

ческих черт, отмечающих ее тектоническую мобильность; 1) по обе стороны от границы породы испытали бластокатаклаз (в таких породах не только гранат, но и кордиерит образует резко вытянутые по сланцеватости зерна); 2) отмечаются зоны смятия и тектонического смещения с широкими вариациями ориентировки складок, с блокированием пород; 3) вдоль границы зоны наблюдается серия расколов с небольшими зонками несогласия; 4) возрастает количество ослабленных зон – зон перекристаллизации, гранатового и гиперстенового порфиробластеза, а также количество кварцевых и пегматитовых жил; 5) зона выражена в рельефе (мыс Шомбач) и фиксируется, кроме того, большими глубинами моря близ этой части побережья.

Породы блока III, как отмечалось выше, представлены главным образом высокоглиноземистыми гнейсами – силлиманит–биотит–гранатовыми, биотит–гранатовыми, силлиманит–кордиерит–гранат–биотитовыми, местами с маломощными прослоями и линзами биотит–гранатовых кварцито–гнейсов, частично представляющих собою окварцованные породы. Подчиненную роль в составе блока играют маломощные прослои и линзы биотит–плаггиоклазовых, гиперстен–плаггиоклазовых и магнетит–биотит–амфибол–гиперстен–плаггиоклазовых кристаллических сланцев.

Породы регионально мигматизированы и гранитизированы с образованием небольших полей, участков и линз гиперстенсодержащих гранито–гнейсов. В толще, кроме того, содержатся небольшие тела лейкократовых порфиридных биотитовых гранитов. Количество их увеличивается к востоку от рассматриваемого района.

Ориентировочное соотношение типов пород в блоке III: основные и ультраосновные породы (метаморфические и магматические) – 24%, гнейсы, включая и окварцованные разновидности, – 62, лептиниты – 4, гранитоиды – 10%. Здесь следует напомнить, что речь идет о соотношении пород только на исследованной автором площади, до области широкого развития гранитоидов умбинского комплекса (см. рис. 2).

## Глава II. ГЛАВНЫЕ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД И ИХ ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА

### Метаморфические породы

#### Кристаллические сланцы основного состава и метабазиты

3924  
Это обширная группа пород, в которой в переманных количествах (вплоть до полного исчезновения) присутствуют: ромбический и моноклинный пироксены, разнообразные амфиболы (в одном образце или шлифе до четырех последовательно формирующихся), гранат, биотит и плагиоклаз с 40–60% An. Нередко наблюдается незначительное количество кварца как вторичного минерала в межгранулярном развитии либо в виде включений в гранате, амфиболе или биотите. Наиболее типичными аксессуарными минералами этих пород являются магнетит (или титаномагнетит), ильменит, апатит и сульфиды (преобладает пирротин).

Кристаллические сланцы основного состава пользуются наибольшим распространением в западной части рассматриваемой площади развития гранулитового комплекса (блок I). В блоках II и III они образуют небольшой мощности пачки (пластовые тела) и линзы в разнообразных гнейсах.

В составе этой обширной группы пород следует выделить эклогитоподобные породы (или пиргарниты), развивающиеся в результате метаморфизма габбро-лабрадоритов и других основных ортопород и представляющие собой гранат-клинопироксеновые породы с переменным содержанием основного плагиоклаза. Отличительной чертой их является несколько повышенная натровость клинопироксена (до 2.0% жадеитовой составляющей), повышенная магнезиальность граната (45–50% пиропового минала).

В западной части рассматриваемого района (западнее губы Ильинской), частично уже за пределами гранулитового комплекса как такового, широкое развитие получают разнообразные амфиболиты. Преобладающим минералом в них является бурая или зеленая роговая обманка, к которой в относительных количествах добавляются гранат с 10–20% гроссулярового минала, моноклинный пироксен (диопсид-геденбергитового ряда), биотит или плагиоклаз ряда андезин-лабрадор. Плагиоклазовые, гранатовые, пироксеновые или мономинеральные разновидности представляют три генетических ти-

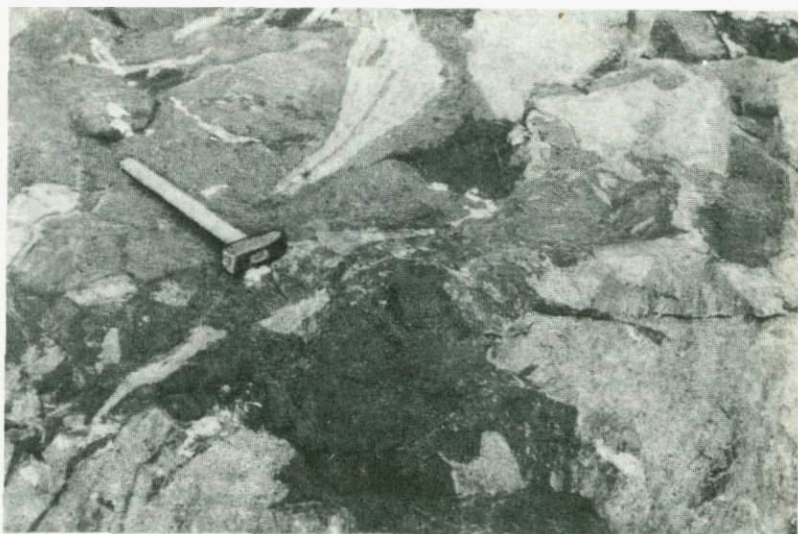


Рис. 8. Эруптивная брекчия. Вмещающие породы – гранат-плагиоклазовые амфиболиты, обломки – амфиболизированные метагаббро-лабрадориты. Губа М. Ильинская.

па. Во-первых, это ортоамфиболиты, развивающиеся по друзитам и другим основным породам, встречающиеся в виде будин, линз, небольших тел и даек, нередко секущих, что убедительно свидетельствует об их ортоприроде. Сюда же следует отнести гранат-плагиоклазовые амфиболиты, представляющие древние основные вулканы (Ефимов, 1971). Они имеют бластопорфировую структуру с измененными вкрапленниками плагиоклаза или с перекристаллизованными реликтами миндалин. "Основной плагиоклаз вкрапленников обычно полностью замещен альбитом или агрегатами его зерен, при этом структура породы становится порфиробластической. Перекристаллизованные миндалины подвергаются рассланцеванию совместно с основной массой, так что в настоящее время порода представляет сланцеватый амфиболит с линзовидными агрегатами альбитизированного плагиоклаза.

Во-вторых, это амфиболиты в виде прослоев и послойных линз, без геологических и геохимических признаков первично-магматической природы, вероятно, представляющие собою параамфиболиты. В-третьих, это метасоматические, обычно мономинеральные амфиболиты, образующие сеть ветвящихся жил варьирующей мощности, часто с хорошо сохраняющимся следом трещины, являвшейся проводником амфиболизирующих растворов. Эти генетические типы одновременно представляют разновозрастные генерации.

Ортоамфиболиты, развивающиеся, например, по интрузивным породам, представлены несколькими возрастными группами, что

говорит о неоднократном внедрении основных магматических пород, превращенных впоследствии в разнообразные амфиболиты. По крайней мере о двух группах свидетельствует такой факт, как существование двух типов эруптивных брекчий. Наиболее распространенный тип — обломки гранатовых или гранат-плагиоклазовых амфиболитов, сцементированные метагаббро-лабрадоритом. В другом, более редком типе брекчий, наблюдавшемся, например, на архипелаге островов в губе М. Ильинской, вмещающими породами, наоборот, являются гранатовые или гранат-плагиоклазовые амфиболиты, а обломки представлены лейкократовыми амфиболитизированными метагаббро-лабрадоритами (рис. 8). В последнем случае амфиболиты представляют более позднюю группу основных интрузивных пород, метаморфизованных в условиях уже амфиболитовой фации. Среди амфиболитов метасоматические являются наиболее молодыми, поскольку в виде сети жил пересекают все другие.

В группе кристаллических сланцев основного состава распространены гиперстен-плагиоклазовые и двупироксен-плагиоклазовые сланцы, чаще всего содержащие, кроме того, роговую обманку. Рудная часть представлена аксессуарными магнетитом и пирротинном. Иногда количество магнетита возрастает, так что вкрапленность его можно наблюдать невооруженным глазом. Обе разновидности сланцев связаны взаимопереходами. Количественные соотношения ромбического и моноклинного пироксенов — переменные; часто наблюдаются их взаимопрорастания, не позволяющие однозначно определить последовательность их кристаллизации. Гиперстен характеризуется резким плеохроизмом, по нему обычно развивается басит, реже биотит. Состав плагиоклаза меняется от № 46 до № 58. При появлении в породе биотита содержание анортита в плагиоклазе понижается.

В гранулитовом комплексе довольно широко распространены дайки метагаббро и метагаббро-диабазов, в настоящее время представленные гранатовыми амфиболитами с переменным, но небольшим содержанием плагиоклаза и клинопироксена. Их геохимические особенности, сохранение в редких случаях реликтовых структур и текстур, текущее их положение по отношению к другим породам не оставляет сомнения в их первично-магматической природе.

Несомненно первично-магматическая природа эклогитоподобных гранат-клинопироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, формирующихся здесь в результате метаморфизма габбро-лабрадоритов, друзитов и других основных пород. Однако надо заметить, что не всегда эклогитоподобные породы являются первично-магматическими. Примером первично-осадочной природы могут служить гранат-диопсид-плагиоклазовые породы в беломорском комплексе, наблюдающиеся в виде блоков и линз в гнейсах и амфиболитах, например в Поньгомской губе Белого моря (Крылова, Климов, 1979), и представляющие собой метаморфизованные аналоги мергелей.

Породы ультраосновного состава — метапироксениты (обр. 306—25 в табл. 1), метаперидотиты пользуются значительно меньшим распространением, будучи сосредоточены в основном на западном по-

Т а б л и ц а 1

Химический состав кристаллических сланцев основного состава лапландского

Окислы	Блок II							
	5846	577ф	578ш	269	269а	269в	302а	302в
SiO <sub>2</sub>	47.34	43.76	49.24	54.22	51.76	48.22	46.12	51.02
TiO <sub>2</sub>	1.03	0.34	1.01	0.54	0.53	0.66	0.40	1.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.68	11.68	17.28	17.66	16.97	15.41	13.10	18.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.50	0.53	2.16	0.86	1.63	2.65	4.00	3.26
FeO	10.44	25.63	7.31	5.23	6.08	8.69	8.81	4.16
MnO	0.23	0.01	0.16	0.10	0.14	0.20	0.15	0.13
MgO	8.75	1.94	6.71	6.19	7.66	8.18	11.34	4.56
CaO	9.67	3.82	10.90	11.10	10.97	10.62	7.32	10.44
Na <sub>2</sub> O	1.91	2.08	2.71	2.89	2.50	2.74	1.97	3.97
K <sub>2</sub> O	0.72	0.89	0.76	0.23	0.25	0.64	0.84	0.51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.06	0.13	0.05	0.04	0.14	0.10	0.25
H <sub>2</sub> O	0.10	0.04	0.04	0.22	0.12	0.10	0.02	0.25
П.п.п.	1.94	9.21	1.05	0.98	1.25	1.59	5.41	1.43
Сумма	99.40	99.98	99.46	100.27	99.90	99.84	100.58	99.49
F, %	37.4	88.1	38.0	31.8	30.9	22.8	30.3	33.5
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.37	0.42	0.28	0.08	0.10	0.23	0.43	0.12
(в вес.%)								
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	0.26	0.38	0.30	0.28	0.26	0.34	0.32	0.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>								
(в ат. кол.)								

П р и м е ч а н и е. Обр. 5846 - двупироксен-амфибол-плаггиоклазовый кристаллический сланец, о-в Меженный; 577ф - биотит-плаггиоклазовый, богатый сульфидами, о-в Сев. Хлебце; 578ш - амфибол-двупироксен-плаггиоклазовый с магнетитом, о-в Паленый; 269, 269а и 269в - амфибол-двупироксен-плаггиоклазовые, восточный берег губы Костарихи против о-ва М. Ягодного; 302а - биотит-клинопироксен-плаггиоклазовый с вкрапленностью пирротина; 302б - то же; 302в - амфибол-клинопироксен-плаггиоклазовый (последние три образца - о-в Хлебце); 306-3 - биотит-амфибол-плаггиоклазовый, о-в Паленый; 306-12 - двупироксен-амфибол-плаггиоклазовый с вкрапленностью сульфидов, там же; 306-25 - амфибо-

гранулитового комплекса

	Блок II				Блок III				
	302б	306-3	306-12	306-25	1д	591	592д	6б	1а
	44.12	50.59	50.56	44.09	55.42	53.58	48.98	48.06	50.12
	0.30	1.01	0.95	0.74	0.53	0.93	1.10	1.05	0.51
	11.74	16.61	16.82	10.98	14.53	19.36	16.14	18.64	9.43
	5.25	2.50	2.67	2.32	1.19	1.46	0.96	1.72	1.53
	10.00	6.46	6.56	9.33	7.78	6.41	11.45	7.88	8.59
	0.06	0.14	0.15	0.19	0.13	0.06	0.18	0.15	0.24
	4.94	6.83	6.94	20.64	9.82	4.94	9.47	8.08	18.42
	5.90	8.28	10.69	8.42	6.17	3.48	7.42	5.62	7.64
	2.57	3.02	1.62	0.91	1.08	3.58	1.75	2.85	0.82
	0.41	1.41	1.16	0.29	1.00	3.10	0.89	2.43	0.59
	0.10	0.18	0.12	0.04	0.10	0.15	0.19	0.49	0.06
	0.80	0.14	0.02	0.13	0.20	0.20	0.16	0.44	0.06
	13.99	3.13	1.30	2.05	2.25	2.66	1.43	2.10	1.44
	100.18	100.16	99.57	99.87	100.20	99.91	100.12	99.51	99.45
	53.2	34.6	20.2	20.2	30.7	42.1	40.3	35.3	20.8
	0.15	0.46	0.71	0.32	0.92	0.86	0.50	0.85	0.71
	0.40	0.39	0.23	0.17	0.20	0.49	0.24	0.38	0.21

лизированный шпинелевый пироксенит, там же; 1д - биотит-амфибол-гиперстен-плаггиоклазовый, 3 км к востоку от мыса Шомбач; 1а - амфибол-двупироксен-плаггиоклазовый, там же; 6б - биотит-плаггиоклазовый с редкими зернами граната и апатита, 1 км к востоку от мыса Шомбач; 591 - частично хлоритизированный и карбонатизированный биотит-плаггиоклазовый, кут губы Долгой; 592д - амфибол-гиперстен-плаггиоклазовый с вкрапленностью магнетита, восточный берег Логгубы.

$$F = \frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100\% \text{ (окислы берутся в атомных количествах).}$$

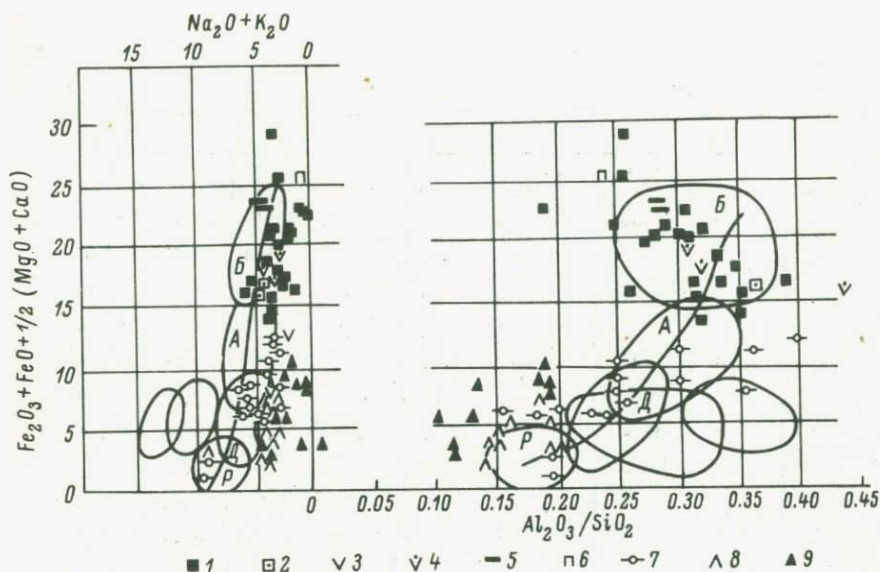


Рис.9. Составы пород гранулитового комплекса, нанесенные на диаграмму Черча (Church, 1975).

1 - кристаллические сланцы основного состава, 2 - метапорфиры, 3 - метагаббро-набродориты, 4 - эклогитоподобные гранат-диопсид-плагиоклазовые кристаллические сланцы, 5 - дайки метагаббро-диабазов, 6 - метапироксенит, 7 - глиноземистые гнейсы, 8 - лептиниты, 9 - окварцованные породы. Поля: Б - базальтов, А - андезитов, Д - дацитов, Р - риолитов.

бережье губы Западной Порьей в небольших массивах, вытянутых в северо-западном направлении. Реже они наблюдаются в виде маломощных жил и пластовых тел в гнейсах блоков II и III.

Таблица 1 дает представление о химическом составе всей этой обширной группы пород. С целью реконструкции состава и природы исходных пород обратимся к некоторым диаграммам, при построении которых авторами использовались разные стороны химизма пород.

На диаграмме Черча (Church, 1975) наибольшая часть основных кристаллических пород гранулитового комплекса легла в поле базальтов и зону, пограничную с полем андезитов. Лишь несколько анализов оказались в поле неопределенности (рис.9). На диаграмме Мягсиро (1976) сланцы разделились на составы, отвечающие базальтам как толеитовой, так и известково-щелочной серии (рис.10). Можно предполагать неоднородность, малую дифференцированность магм и значительную глубину магматического очага.

Представляет интерес определение формационно-петрохимического типа исходных пород. Н.Л. Добрецов, учтя трудности использова-

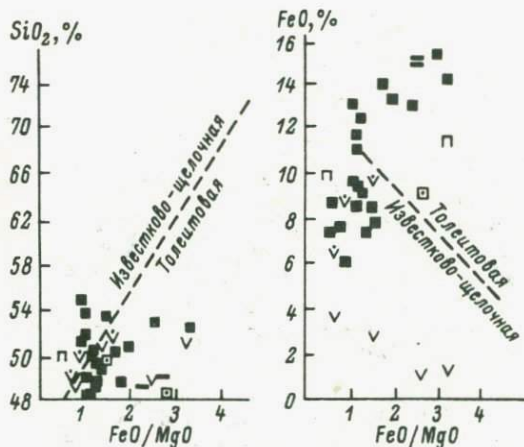


Рис.10. Породы основного и ультраосновного состава гранулитового комплекса на диаграмме Миясиро (1976).

Условные обозначения см. рис.9.

ния некоторых ранее предложенных схем, разработал новую диаграмму для разделения петрохимических типов базальтов путем расчета следующих коэффициентов (Добрецов, 1975):  $KO_1 = MgO + 2TiO_2 - 3K_2O$ ;  $KO_2 = (MgO \cdot TiO_2) : FeO$ ;  $KA = Al_2O_3 - 1/2 \sum FeO - 2TiO_2$ ;  $KШ_2 = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$ . При этом для средних составов океанических базальтов  $KO_1 = 10-13$ , для континентальных  $KO_1 = 2.0-7.7$ . Коэффициент  $KO_2$  разделяет два типа: континентальный отвечает  $KO_2 < 1.0$ , океанический -  $KO_2 > 1.0$ .

На рис.11 кристаллические сланцы гранулитового комплекса пересчитаны по методу Н.Л. Добрецова. Среди них не оказалось составов, отвечающих океаническим базальтам. Главная масса проб отвечает континентальному типу - это базальты (и андезит-базальты) островных дуг, континентальные толеиты и платобазальты.

Среди кристаллических сланцев особую группу составляют биотит-полевошпатовые, обычно с клинопироксеном, с обильной вкрапленностью пирротина, содержащие редкий реликтовый корунд, замещенный серицитом. В ассоциации с корундом находится коричневая шпинель и крупные зерна рутила. Плаггиоклаз отвечает андезину № 45-48, и содержание его в некоторых случаях доходит до 40%. Присутствует также калиевый полевой шпат. Для этих пород характерно наличие карбонатных прослоев, представленных диоксидовыми кальцифирами с плаггиоклазом и скаполитом. Эти прослои маломощны (10-20 см) и прерывисты, наблюдаются в виде цепочки мелких будин. Карбонатное вещество частично выщелочено, а силикатная часть образует рельефно выступающие фрагменты. Типичная картина наблюдается, например, на северном берегу о-ва Паленого. Химический состав этой породы (в %):  $SiO_2 - 58.38$ ,  $TiO_2 - 0.70$ ,  $Al_2O_3 - 15.16$ ,

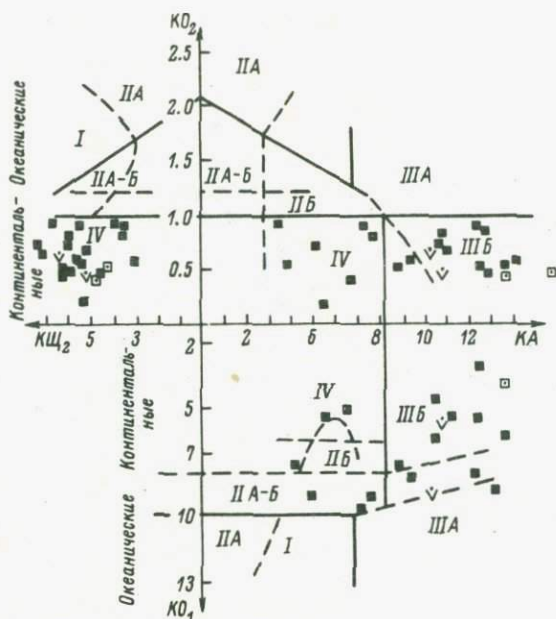


Рис. 11. Породы основного состава гранулитового комплекса на диаграмме Н.Л.Добретцова (1975).  
Обозначения пород - см. рис.9.

Поля: I - океанические базальты; II А - оливиновые щелочные базальты; III А - плагиобазальты срединно-океанических хребтов, II А-Б - промежуточные базальты рифтовых зон; III Б - высокоглиноземистые базальты андезито-базальтовых серий островных дуг, континентальные толеиты; IV - траппы и платобазальты; II б - оливиновые щелочные базальты.

$Fe_2O_3$  - 0.33,  $FeO$  - 8.41,  $MnO$  - 0.07,  $MgO$  - 2.00,  $CaO$  - 3.66,  $Na_2O$  - 2.05,  $K_2O$  - 5.15,  $P_2O_5$  - 0.11,  $H_2O$  - 0.15, п.п.п. - 3.78, сумма - 99.95 (обр. 305 н/75). Повышенное содержание Fe и Ti наряду с низким Mg и значительное содержание щелочей при общей основности, наличие корунда наряду с пирротинном делает состав этой породы необычным. Однако несомненно осадочная порода всей пачки, формировавшейся в восстановительных условиях за счет разложения пород основного состава.

### Гнейсы

В гранулитовом комплексе Порьей губы по разнообразию состава гнейсы представляют также довольно обширную группу, в которой главными типами являются гиперстеновые гнейсы, гнейсы высокоглиноземистого состава и лептиниты.

Гиперстеновые гнейсы наблюдаются в переменных соотношениях с кристаллическими сланцами основного состава и высокоглиноземистыми гнейсами в центральной и восточной частях района. В составе их фемической части кроме гиперстена нередко присутствуют гранат и биотит, а калиевая часть состоит из олигоклаза и кварца. Лишь в качестве примеси наблюдается микропертитовый калиевый полевой шпат. В процессе регрессивных преобразований гиперстен исчезает, замещаясь биотитом (реже амфиболом), а в калиевской части получает развитие решетчатый микроклин. Обычными аксессуориями являются циркон, ильменит, магнетит, апатит, рутил, пирротин.

Гиперстеновые гнейсы часто находятся в тесной связи с двупроксиен-плаггиоклазовыми и амфибол-гиперстен-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами, содержат их линзы с нечеткими контактами, сменяют их по простиранию с последовательным появлением в сланцах кварца и более кислого плаггиоклаза; это позволяет думать, что некоторая часть гиперстеновых гнейсов возникла за счет гранитизации кристаллических сланцев соответствующего состава. Данное предположение подкрепляется также тем, что обычно в непосредственной близости от таких гнейсов наблюдаются гиперстенсодержащие гранито-гнейсы, представляющие собой в сильной степени гранитизированные породы, имевшие первоначально более основной состав, а в настоящее время имеющие состав гранитоида и содержащие реликты менее гранитизированных пород.

Представление о химическом составе гиперстеновых гнейсов дает анализ (в %):  $SiO_2$  - 70.40,  $TiO_2$  - 0.20,  $Al_2O_3$  - 12.91,  $Fe_2O_3$  - 2.47, FeO - 8.56, MnO - 0.17, MgO - 3.59, CaO - 1.40,  $Na_2O$  - 1.60,  $K_2O$  - 1.00, п.п.п. - 0.31, сумма - 99.75 (обр. 202-10 - колл. М. Н. Богдановой).

Высокоглиноземистые гнейсы наиболее широко распространены в восточной части рассматриваемого района, где являются преобладающими породами III блока. Главными фемическими минералами в этой группе гнейсов являются гранат, биотит, силлиманит, кордиерит в переменных соотношениях, реже - дистен. Полевые шпаты представлены олигоклазом и калиевым полевым шпатом (микропертитом и решетчатым микроклином). Кварц образует вытянутые по кристаллизационной сланцеватости пластинчатые зерна и их агрегаты. Местами количество его настолько велико, что порода приобретает кварцитовидный облик. Однако при детальном изучении обычно устанавливается более позднее, приуроченное к регрессивному этапу регионального метаморфизма окварцевание в связи с процессом кислотного выщелачивания.

Характерной структурной особенностью рассматриваемых гнейсов является лентовидная форма не только кварца, но и фемических минералов, свидетельствующая о кристаллизации в условиях направленного давления. Эта форма в ряде случаев свойственна даже таким минералам, как кордиерит и гранат. В крупных сильно вытянутых зернах последнего можно видеть ориентированные скопления игл раннего силлиманита. Широко распространены бластокатаклизитовая и бластомилонитовая структуры.

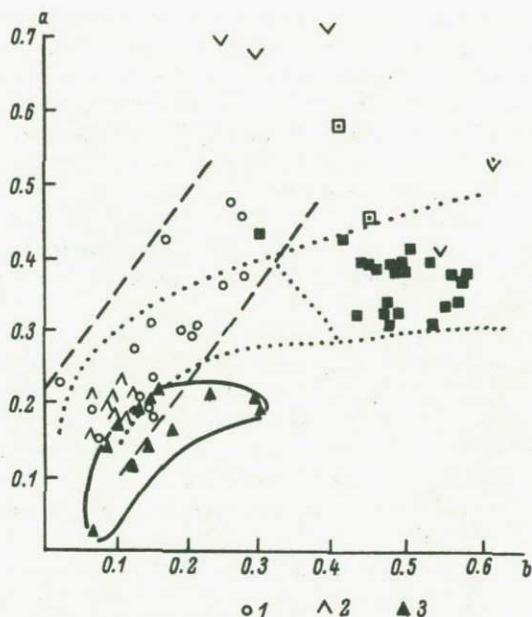


Рис.12. Диаграмма А.Н.Неелова (1980) с нанесенными составами пород гранулитового комплекса.

1 - гнейсы, 2 - лептиниты, 3 - окварцованные породы. Остальные условные обозначения см. рис.9.

В гнейсах глиноземистого состава обычно проявлена слоистость, выраженная чередованием слоев, обогащенных тем или иным минералом, или перемежаемостью лейкократовых и меланократовых слоев. Акцессорными минералами являются циркон, апатит, рутил (часто видимый невооруженным глазом), магнетит, сульфиды, ильменит, шпинель. Местами наблюдаются маломощные прослои биотит-гиперстеновых плагиогнейсов, иногда с гранатом. Встречаются, кроме того, линзы биотит-гранат-плагиоклазовых, двупироксен-плагиоклазовых (с амфиболом или без него) кристаллических сланцев, реже - жилы и пластовые тела метапироксенитов. Химический состав гнейсов представлен в табл.2.

На диаграмме А.Н.Неелова (1980) составы глиноземистых гнейсов сгруппировались в полосу, пересекающей поле вулканитов по осадочному тренду (пунктир на рис.12). Реконструкция исходного состава толщи глиноземистых гнейсов, вмещающих умбинский комплекс гранитоидов, по методу А.А.Предовского (1970) показала, что эта толща сложена смешанными продуктами глубокого выветривания основных и ультраосновных пород, алевролитами, граувакковыми песчаниками.

Т а б л и ц а 2

Химический состав гнейсов гранулитового комплекса

Окислы	309г	1	2	5	5а	9	126	28	32	127	132	141
SiO <sub>2</sub>	68.84	72.92	66.19	66.50	59.56	73.16	62.04	59.24	67.50	65.80	66.96	56.06
TiO <sub>2</sub>	0.46	0.63	0.56	0.69	0.78	0.63	0.81	1.33	0.50	0.69	0.52	0.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.89	13.34	16.85	17.58	21.74	11.71	15.98	18.28	16.35	16.57	15.92	21.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.24	0.19	0.06	-	0.92	0.24	1.72	0.75	-	-	0.49	0.30
FeO	5.18	3.38	7.06	5.82	5.87	4.68	6.25	9.07	5.69	7.56	4.54	10.15
MnO	0.06	0.02	0.06	0.07	0.08	0.02	0.08	0.05	0.05	0.10	0.02	0.09
MgO	2.34	2.97	2.84	2.22	2.59	2.31	3.19	4.76	2.05	3.13	2.25	4.60
CaO	1.06	1.09	0.98	0.51	0.62	1.26	1.46	0.66	0.98	0.73	0.51	0.96
Na <sub>2</sub> O	1.91	1.78	1.30	1.34	1.59	1.54	1.81	0.66	1.42	1.17	1.55	1.41
K <sub>2</sub> O	4.75	2.35	2.10	4.38	4.26	1.83	3.08	3.33	4.08	2.70	4.28	2.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.02	0.02	0.08	0.08	-	0.03	0.02	0.05	0.02	0.04	0.03
H <sub>2</sub> O	0.08	0.18	0.26	0.06	0.16	0.18	0.30	0.24	0.16	0.18	0.24	0.20
П.п.п.	1.14	1.18	1.20	0.75	1.57	1.92	2.73	1.55	0.95	1.12	2.22	1.89
Сумма	99.95	100.05	99.48	100.00	99.82	99.48	99.48	99.94	99.78	99.79	99.54	99.84
F, %	55.3	39.1	58.3	59.5	56.1	53.2	52.4	51.6	60.7	57.3	52.9	55.4
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O (в вес.%)	2.48	1.32	1.61	3.27	2.68	1.19	1.70	5.04	2.87	2.31	2.76	1.53
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O (в ат. кол.)	0.30	0.41	0.26	0.39	0.33	0.38	0.39	0.36	0.65	0.29	0.45	0.22

П р и м е ч а н и е. Обр. 309г - биотит-гранатовый гнейс, о-в М. Ягодный; 9 и 132 - биотит-гранатовые гнейсы; 126 - кордиерит-силлиманит-биотитовый плагиогнейс, западный берег Ловгубы; 1, 2, 5, 5а, 28, 32, 127, 141 - силлиманит-биотит-гранатовые гнейсы и плагиогнейсы; 9 - берег Кандалакшского залива, 1 км к западу от устья Ловгубы; 1, 2, 5, 5а - там же, в 2-3 км к западу от устья Ловгубы; 28 - северо-восточный берег оз. Таргубского; 32 - восточный берег Таргубы; 127, 132 - восточный берег Ловгубы; 141 - юго-восточный берег Пильской губы.

Следует еще отметить биотит-гранат-амфиболовые плагиогнейсы, в виде пачки мощностью 150-200 м протягивающейся среди основных пород от мыса Кочинного в район нижнего течения р. Келлейной.

Впервые в лапландском гранулитовом комплексе выделены лептиниты. Они рассматриваются отдельно.

### Л е п т и н и т ы

Под термином „лептинит“ в мировой геологической литературе понимается мелкозернистая лейкократовая метаморфическая порода кварц-полевошпатового состава вне зависимости от ее происхождения. В то же время кварц-полевошпатовые метаморфические породы, выделенные в свое время скандинавскими геологами под названием „лептиты“, представляют кислые метавулканиды (эффузивы и пирокласты), что в ряде случаев подтверждается сохранением первичных вулканогенных структур и текстур. Таким образом, лептиниты объединяют генетически разнообразные кварц-полевошпатовые породы, среди которых собственно лептиты представляют частную разновидность.

Выделение этих пород в различных регионах стимулируется тем, что они (лептиниты) в соответствующих структурных блоках земной коры фиксируют специфические черты литогенеза и (или) вулканизма и, таким образом, могут служить маркирующими горизонтами при литостратиграфических корреляциях метаморфических комплексов. Кроме того, к лептинитовым толщам нередко приурочивается магнетитовое или сульфидное оруденение. В Порьегубском гранулитовом комплексе лептиниты были выделены автором в 1974 г. в связи с совместными советско-чешскими исследованиями по геологической корреляции (Зоубек и др., 1979).

Типичным для морфологического облика лептинитов является их лейкократовый состав с весьма малым содержанием темноцветных минералов. Последние бывают представлены гранатом (наиболее типичен), биотитом, гиперстеном, диопсидом, амфиболом. Полевошпатовая часть - кислый плагиоклаз ( № 15-30) и часто, но не всегда - калиевый полевой шпат (ортоклаз или микроклин). Непременной составной частью является кварц (обычно 30-40%); при проявлении позднейших метасоматических преобразований количество его резко возрастает. Второстепенными или аксессуарными минералами могут быть силлиманит, кианит, апатит, циркон, турмалин, рутил, ильменит, магнетит, сульфиды.

В лептинитовых толщах нередко проявляется полосчатость, выраженная чередованием лейкократовых полос с меланократовыми. Последние в гранулитовом комплексе Порьей губы чаще всего представлены разнообразными кристаллическими сланцами основного состава. Характер полосчатости неоднороден как по ширине чередующихся прослоев, так и по преобладанию той или другой части. Мощность лейкократовых собственно лептинитовых прослоев меняется от 0.2 до 2 м. Лишь в одном случае - на небольшом безымян-

ном острове к востоку от о-ва Большого Ягодного мощность лептинитовой пачки достигает 5 м.

В районе Порьей губы главная масса лептинитов приурочена к нижней части разреза блока II. Здесь разрез имеет пестрый состав — наряду с основными сланцами значительное развитие получают разнообразные гнейсы (гиперстеновые, гранат-гиперстеновые, реже с силлиманитом). Лептиниты в виде полосчатой пачки общей мощностью около 1,5 км прослеживаются по простиранию с перерывами вдоль северо-восточного побережья Порьей губы и на многочисленных островах. Наиболее широко они распространены на побережье губы Костарихи, на островах Б. Ягодном и М. Ягодном, на Долгой Луде и на многих небольших смежных островах. Характерная светлая окраска, наличие граната, часто отчетливая слоистость этих пород позволяют проследить их на значительные расстояния.

Обычным является переслаивание лептинитов с кристаллическими сланцами основного состава, большая часть которых по ряду геохимических признаков оказывается основными метавулканитами или вообще ортопородами.

В гранулитовом комплексе Порьей губы лептинитосодержащая пачка входит в состав пестрой толщи блока II. Нижележащие образования, слагающие блок I и смежную площадь, представлены здесь главным образом кристаллическими сланцами и магматогенными породами основного состава. Перекрывающие же породы, входящие в состав блока III, являются высокоглиноземистыми, представляющими в значительной части метаморфизованные переотложенные продукты древней коры выветривания.

Было проведено сравнительное изучение лептинитов лапландского гранулитового комплекса с лептитами (лептинитами) других докембрийских комплексов Балтийского щита. При этом выяснилось, что существует общая закономерность в геологическом положении лептинитосодержащих толщ. В разрезах докембрия восточной части Балтийского щита лептиты (лептиниты) приурочены к определенному рубежу в геотектонической истории, знаменующему смену этапа основного вулканизма этапом излияния кислых лав и дальнейшего воздымания соответствующих структур с последующим накоплением терригенных отложений. В типичных случаях этот цикл завершался стабилизацией структуры и интенсивным химическим выветриванием. Лептиты с реликтовыми структурами сиенит-порфиоров, кварцевых порфиоров, туфолав липаритового и трахилипаритового состава, а также лептитовые гнейсы издавна известны среди свекофеннид Швеции.

Геохронологические определения разных лет показывают широкий интервал возраста лептитообразования на Балтийском щите — от 2800<sup>1</sup> до 1400 млн. лет. Эти породы известны в структурах архейского, карельского и свекофеннского возраста.

<sup>1</sup> Не исключено существование лептитовых толщ и более древнего возраста, но реперные определения такого возраста пока отсутствуют.

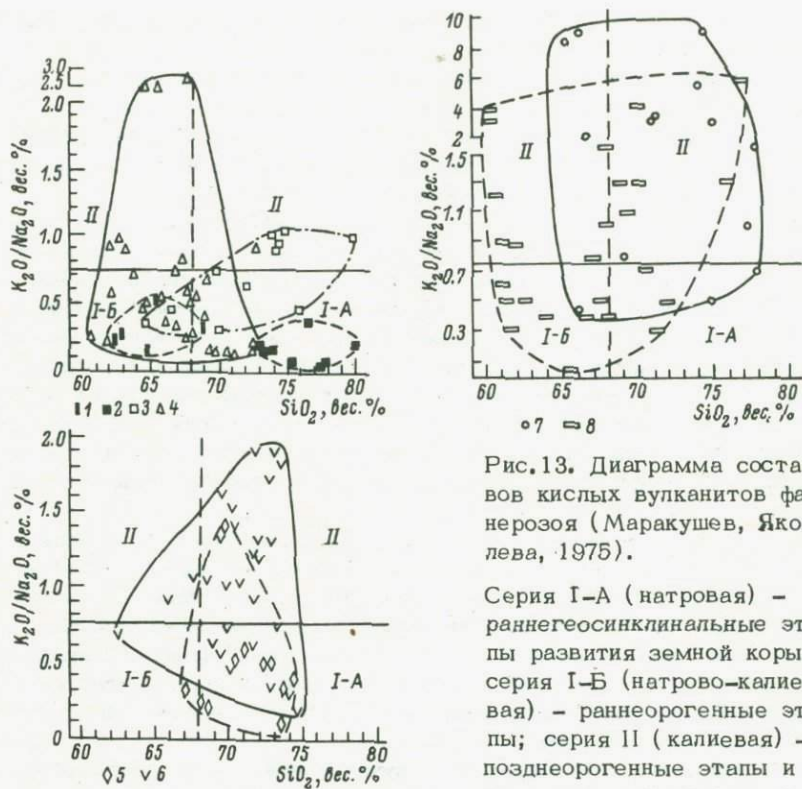


Рис.13. Диаграмма составов кислых вулканитов фанерозоя (Маракушев, Яковлева, 1975).

Серия I-A (натровая) – раннегеосинклинальные этапы развития земной коры; серия I-B (натрово-калиевая) – раннеорогенные этапы; серия II (калиевая) – позднеорогенные этапы и структуры активизации ста-

бильных участков земной коры. Поля составов лептинитов: 1 – беломорской серии (гранулитовая фация); 2 – порьегубского комплекса (гранулитовая фация); 3 – беломорской серии (амфиболитовая фация с реликтами гранулитовой); 4 – лептит-порфиroidной формации гимольской серии (от зеленосланцевой до амфиболитовой фации); 5 – лептиты и порфиroidы зоны Колмозеро-Воронья; 6 – лептиты лебяжинской серии Кейв; 7 – лептиты Южной Швеции (Катринехольм); 8 – лептиты Северной Швеции (Кирунаваара).

порьегубского комплекса формируют поле высоконатровых составов, высокой кремнекислотности (рис.13). Сравнительно с ними лептиниты ранних беломорид гранулитовой фации являются значительно менее кислыми. Более широкий диапазон составов характерен для лептинитов беломорид амфиболитовой фации и для лептитов – гимольской. Для этих трех комплексов типичны натровые составы. Лептиты и порфиroidы зоны Колмозеро-Воронья по общему составу близки

Т а б л и ц а 3

Химический состав лептинитов гранулитового комплекса  
Порьей губы

Окислы	301	301а	303ж	269б	269м	311в	313	319
SiO <sub>2</sub>	72.84	75.26	73.82	80.02	76.40	77.74	77.46	73.18
TiO <sub>2</sub>	0.40	0.24	0.02	0.12	0.14	0.06	0.20	0.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,58	12.34	14.90	11.21	11.65	12.13	11.43	13.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.79	1.18	0.08	0.38	-	0,08	-	0.08
FeO	4.15	3.00	1.30	1.35	3.49	2.67	3.36	4.44
MnO	0.12	0.10	0.04	0.03	0.06	0.04	0.06	0.09
MgO	0.74	0.43	0.27	0.42	1.21	1.06	1.46	1.96
CaO	4.26	3.70	3.62	1.57	1.73	1.38	0.90	2.07
Na <sub>2</sub> O	2.53	2.83	4.01	3.70	2.96	4.01	4.27	3.32
K <sub>2</sub> O	0.42	0.17	0.65	0.75	1.06	0.32	0.20	0.56
H <sub>2</sub> O	0.04	0.02	0.34	0.02	0.30	0.08	0.08	0.04
П.п.п.	0.54	0.37	1.00	0.51	0.50	0.57	0.59	0.78
Сумма	100.41	99.64	100.05	100.08	99.50	100.14	100.01	100.11

Примечание. Обр. 301, 301а - о-ва „Три мушкетера“, 303ж - о-в Долгая Луда; 269б, 269м, 311в, 313 - северо-восточное побережье губы Костарихи; 319 - о-в Прибрежный в губе Костарихе.

к лептинитам беломорской серии (рис.13). Лептиты же лебяжинской серии при той же кремнекислотности, что и в вороньетундровских, имеют более калиевый состав. Что же касается лептитов свекофен-нид Швеции, то они характеризуются широким разбросом составов (рис.13), хотя явно преобладают составы калиевой серии. Не исключено присутствие довольно разнородного материала, однако несомненна его принадлежность к этапу формирования более зрелой коры на Балтийском щите.

При рассмотрении  $K/Na$  отношения (табл. 4) намечается эволюция составов кислых метавулканитов докембрия Балтийского щита от более ранних натровых, формирующихся преимущественно на ранне-геосинклинальных (реже раннеорогенных) этапах, к более поздним - калиевым, приуроченным к позднеорогенным этапам, к периоду воздымания или к этапу активизации стабильных участков земной коры. Калиевые составы всегда характеризуют более зрелую кору.

В этом смысле примечательно отличие состава лептинита из блока III, породы которого, по-видимому, представляют продукты

Т а б л и ц а 4

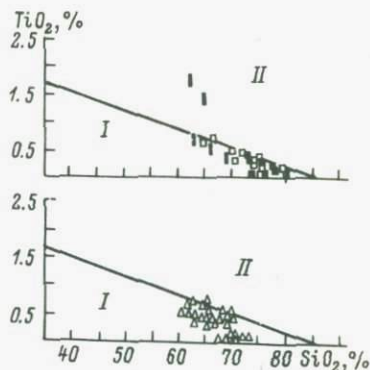
Эволюция составов кислых метавулканитов  
в докембрийских комплексах Балтийского щита

Комплекс	$K_2O/Na_2O$ (в вес.%)		Количество проб	Возраст	Фация метаморфизма
	интервал	среднее			
Лептиниты Порьей губы	0.04-0.36	0.15	8	Архей	Гранулитовая
Лептиниты беломорской серии в ранних структурах (Поньгомская губа)	0.15-0.50	0.28	5	"	"
Лептиты и порфириды зоны Колмозеро-Воронья	0.15-1.42	0.50	11	"	Амфиболитовая
Лептиниты беломорской серии (р-н Каидалакши)	0.31-1.04	0.71	11	"	Амфиболитовая с реликтами гранулитовой
Лептиты гимольской серии (Западная Карелия)	0.14-2.75	0.70	30	Поздний архей	От зеленосланцевой до амфиболитовой
Лептиты лебяжинской серии Кейв	0.16-3.90	1.10	34	"	Амфиболитовая
Лептиты Северной Швеции (Кирунаваара)	0.02-6.10	1.29	27	Средний-поздний протерозой	"
Лептиты Южной Швеции (Катринехольм)	0.40-15.36	4.34	15	То же	"

переотложения древней коры выветривания. Так, химический состав (в %) обр. 268 г (восточный мыс на северном берегу Таргубы):  $SiO_2$  - 74.76,  $TiO_2$  - следы,  $Al_2O_3$  - 13.75,  $Fe_2O_3$  - 0.06,  $FeO$  - 1.85,  $MnO$  - 0.06,  $MgO$  - 0.13,  $CaO$  - 1.38,  $Na_2O$  - 3.71,  $K_2O$  - 4.23,  $H_2O$  - 0.10, п.п.п. - 0.31, сумма - 100.35; сравнительно с химическим составом лептинитов из блока II он характеризуется весьма низкими содержаниями Fe, Mg и Ca и высокой величиной отношения  $K_2O/Na_2O = 1.14$ , что сближает его с лептитами лебяжинской свиты Кейв.

Рис.14. Диаграмма Тарни (Tarney, 1977) для разделения магматических (поле I) и осадочных (поле II) пород.

Условные обозначения см. рис.13.



Для глубокометаморфизованных лептитовых формаций докембрия наиболее сложно доказать их вулканогенную природу. Эта задача упрощается в случае сохранения реликтов структур (или текстур) исходных образований. При отсутствии их единственной возможностью остается попытка восстановления природы исходного вещества по химическому составу породы, включая содержание редких и рассеянных элементов; вспомогательным приемом служит также рассмотрение составов пород, ассоциирующих с лептинитами.

Наиболее сильно метаморфизованные лептиниты лапландского гранулитового комплекса, в которых не сохраняются реликты вулканогенных структур, на диаграмме А.Н.Неелова (1980) легли внутрь поля составов кислых вулканогенных пород (рис.12). На диаграмме Тарни, предложенной для распознавания гнейсов магматического и осадочного происхождения (Tarney, 1977), составы лептинитов гранулитового комплекса, как и лептитов других регионов Балтийского щита, легли в магматическом поле (рис.14).

На диаграмме Черча (Church, 1975) часть лептинитов попадает в поле риолитов; другая же часть ложится на границе или в поле неопределенности вследствие пониженной суммы щелочей и высокого содержания  $SiO_2$  (рис.9).

### Мраморы и кальцифиры

В метаморфическом комплексе карбонатные породы представлены двумя типами. Выходы мраморов первого типа, по-видимому, имеющих осадочную природу, прослеживаются с перерывами в полосе длиной примерно 5 км: южный залив губы Западной Порьей-луда Карбонатная-безымянный островок к югу от о-ва Баба Яга-о-в Медвежий. Аналогичные мраморы обнажаются на западном берегу о-ва Б. Ягодного и на северном берегу о-ва Паленого. Мраморы этого типа состоят из кальцита, доломита, диопсида и плагиоклаза с переменной примесью скаполита, граната, форстерита, флогопита, амфибола, сфена, шпинели, апатита, кварца, магнетита и сульфидов. Эти породы наблюдаются в виде линз или блокированных прослоев среди амфибол-гранат-диопсид-плагиоклазовых кристалли-

ческих сланцев, гранатовых амфиболитов, реже – глиноземистых гнейсов. По значительной примеси силикатных минералов эти породы правильнее называть кальцифирами. Мощность их прослоев и линз варьирует от 0,10 до 1,5 м. Некоторые геологи высказывали предположение о принадлежности пачки, вмещающей кальцифиры на луде Карбонатной, к более молодому супракрустальному комплексу. Однако это исключается, поскольку кальцифиры органически входят в состав разреза метаморфического комплекса, вмещающие их породы характеризуются типичными ассоциациями гранулитовой фации. На луде Карбонатной среди вмещающих пород наблюдаются гиперстеновые гнейсы и эндревиты.

С карбонатными породами такого типа часто сочетаются плагиоклаз–скаполит–диопсидовые породы, нередко с примесью кварца, флогопита, с заметным содержанием сфена и апатита.

Второй тип карбонатных пород представлен более чистыми разновидностями, состоящими преимущественно из кальцита, который является результатом позднейшей перекристаллизации и мобилизации карбонатного вещества в процессе деформаций. Это в значительной степени метасоматические породы, очищенные от силикатных примесей. Обычно они наблюдаются в межбужинных промежутках и образуют жильные заполнения трещин. Примером пород этого типа являются мраморы северо-восточного берега губы Белозерской в 1,5 км южнее кута.

### М е т а с о м а т и ч е с к и е п о р о д ы

В составе гранулитового комплекса определенное место занимают метасоматические породы, обычно приуроченные к межблоковым разломам или другим зонам повышенной проницаемости.

В кислых метасоматитах преобладающими минералами являются кварц (до 60% объема породы) и кислый плагиоклаз (до 40%), состав которого варьирует от олигоклаза до альбита. В восточной части района окварцевание проявляется в глиноземистых гнейсах и сопутствующих им породах. В этом случае в переменных количествах могут присутствовать ромбический пироксен, магнизиальный гранат (40–60% пироба), биотит с 3–4%  $TiO_2$ , сциллитманит, калиевый полевой шпат. Аксессуарные минералы – рутил, содержание которого иногда повышается до 5%, ильменит, шпинель, апатит, магнетит, сульфиды. Вследствие высокого содержания кварца, обычно имеющего голубоватый оттенок, и наличия такого же оттенка у плагиоклаза при рассмотрении породы невооруженным глазом она выглядит кварцитовидной. Ориентированное расположение феррических минералов, часто концентрирующихся в полосы (однако не выдерживающиеся по простиранию), местами создает ложное впечатление слоистости и в ряде случаев может привести к оши-



Рис. 15. Гранат-плагиоклаз-кварцевая порода с реликтами складчатой структуры. Район мыса Кочинного.

бчному представлению об исходной природе таких пород. Химический состав окварцованных пород приводится в табл. 5.

В западной части района (блок 1) кварцевый метасоматоз развивается также и по основным породам. Так, к западу от маяка Кочинного в толще гранатовых и плагиоклазовых амфиболитов окварцеванию подвергаются полосы гранатитов, мощность которых меняется от 0,5 до 1 м. В результате возникают своеобразные гранат-кварцевые породы, в которых сохраняется реликтовая складчатая структура (рис. 15). В образце видна зональная окраска граната, более интенсивная в центральной части кристалла. В крупных зернах наблюдается сфен.

Региональным процессом, ведущим к формированию таких пород, является кислотное выщелачивание, проявляющееся на регрессивном этапе метаморфизма гранулитовой фации. Масштаб этого процесса значителен, так что формируются зоны окварцованных пород до нескольких метров мощности.

Последовательное окварцевание демонстрируют химические анализы образцов 305б и 305м. Наиболее сильно этот процесс проявлен в обр. 322, представляющем уже совершенно кварцитовидную породу с 93,54%  $\text{SiO}_2$ . С возрастанием содержания кварца падает количество всех фемических минералов, особенно магнезиального состава, — граната и гиперстена, что определяет, соответственно, последовательное возрастание железистости (в обр. 322г — 86,3%). С ростом  $\text{SiO}_2$  снижается содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Т а б л и ц а 5 Химический состав окварцованных пород лапландского гранулитового комплекса

Окислы	Блок II						Блок III	
	306-17	946	302	3056	305М	322	268	4г
SiO <sub>2</sub>	71.02	71.02	67.92	69.30	75.78	93.54	79.63	77.76
TiO <sub>2</sub>	0.21	0.26	0.10	0.41	0.36	0.26	0.33	0.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.84	12.91	13.04	13.06	10.20	1.60	10.14	10.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.26	0.16	2.00	0.56	0.96	-	-	-
FeO	3.31	4.93	5.95	7.31	5.68	2.66	1.95	4.82
MnO	0.11	0.06	0.04	0.34	0.28	0.02	0.01	0.04
MgO	9.19	8.19	0.43	4.82	3.23	0.24	0.83	1.75
CaO	0.10	0.68	2.70	0.63	0.90	0.33	1.15	1.86
Na <sub>2</sub> O	0.07	0.29	3.13	1.91	1.87	0.66	1.82	1.87
K <sub>2</sub> O	0.47	0.51	0.52	0.19	0.30	0.19	3.43	0.70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02		0.03	0.01	0.03		0.01	
H <sub>2</sub> O	0.10	0.04	0.14	0.06	0.04	0.08	0.18	0.02
П.п.п.	0.45	0.57	3.76	0.91	0.75	0.08	0.64	0.46
Сумма	99.15	99.62	98.48	99.51	100.38	99.66	100.12	99.91
F, %	16.7	25.0	89.2	46.1	49.6	86.3	56.2	60.3
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O (в вес.%)	6.71	1.76	0.17	0.10	0.16	0.29	1.88	0.37
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O (в ат. кол.)	0.05	0.08	0.43	0.26	0.33	0.81	0.64	0.37
$\frac{Al_2O_3}{Na_2O+K_2O}$	0.04	0.06	0.28	0.16	0.21	0.53	0.52	0.25

П р и м е ч а н и е. Обр. 306-17 и 946 - гранат-биотит-гиперстен-силлиманит-кварцевая порода с небольшим количеством калиевого полевого шпата и олигоклаза, о-в Паленый; 302 - плагиоклаз-кварцевая порода с вкрапленностью пирротина и редкими зернами магнетита, о-в Хлебцы; 3056 и 305М - плагиоклаз-биотит-гранат-кварцевая порода с редкими зернами гиперстена, силлиманита, ильменита и мелкой вкрапленностью сульфидов, о-в Паленый; 322 - лейкократовый окварцованный плагиогнейс, безымянный остров в архипелаге к востоку от о-ва Б. Ягодного; 268 - гранат-биотитовый окварцованный гнейс, северный берег Таргубы; 4г - окварцованный биотит-гранатовый плагиогнейс с рутилом, побережье в 2 км к востоку от мыса Шомбача. Величина отношения суммы щелочей к Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в последней строчке таблицы дана в весовых процентах.

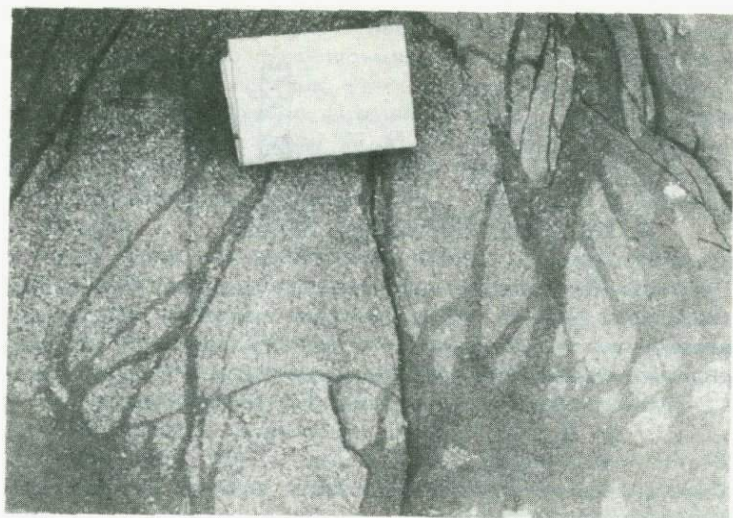


Рис.16. Сеть зональных метасоматических диопсид-амфиболовых жил в кристаллических сланцах. Западный берег о-ва Дельфин.

Комплементарно к лейкократовым метасоматитам формируются меланократовые феррические метасоматиты, состав которых в основном определяется ромбическим пироксеном (бронзитом), магнезиальным гранатом, биотитом (флогопитом) и плагиоклазом переменного состава (чаще андезин-пабрадор). В некоторых случаях присутствует магнетит. В качестве второстепенного минерала встречается силлиманит. По гиперстену местами развивается антофиллит. Типичным примером феррического метасоматита является обр. 306р, имеющий такой химический состав (в %):  $\text{SiO}_2$  - 55.67,  $\text{TiO}_2$  - 1.12,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 12.35,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 1.36, FeO - 9.95, MnO - 0.29, MgO - 13.54, CaO - 0.59,  $\text{Na}_2\text{O}$  - 1.10,  $\text{K}_2\text{O}$  - 1.87,  $\text{P}_2\text{O}_5$  - 0.12; S сульф - 0.30,  $\text{H}_2\text{O}$  - 0.12, п.п.п. - 1.42, сумма - 99.53.

Обычно это очень крупнозернистые породы с размером зерен до 10 см в поперечнике, пегматоидной структуры. Зоны их развития согласны с общим простиранием пород, параллельны плоскостям кристаллизационной сланцеватости. Однако местами наблюдаются локальные „несогласия“, когда агрегаты минеральных зерен метасоматитов пересекают контакты со смежными породами, свидетельствуя о завершении метасоматического минералообразования в условиях спада давления, в относительно спокойной тектонической обстановке.

Формирование лейкократовых и меланократовых метасоматических пород в условиях гранулитовой фации метаморфизма подтверждается присутствием ромбического пироксена, магнезиальных граната и биотита, а также значительной титанистостью последнего

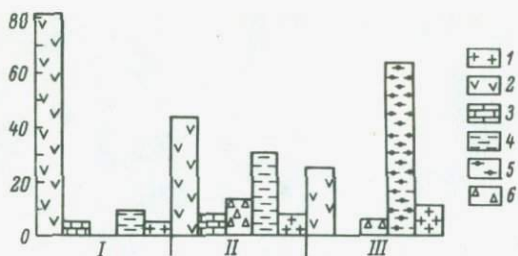


Рис.17. Соотношение главных типов пород в блоках (I-III) гранулитового комплекса Порьей губы. 1 - гранитоиды, 2 - кристаллические сланцы и ортопороды основного и ультраосновного состава, 3 - карбонатные породы, 4 - разнообразные гнейсы и окварцованные породы, 5 - глиноземистые гнейсы, 6 - лептиниты.

(даже при вхождении в состав породы таких богатых титаном минералов, как рутил и ильменит).

Еще один тип метасоматических пород, который должен быть отмечен, представлен амфиболовыми и диопсид-амфиболовыми жилами, обычно образующими разветвленную сеть, приуроченную к зонам тектонических нарушений. Жилы имеют неправильную форму и мощность, меняющуюся от 1 см до нескольких десятков сантиметров (рис.16). Контакты с вмещающими породами как резкие, так и нечеткие, с постепенными переходами. Состав жил определяется главным образом темно-зеленой обыкновенной роговой обманкой и переменным, но обычно незначительным количеством светло-зеленого диопсида. В некоторых случаях проявлена зональность, когда диопсид преобладает в центральной части жил. Характерно наличие трех разновидностей амфиболов, замещающих друг друга: буровато-зеленая роговая обманка → зеленая → светло-голубовато-зеленая. В таком случае появляется мелкая вкрапленность магнетита, фиксирующая освобождающееся при этом замещении железа.

Неоднородность  
гранулитового комплекса  
и его средний  
химический состав

Как было показано в гл. I, разрез лапландского гранулитового комплекса в Порьей губе состоит из трех частей. Соотношение (в %) главных типов пород в разных блоках иллюстрируется рис.17. Для каждого блока был вычислен средний состав с использованием 42 оригинальных и 28 заимствованных из литературы анализов, количество которых было взято пропорционально установленным соотношениям пород (табл.6, 7).

Блок I и смежный с ним с запада (нижние части разреза) сложен преимущественно первично-магматогенными и вулканогенными породами основного состава. Здесь породы характеризуются наименьшим по разрезу средним содержанием  $SiO_2$ ,  $K_2O$ , наибольшим —  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ , а также  $Al_2O_3$  (в анортозитах и габбро-лабрадоритах содержание  $Al_2O_3$  достигает 32%), кроме того, наиболее низкой железистостью и наименьшей величиной отношения  $K_2O/Na_2O$ .

Блок II имеет пестрый состав. Количество магматических и вулканогенных образований основного состава сокращается, в разрезе появляются кислые метавулканыты (лептиниты), возрастает количество парапорд (глиноземистые гнейсы, известково-силикатные породы, местами кальцифиры), увеличивается количество гранитного жильного материала. В этом блоке сравнительно с блоком I возрастает среднее содержание  $SiO_2$ ,  $Na_2O$  и сокращается содержание  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Al_2O_3$ . Величина же отношения  $K_2O/Na_2O$ , а также и железистость практически остаются неизменными. В разрезе блока II характерно сочетание глубинных образований (основные интрузивные породы) с наземными (кислые и основные вулканыты) и с морскими осадками (глиноземистые гнейсы, известково-силикатные породы).

Блок III характеризуется резким преобладанием первично-осадочных пород. Значительная их часть, скорее всего, представляет перемытые и перетолженные в водном бассейне образования древней коры выветривания, развивавшейся на преимущественно вулканогенном (и магматогенном) субстрате. Состав этого блока, характеризуясь дальнейшим повышением содержания  $SiO_2$ , снижением  $MgO$  и  $CaO$ , отличается некоторыми особенностями: сравнительно с блоком II содержание  $Na_2O$  растет, резко повышается содержание  $K_2O$  (при этом  $Na_2O$  падает), увеличивается отношение  $K_2O/Na_2O$ . Обогащение алюминием, видимо, шло за счет деструкции невысокоглиноземистых анортозитов, входящих в состав блока I, а уже перетолженных продуктов выветривания дифференцированной толщи, именно блока II. В пользу этого говорит и неожиданный подъем среднего содержания  $TiO_2$  в блоке III, свидетельствующий о вовлечении в процесс выветривания разнородного материала.

Рассмотрение среднего состава гранулитового комплекса в целом (табл. 7) и сравнение его со средними составами пород по Дэли приводит к заключению, что он наиболее близок к среднему составу гиперстенового андезита, отличаясь от него лишь более низким содержанием  $Al_2O_3$  (15.5% против 16.7%). Хотя приведенные расчеты являются приближенными, они дают представление о составе и характере эволюции разреза лапландского гранулитового комплекса.

Заканчивая на этом рассмотрение главных петрогенетических типов пород и среднего состава гранулитового комплекса в исследованной зоне, хотелось бы обратить внимание на то, что до сих пор не получено надежных данных, свидетельствующих о разновозрастности кольских и беломорских гнейсов. Имеющиеся наблюдения позволяют говорить об отсутствии признаков несогласия между

Таблица 6

Средний химический состав разных групп пород по трем блокам

Окислы	Блок I				Блок II						Блок III				
	породы основного состава (17)	карбонатная порода (1)	гнейсы (2)	граниты (1)	породы основного состава (12)	карбонатные породы (2)	гнейсы (4)	лептиниты (4)	окварцованные породы (4)	гранитоиды (2)	породы основного состава (5)	глиноземистые гнейсы (11)	окварцованные породы (2)	лептиниты (1)	гранитоиды (2)
SiO <sub>2</sub>	49.07	20.09	67.26	74.75	49.38	62.14	66.60	75.20	79.33	70.74	51.23	65.08	78.69	74.76	71.15
TiO <sub>2</sub>	0.75	0.04	0.20	0.43	0.56	0.44	0.48	0.15	0.26	0.45	0.84	0.78	0.41	следы	0.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.93	2.65	16.37	12.00	15.14	12.10	15.85	13.06	9.98	15.01	15.62	16.87	10.14	13.75	14.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.65	0.98	0.69	2.06	1.69	1.24	0.62	0.23	0.59	0.45	1.37	0.42	-	0.06	0.89
FeO	7.65	2.76	2.35	1.57	9.05	4.04	5.57	2.90	2.89	1.93	8.42	6.31	3.38	1.85	1.84
MnO	0.15	0.36	0.05	0.02	0.15	0.39	0.12	0.06	0.09	0.02	0.15	0.05	0.03	0.06	0.08
MgO	6.69	1.91	1.33	0.28	8.69	2.42	3.11	0.82	1.47	1.10	10.14	2.99	1.29	0.13	0.49
CaO	10.67	41.61	3.80	0.70	8.56	10.84	0.95	2.74	1.42	2.47	6.06	0.88	1.50	1.38	1.93
Na <sub>2</sub> O	2.49	0.11	3.90	2.80	2.28	0.54	2.22	3.37	2.60	3.15	2.01	1.41	1.85	3.71	4.15
K <sub>2</sub> O	0.55	0.50	3.65	5.60	0.79	1.44	3.01	0.61	0.70	2.87	1.60	3.14	2.06	4.23	3.84
П.п.п.	1.03	0.48	0.55	0.32	2.11	3.95	1.41	0.65	0.69	1.22	1.97	1.55	0.55	0.31	0.33
Сумма	99.63	99.59	100.15	100.53	98.41	99.54	99.94	99.79	100.02	99.41	99.41	99.42	99.90	100.25	99.38

Примечание. В скобках - количество химических анализов. Использованы оригинальные анализы (см. гл. II) и данные статьи М.Н. Богдановой и М.М. Ефимова (1976а).

Т а б л и ц а 7

Средний химический состав лапландского гранулитового комплекса (Порья губа)

Окислы	I блок (n = 21)	II блок (n = 30)	III блок (n = 21)	Среднее по комплексу (из 72)
SiO <sub>2</sub>	52.54	62.24	64.11	59.95
TiO <sub>2</sub>	0.64	0.43	0.66	0.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.58	13.98	15.55	15.48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.54	1.05	0.63	1.01
FeO	6.62	5.92	5.86	6.10
MnO	0.14	0.13	0.07	0.11
MgO	5.64	4.76	4.15	4.83
CaO	11.01	5.34	2.29	6.10
Na <sub>2</sub> O	2.52	3.00	1.96	2.55
K <sub>2</sub> O	1.08	1.26	2.78	1.65
П.п.п.	0.92	1.66	1.37	1.35
Сумма	100.23	99.77	99.43	99.74
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O (в вес.%)	0.49	0.42	1.42	0.71
F, %	40.0	41.0	44.3	41.6
f <sub>0</sub> , %	17.1	12.8	8.8	12.8

П р и м е ч а н и е.  $f_0 = \frac{Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3} \cdot 100\%$ .

лапландскими гранулитами и беломорскими породами на территории к западу от исследованной площади, а также об отсутствии существенных отличий в характере разрезов этой части кольской и беломорской серий вообще.

Блоковая структура не только рассматриваемой зоны, но и огромной территории за ее пределами с вертикальными перемещениями блоков осложняет строгое восстановление всей стратиграфической последовательности и позволяет это делать лишь фрагментарно.

Существенное литологическое, структурное и метаморфическое (см. гл.III) отличие блока III, преобладание в нем высокоглинозе-

мистого материала, свидетельствующего об участии в сложении его переотложенных продуктов выветривания, наводит на мысль о формировании пород этого блока скорее через определенный перерыв во времени, следов которого не могло сохраниться в результате последующих деформаций и процессов метаморфизма. Это предположение требует целенаправленных исследований.

Блок III был впоследствии надвинут на блок II. Генеральное простираение кристаллизационной сланцеватости в обоих блоках было приведено в видимое согласие („скрытое несогласие“).

### Г л а в а III. РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

#### С х е м а м е т а м о р ф и з м а

Порьегубский гранулитовый комплекс представляет пример низкоградиентного (высокого давления) метаморфизма, связанного с формированием лапландского глубинного разлома. Сложность и неоднородность строения и состава гранулитового комплекса были показаны в предшествующих главах. Региональный метаморфизм комплекса также неоднороден (рис.18).

Западная часть района, входящая в состав блока I, представляет область развития пород фации альмандиновых амфиболитов. Это – гранатовые, реже диопсид–гранатовые амфиболиты, включающие пачку гранат–амфиболовых гнейсов и многочисленные линзы гранат–плагиоклаз–кварцевых метасоматитов. В этих породах в редких реликтах сохраняется гиперстен, что свидетельствует о проявлении и в этой части района первоначально гранулитового метаморфизма и позже – замаскировавшей его амфиболитизации.

Внутри массива метагаббро–лабрадорита вдоль губы Б.Ильинской проходит граница метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций, являющаяся в значительной мере тектонической. К северо–востоку от нее начинается область развития гранат–клинопироксенового парагенезиса, преимущественно по метагаббро–лабрадоритам, опять же с зонами и участками интенсивной амфиболитизации. Наибольшей интенсивности она достигает в полосе юго–западного побережья губы Западной Порьей и в северной части района – в межгубье Костарихи и Шушпанихи. В участках амфиболитизации можно наблюдать мигматизацию этапа наложенного метаморфизма амфиболитовой фации. Вне этих „пятен“ проявлен гранулитовый метаморфизм.

Наиболее показательны вариации состава граната. Определяющими в блоке I являются основные породы. В метагаббро–лабрадоритах гранат содержит 38–48% пироба, при этом также возрастает роль кальциевой составляющей – до 15% гроссулярового минала. В эклогитоподобных сланцах, получающих в блоке I широкое развитие, помимо высокомагнезиального граната основной ткани породы на поздних этапах формируются крупные порфиробласты граната размером до 5 см в поперечнике. Гранат порфиробласт содержит 45–48% пироба, несмотря на значительное содержание гроссуляра и андрадита (до 12%), что всегда снижает магнезиальность. Это означает, что кристаллизация порфиробласт шла еще в условиях гранулитовой фации.

Блок II имеет пестрый состав, определяющийся появлением среди кристаллических сланцев основного состава значительного коли-

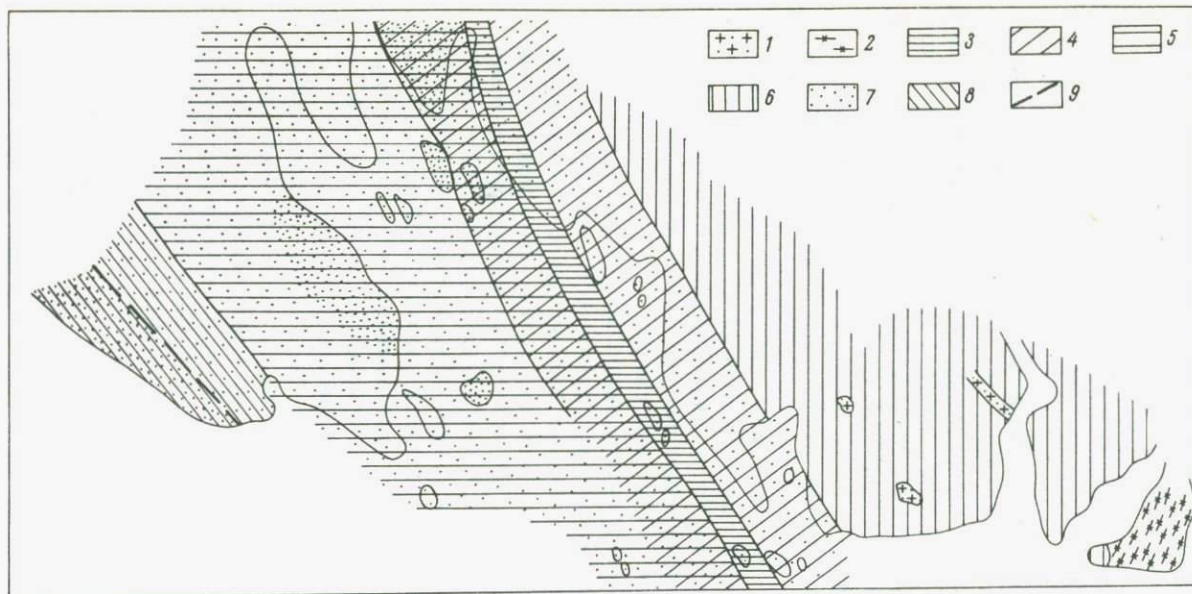


Рис.18. Схема метаморфизма пород гранулитового комплекса Порзей губы. Составила М.Д. Крылова.

1 - порфировидные граниты; 2 - гиперстеновые гранитоиды (Островской массив); метаморфизм гранулитовой фации высокого давления (серия Б<sub>2</sub> по В.А.Глебовицкому, 1973) - зоны развития: 3 - гиперстен-силлиманитового парагенезиса (в породах кислого состава), 4 - гиперстен-гранатового парагенезиса (в породах кислого состава), 5 - гранат-клинопироксенового парагенезиса (в породах основного состава, преимущественно по габбро-лабрадоритам); метаморфизм гранулитовой фации умеренного давления (фациальная серия АВ по В.А. Глебовицкому, 1973); 6 - гранат-силлиманитового парагенезиса ( $\pm$  кордиерит). Наложенный метаморфизм амфиболитовой фации: 7 - фация альмандиновых амфиболитов с реликтами ассоциаций гранулитовой фации (густота крапа отражает степень амфиболитизации), 8 - гранат-клинопироксеновая и гранат-гиперстеновая ассоциации в редких реликтах; 9 - юго-западная граница массива метагаббро-лабрадоритов (частично тектонизированная).

чества кислых пород – гнейсов и лептинитов. В центральной части блока протягивается зона развития в породах кислого состава экстремального гранат-гиперстен-силлиманитового парагенезиса, отражающего условия высоких температуры и давления. Здесь в кварцсодержащих породах гранаты высокомагнезиальны, они содержат от 47 до 63,5% пирропа. Даже в порфиробластах, кристаллизующихся на спаде давления, содержание пирропового минала составляет 57%. Эта полоса, по существу приуроченная к осевой части разлома, имеет ширину около 1 км и прослежена на расстоянии 20 км от о-ва Паленого на юге до кута (устья) губы Костарихи на севере. К востоку и западу от нее наблюдается развитие гиперстен-гранатового парагенезиса.

Граница с блоком III представляет по существу скрытую плоскость надвига. Одновременно это граница смены литологического состава (к востоку от нее простирается широкое поле высокоглиноземистых гнейсов), смены субфации, фациальной серии по давлению и характера структуры (см. рис.3). В блоке III представлены силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовая и силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовая субфации умеренного давления. Сравнительно с блоком II здесь фиксируется и более низкая температура метаморфизма. Структура – пологие куполовидные складки – резко отличается от структуры соседнего блока – серии сжатых изоклинальных складок с резко выраженной метаморфической полосчатостью. Широкое развитие бластомилонитовых структур связано с надвиганием блока, которое шло в западном-юго-западном направлении.

В пределах этого блока также проявлены диафорические изменения – биотитизация граната и гиперстена, мусковитизация биотита, пинитизация кордиерита. Отличие метаморфизма пород этой толщи состоит в том, что в нем мы не находим признаков предшествующего метаморфизма высокого давления.

В метаморфическом процессе всего комплекса выделяется несколько последовательных этапов (эпизодов): собственно региональный метаморфизм гранулитовой фации, ультраметаморфизм в условиях той же фации с проявлением региональной мигматизации (и слабой гранитизации), кислотный метасоматоз (окварцевание) и несколько запаздывающий комплементарный к нему основной метасоматоз (формирование крупнозернистых фемических метасоматитов). При спаде давления как в условиях мигматизации, так и в условиях постмигматитового метасоматоза шла кристаллизация порфиробласт граната и ромбического пироксена.

Снижение температуры при регрессивной направленности метаморфизма приводит к серии дальнейших минеральных преобразований уже на уровне амфиболитовой фации, среди которых в породах основного состава главная роль принадлежит амфиболитизации.

Ниже рассматриваются особенности состава главных минералов гранулитового комплекса и их эволюция на разных этапах.

Минералы  
метаморфического  
комплекса

Ромбический пироксен как типоморфный минерал гранулитовой фации присутствует почти в каждой породе. Составы чаще всего отвечают гиперстену с содержанием 30–50% ферросилициевого компонента; шесть ортопироксенов – бронзиты с железистостью 20–24% (образцы гранулитов о-ва Паленого и Колвицкой интрузии, табл. 8).

Во всех ромбических пироксенах существует обратная связь между железистостью и содержанием в них  $SiO_2$ , что было показано для гиперстенов алданского и беломорского (Крылова, Климов, 1978) комплексов, но проявляется в ортопироксенах и других районов (рис. 19). Рассмотрение анализов этого минерала из разных пород (Дир и др., 1965) показывает, что магнезиальные ортопироксены содержат больше  $SiO_2$  (55–52%), нежели феррогиперстены (50–47%). Для ромбических пироксенов лапландского гранулитового комплекса этот характер связи сохраняется, но для окварцованных пород с Gr – Hyp Sill ассоциацией и связанных с ними фемических метасоматитов состава Gr – Opx – Phl – Pl в бронзитах с F – 20–31% содержание  $SiO_2$  опускается ниже обычного (49–51%, табл. 8). Это связано с тем, что ортопироксены здесь являются высокоглиноземистыми и в них значительная часть Al входит не только в октаэдрическую, но и в тетраэдрическую позицию, где восполняет дефицит  $SiO_2$ .

Между железистостью и показателем преломления имеется четкая прямая связь (рис. 20). Наиболее низкая железистость – у ромбических пироксенов гиперстен–силлиманитовых гнейсов, а также метагаббро–лабрадоритов (20–24%). В жильном материале мигматитов железистость гиперстена всегда выше, чем во вмещающем субстрате. Сравнительно с гиперстеном основной ткани гнейсов и сланцев более позднюю генерацию представляют порфиробласты, в которых гиперстен всегда более железистый, чем во вмещающей

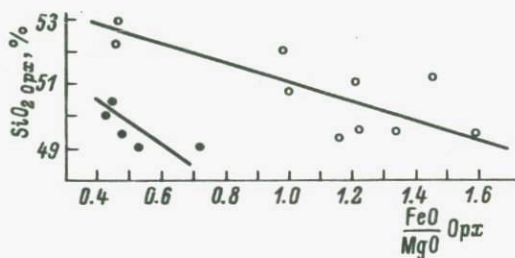
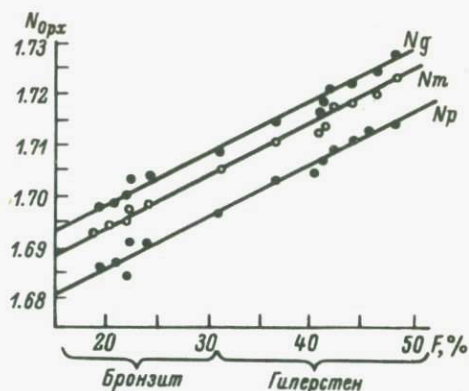


Рис. 19. Обратная связь между железистостью ортопироксенов гранулитового комплекса и содержанием в них  $SiO_2$  (светлые кружки). Черные кружки – то же для метасоматитов о-ва Паленого.

Рис. 20. Связь между железистостью и показателями преломления ромбических пироксенов.



породе. В кварцевых жилах и в поздних метаморфических сегрегациях гиперстен имеет железистость, близкую к той, которая наблюдается в жильном материале и порфиробластах (рис. 21).

Наиболее глиноземистыми являются ортопироксены гранат-гиперстеновых плагиогнейсов осевой зоны разлома, гиперстен-силлиманитовых окварцованных пород (в обр. 306-6 — экстремально высокое содержание  $Al_2O_3$  — 10.8%) и фемических метасоматитов (8.5%  $Al_2O_3$ ). Самую низкую глиноземистость имеют гиперстены порфиробласт и эндербитов. Химическим анализом в гиперстене из лептинита вообще не было обнаружено Al. Хотя несомненно зависимость глиноземистости гиперстена от состава вмещающих пород, повышение давления (возможно, до некоторого предела) способствует возрастанию растворимости Al в решетке этого минерала. Приуроченность пород с экстремальным содержанием Al в ромбическом пироксене к осевой части зоны Лапландского разлома (рис. 18) служит этому подтверждением.

В массиве габбро-лабрадоритов ортопироксен является бронзитом. По данным Е.В. Шаркова, изучавшего породы массива, для него характерны многочисленные тонкие пластинки клинопироксена, ориентированные параллельно [100] — „бушевельдский“ тип по Г.Хесу, характерный для магматических пород.

Ромбические пироксены обычно сильно плеохроируют от ярко-розового по  $N_p$  до светло-зеленого по  $N_g$ . Вопрос о связи плеохроизма с кристаллохимическими факторами давно обсуждается в геологической литературе. М. Марти предполагал наличие прямой связи плеохроизма с содержанием Ti (Murty, 1964). В гиперстенах лапландского гранулитового комплекса содержание Ti низкое (0.06–0.20%) и такую связь усмотреть трудно. Хауи утверждает, что существует корреляция плеохроизма с содержанием в ромбических пироксенах  $Al_2O_3$  (Howie, 1964). Однако и это положение часто не подтверждается для лапландского комплекса. Так, например, в обр. 305п ортопироксен содержит 9.73%  $Al_2O_3$ , но совершенно не плеохроирует, а в обр. 303г гиперстен имеет отчетливый плеохроизм, но лишен  $Al_2O_3$ . К. Паррас, изучая ромбические пироксены западного Уусимаа в Финляндии, отметил, что интенсивность плеохроизма прямо пропорциональна количеству вростков диоксида. Он предположил, что это связано с совместным выпадением из твердого раствора диоксида и окисного железа (Parras, 1958). В таком случае ин-

Таблица 8

Химический состав ромбических пироксенов гранулитового комплекса Порей губы

Оксиды	269в/74	356/72	42г/72	303г	92/72	519 <sup>1</sup> /78	339-1	339-1	342/76	946	305п	306-6	П-2	306-20	306р
SiO <sub>2</sub>	49.54	49.44	50.46	51.95	52.78	52.20	51.04	50.70	51.08	50.36	49.42	49.00	50.07	49.32	48.98
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.10	0.31	0.16	0.23	0.20	0.13	0.15	0.16	0.11	0.11	0.15	0.15	0.20	0.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.64	3.64	3.51	He обн.	4.66	5.07	2.29	3.81	1.95	9.06	9.73	10.84	9.45	4.48	8.55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.75	1.18	1.40	1.20	0.40	1.40	0.80	1.18	0.80	0.34	0.62	0.80	12.25	2.26	2.35
FeO	23.98	27.29	23.76	21.08	13.08	12.18	24.57	21.83	26.51	12.52	12.94	13.28	12.25	22.36	16.07
MnO	0.46	0.45	0.45	0.25	0.17	0.20	0.30	0.11	0.47	0.14	0.10	0.25	0.34	0.65	0.32
MgO	17.80	16.82	19.41	21.46	26.97	26.24	20.17	20.75	18.15	27.52	26.46	24.81	27.56	19.25	22.28
CaO	0.82	0.57	0.57	0.85	1.46	1.34	0.56	0.39	1.01	-	0.12	-	0.02	0.11	-
F				0.14											
H <sub>2</sub> O	0.85	0.30	0.03		0.35	0.80	0.25	0.65	0.10	0.10	0.20	0.45		0.60	0.80
Сумма	99.90	99.79	99.90	97.33	100.10	99.63	100.11	99.57	100.23	100.15	99.70	99.58	99.84	99.93	99.55
F, %	44.6	48.5	42.0	36.5	21.9	22.4	41.3	38.1	45.7	20.5	22.2	24.0	20.0	41.4	31.3
f <sub>o</sub> , %	6.1	3.5	5.1	4.5	3.1	9.5	2.8	4.4	2.6	1.1	4.2	5.1		8.2	11.4
mg	0.556	0.519	0.588	0.442	0.784	0.790	0.591	0.628	0.544	0.794	0.780	0.765	0.796	0.598	0.708
k <sub>al</sub>	5.2	4.1	3.9	-	4.9	5.53	2.6	4.2	2.2	9.48	10.22	11.58	9.87	5.09	9.33
N <sub>g</sub>	1.727	1.730	1.721	1.712			1.718			1.698	1.700	1.705		1.718	1.710
N <sub>m</sub>	1.723	1.727	1.718	1.708			1.713			1.692	1.693	1.698		1.714	1.705
N <sub>p</sub>	1.712	1.714	1.707	1.698			1.701			1.687	1.684	1.690		1.707	1.697

Примечание. Обр. 269в/74 - амфибол-двопироксен-плаггиоклазовый кристаллический сланец, губа Костариха; 356/72 - порфиробласт гиперстена в биотит-гранат-гиперстен-плаггиоклазовом кристаллическом сланце, Таргуба; 42г/72 - порфиробласт гиперстена в вышеназванной породе, губа Костариха; 303г - лейкократовый гранат-биотит-гиперстеновый плаггиогнейс (лептинит), о-в Долгая Луда в губе Костарихе (анализ обр. 303г выполнен из маленькой навески). 92/72 - рассланцованный метагаббро-лабрадорит, мыс Перунов; 519<sup>1</sup>/78 - гигантозернистый габбро-лабрадорит (катаранскит); 339-1 - аналог обр. 269в/74; 339-1 - крупнозернистый плаггиоклаз-гиперстен-гранатовый метасоматит (с антофиллитом по гиперстену), губа Костариха; 342/76 - биотит-гиперстеновый гранит, о-в Хлебц. Обр. 946 - гранат-гиперстен-силлиманитовый гнейс, 305п - биотит-гранат-гиперстен-силлиманит-кварцевая порода; 306-6 - аналогичен 946 и П-2; 306-20 - биотит-гранат-гиперстен-плаггиоклазовый кристаллический сланец, 306р - фемический метасоматит (состава флогопит-гранат-гиперстен-плаггиоклаз). Последние шесть образцов - о-в Паленый. Обр. П-2 анализирован на микрозонде в Институте геологии и геотехники АН ЧССР в Праге, аналитик И. Фиала.

$$mg = \frac{MgO}{MgO + FeO + MnO} \quad (\text{в ат. кол.}),$$

$$K_{al} = \frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + SiO_2 + FeO + Fe_2O_3 + MgO} \cdot 100, \%$$

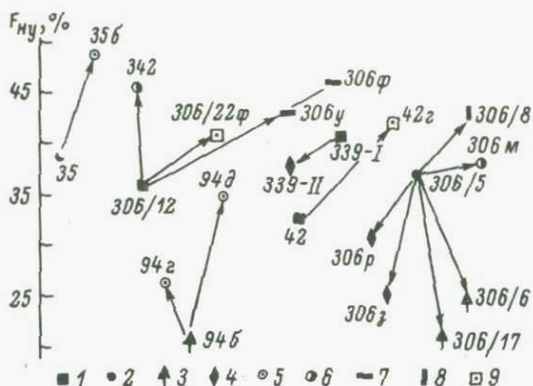


Рис. 21. Изменения железистости в ромбических пироксенах разных генераций.

1 - кристаллические сланцы, 2 - гнейсы, 3 - окварцованные породы, 4 - фемические метасоматиты, 5 - порфириобласты в гнейсах, 6 - жильный материал мигматитов, 7 - жилы и сегрегации кварца с гиперстеном, 8 - метаморфической сегрегации Gr - Hуp - Pl, 9 - порфириобласты в основных кристаллических сланцах.

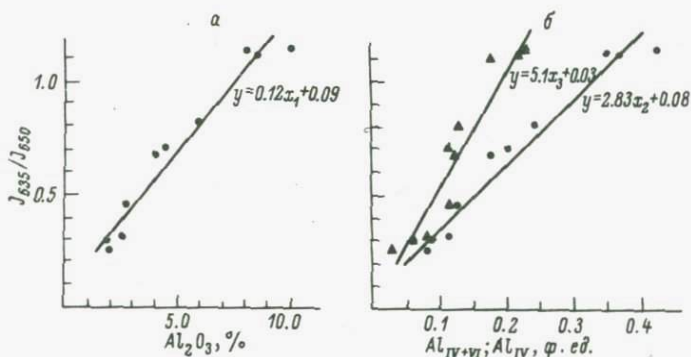


Рис. 22. Зависимость отношения интенсивностей полос поглощения в ИК-спектрах  $\frac{J_{635}}{J_{650}}$  ромбических пироксенов от содержания в них  $Al_2O_3$  (а) и количество  $Al$  в формульных единицах (б):

$x_2 - Al_{IV+VI}$ ,  $x_3 - Al_{IV}$ .

Т а б л и ц а 9

Содержание  $Al_2O_3$  в эталонных образцах ромбических пироксенов и соотношение интенсивностей полос в ИК-спектрах

Номер образца	$Al_2O_3$ , %	$Al_{IV}$ , ф. ед.	$Al_{VI}$ , ф. ед.	$\frac{J_{635}}{J_{650}}$
$R_1$	1.90	0.028	0.055	0.25
$R_8$	1.95	0.058	0.028	0.29
$R_{14}$	2.57	0.083	0.030	0.31
$R_{19}$	2.80	0.111	0.013	0.45
$R_{22}$	3.96	0.123	0.053	0.67
306-20	4.48	0.111	0.090	0.70
748	5.88	0.130	0.110	0.81
2a	8.02	0.220	0.130	1.12
306p	8.55	0.180	0.190	1.11
305п	9.73	0.230	0.180	1.13

тенсивность плеохроизма определяется количеством этих двух выпавших из раствора фаз и их взаимной ориентировкой.

В Лаборатории генетической минералогии ЛГУ М. Феликсом были изучены ИК-спектры 17 образцов гиперстенов. Во всех спектрах в области  $640 \text{ см}^{-1}$  отмечались две полосы, свидетельствующие о высоком содержании  $Al$ . Было замечено, что по мере изменения содержания  $Al$  в гиперстенах меняется взаимная интенсивность полос поглощения у  $650$  и  $635 \text{ см}^{-1}$ . Эти полосы были выбраны аналитическими, и была предпринята попытка определения  $Al$  в гиперстенах по их ИК-спектрам.

Для построения эталонного графика были сняты ИК-спектры 10 образцов химически анализированных гиперстенов, в которых содержание  $Al_2O_3$  изменялось от 1.90 до 9.73% (табл.9). По этим данным построены графики (рис.22), показывающие зависимость отношения  $\frac{J_{635}}{J_{650}}$  в ИК-спектрах гиперстенов от содержания в них алюминия. Эта зависимость описывается уравнениями:  $y = 0.12 x_1 + 0.09$ ,  $y = 2.83 x_2 + 0.08$ ,  $y = 5.1 x_3 + 0.03$ , где  $x_1$  - содержание  $Al_2O_3$  (в %),  $x_2$  -  $Al_{IV+VI}$  (в ф.ед.),  $x_3$  -  $Al_{IV}$  (в ф.ед.),  $y$  - отношение интенсивностей полос поглощения в ИК-спектрах -  $\frac{J_{635}}{J_{650}}$ . Таким образом, было определено содержание  $Al_2O_3$  в серии образцов ромбических пироксенов о-ва Паленого (табл.10).

Т а б л и ц а 10

Содержание  $Al_2O_3$  в ромбических пироксенах гранулитового комплекса  
о-ва Паленого по их ИК-спектрам

Номер образца	$\frac{J_{635}}{J_{650}}$	$Al_2O_3$ , %	$Al_{IV+VI}$ , ф.ед.	$Al_{IV}$ , ф.ед.	Вмещающая порода
306-17	1.14	8.8	0.37	0.20	Гранат-гиперстен-силлиманитовые гнейсы, обогащенные кварцем
94д <sup>1</sup>	1.05	8.1	0.34	0.18	
306-5	1.00	7.7	0.32	0.18	Фемический метасоматит
306э	1.08	8.3	0.35	0.19	
306-12	0.49	3.8	0.16	0.09	
306-22	0.48	3.7	0.15	0.08	
306-1	0.57	4.4	0.18	0.10	
306-8	0.83	6.4	0.27	0.15	Метаморфическая сегрегация гиперстен + + гранат
306м	0.67	5.1	0.22	0.12	Плагиигранитный жильный материал
306-22ф	0.33	2.5	0.11	0.06	Порфиробласт в обр. 306-22
306у	0.48	3.7	0.15	0.08	Кварцевые жилки и сегрегации кварца с ги- перстеном
306ф	0.49	3.8	0.16	0.09	

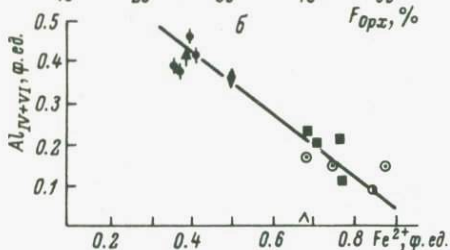
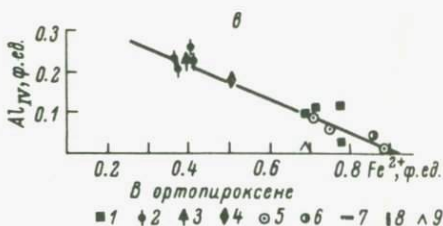
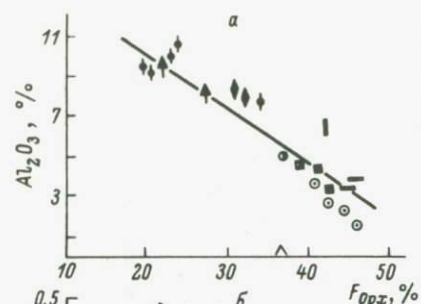


Рис. 23. Связь между железистостью или содержанием  $Fe^{2+}$  ромбических пироксенов и  $Al_2O_3$ ,  $Al_{IV+VI}$  и  $Al_{IV}$ .

Вмещающие породы: 1 - кристаллические сланцы, 2 - окварцованные породы с гиперстен-силлиманитовой ассоциацией, 3 - другие окварцованные породы, 4 - фемические метасоматиты, 5 - порфиرو-

бласты гиперстена, 6 - жильный материал мигматитов, 7 - кварцевые сегрегации с гиперстеном, 8 - метаморфическая сегрегация Gr - Нур - Pl, 9 - лептинит.

Между железистостью (также содержанием  $Fe^{2+}$ ) и содержанием  $Al_2O_3$  в ромбических пироксенах существует обратная связь (рис.23), описываемая уравнениями: а)  $y = (16.0 \pm 1.4) - (0.28 \pm 0.03)x$ , где  $x$  - железистость ортопироксена ( $F$ , %),  $y$  - содержание  $Al_2O_3$  (в %); б)  $y = (0.69 \pm 0.03) - (0.71 \pm 0.04)x$ , где  $x$  -  $Fe^{2+}$ ,  $y$  -  $Al_{IV}$  (в ф.ед.).

Определив железистость по показателю преломления (рис.20), можно перейти к определению  $Al$  по величине железистости (рис.23).

Таким образом, ромбические пироксены разных этапов, так же как и гранаты, характеризуются разными параметрами состава. При снижении температуры повышается железистость ромбических пироксенов и снижается их глиноземистость. Наиболее типичным наложенным минеральным преобразованием ромбических пироксенов является замещение их баститом. В крупнозернистых фемических метасоматитах по гиперстену нередко развивается антофиллит (табл. 11). Низкая железистость антофиллита (34.4%) и содержание  $Al_2O_3$  в количестве 4.25% - свидетельство унаследованности им состава ромбического пироксена предшествующего этапа.

Г р а н а т является широко распространенным минералом. Как показали новые анализы - 19 силикатных, 2 микронзондовых и 25 спектральных (на главные компоненты состава), а также ранее опубликованные химические данные (Гранулитовая фация..., 1972;

Т а б л и ц а 11

Химический состав антофиллита и бастита

Окислы	Антофиллит, обр. 339-II	Бастит, обр. II-I	Окислы	Антофиллит, обр. 339-II	Бастит, обр. II-I
SiO <sub>2</sub>	53.40	33.86	H <sub>2</sub> O	2.50	Не опр.
TiO <sub>2</sub>	0.17	0.03	Сумма	100.09	87.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.25	11.17	<i>Ng</i>	1.663	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.39	} 25.28	<i>Nm</i>	1.650	
FeO	18.30		<i>Np</i>	1.641	
MnO	0.25	0.22	<i>F, %</i>	34.4	
MgO	20.03	16.25	<i>f<sub>0</sub>, %</i>	2.2	
CaO	0.48	0.34	<i>mg</i>	0.657	
Na <sub>2</sub> O	0.32	0.03	<i>k<sub>Al</sub>, %</i>	4.8	
K <sub>2</sub> O	Не обн.	0.04			

П р и м е ч а н и е. Обр. 339-II - антофиллит по гиперстену в метасоматической плагиоклаз-гранат-гиперстеновой породе, губа Костариха, восточный берег; II-I - бастит по гиперстену в гранат-биотит-гиперстеновом плагиогнейсе, о-в Паленый. Анализ 339-II выполнен в Институте химии силикатов АН СССР, аналитик Н.Е. Калинина; обр. II-I анализировался на микрозонде в Институте геологии и геотехники АН ЧССР (г.Прага), аналитик И. Фиала.

Крылова, Прияткина, 1976; Богданова, 1979; Виноградов и др., 1980), для всех гранатов, не затронутых диафорезом, характерна высокая магнезиальность, что, как известно, отражает кристаллизацию их в условиях высоких температуры и давления. Однако составы варьируют широко.

Максимальная магнезиальность (61.4-63.5% пиропового минала - наибольшая из всех известных в литературе примеров для кварц-содержащих пород) отмечается в гранат-гиперстен-силлиманитовых гнейсах (табл. 12, обр. 946, 306-6, 305п), представляющих экстремальную ассоциацию, приуроченную к определенной зоне гранулитового комплекса (рис. 18). В других гнейсах она всегда ниже (29-45% пироп).

В разнообразных кристаллических сланцах и основных ортопородах в гранате увеличивается содержание гроссулярового минала, что вызывает снижение магнезиальности. В основных ортопородах гранат распространен широко. Он всегда присутствует в метагэббро-лабрадоритах, в возникающих по ним эклогитоподобных гранат-клинопироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцах, в **дайках**

Т а б л и ц а 12

Химический состав гранатов Порьей губы

	35в/72	3686	268/74	2696/74	311в	3516/76	92/72	92 <sup>1</sup> /72	339-Г	339-И	706/72
SiO <sub>2</sub>	38.04	39.40	38.54	38.30	38.60	37.26	39.96	39.34	38.72	38.72	37.38
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.03	0.05	0.07	0.04	0.15	0.04	0.06	0.11	0.15	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.00	23.64	22.94	22.32	23.57	20.69	22.39	22.66	21.60	22.45	21.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.60	0.64	0.32	0.52	0.32	1.20	0.40	0.40	0.80	0.60	1.55
FeO	24.80	19.54	26.49	29.19	24.87	30.60	18.39	20.86	24.04	24.93	28.14
MnO	1.56	0.44	0.25	0.73	0.30	0.99	0.62	0.62	0.80	0.58	0.99
MgO	8.43	11.97	9.84	7.35	11.46	2.35	13.01	10.21	8.03	10.23	3.76
CaO	3.56	4.32	1.17	1.86	0.47	6.65	5.38	5.94	5.94	2.35	7.06
Сумма	100.04	99.98	99.60	100.34	99.83	99.89	100.19	100.09	100.04	100.01	100.24
F, %	62.9	48.4	60.5	69.4	55.2	88.3	44.8	55.9	63.2	58.2	81.5
f <sub>0</sub> , %	2.3	2.8	1.3	1.4	1.1	3.2	2.2	2.0	2.9	2.2	4.4
mg	0.361	0.517	0.396	0.303	0.447	0.116	0.549	0.459	0.366	0.417	0.187
N	1.773-	1.769-		1.784-		1.792-			1.766-		
	1.788	1.779		1.788	1.783	1.795			1.772		
Альмандин	54.01	41.67	57.93	64.51	53.87	69.03	37.5	44.2	51.3	53.4	62.7
Пироп	32.50	45.61	38.30	28.80	44.26	9.37	47.2	38.5	30.7	39.0	14.9
Гроссуляр	7.98	9.97	2.36	3.68	0.33	15.91	12.8	14.7	14.0	4.6	15.8
Спессартин	3.63	0.92	0.47	1.57	0.60	2.29	1.2	1.2	1.7	1.2	2.3
Андрадит	1.88	1.83	0.94	1.44	0.94	3.40	1.3	1.4	2.3	1.8	4.3

П р и м е ч а н и е. Обр.35в/72 - порфиробласт в биотит-гранат-гиперстен-плагиоклазовом кристаллическом сланце; 3686 - порфиробласт граната в гранат-диопсид-амфибол-плагиоклазовом кристаллическом сланце, губа Белозерская; 268/74 - биотит-сид-лиманит-гранатовый гнейс, Таргуба; 2696/74 - лейкократовый гранатовый плагиогнейс (лептинит), губа Костариха; 311в - то же, возвышенность восточного берега губы Костарихи; 3516/76 - даяка гранатового ортоамфиболита, о-в Баба-Яга; 92/72 - метагаббро-лабрадорит, ранняя генерация граната (светлый), мыс Педунов; 92<sup>1</sup>/72 - там же, поздняя генерация граната (темный); 339-Г - амфибол-гранат-двуцирксен-плагиоклазовый кристаллический сланец; 339-И - крупнозернистый плагиоклаз-гиперстен-гранатовый метасоматит с антофиллитом по гиперстену, губа Костариха; 706/72 - порфиробласт в гранитизированном и диафорированном гра-

Таблица 12 (продолжение)

	306-6	946	305п	94г	305м	3056	П-Гц	П-Гк	306-20	306р
SiO <sub>2</sub>	40.50	40.62	40.34	40.40	39.36	38.92	40.21	39.86	38.14	39.72
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.04	0.02	0.19	0.09	0.07	0.04	0.03	0.07	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.81	23.42	23.68	22.61	22.76	23.34	22.62	22.67	22.23	23.35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.32	0.32	0.16	0.48	0.48	0.48	22.94	23.42	0.62	0.56
FeO	17.44	17.53	18.04	18.11	23.10	22.83			25.81	20.92
MnO	0.64	0.27	0.39	1.12	1.22	1.08	1.09	1.09	2.25	1.20
MgO	17.08	17.57	16.83	15.53	12.80	12.69			12.77	12.68
CaO	0.23	0.11	0.35	1.00	0.34	0.23	0.71	0.56	2.37	0.90
Сумма	100.05	99.88	99.81	99.44	100.15	99.64	100.38	100.31	100.15	100.24
F, %	36.0	36.1	37.8	39.8	50.7	50.6	50.3	50.8	63.0	47.0
f <sub>0</sub> , %	1.6	0.8	0.8	1.2	1.8	1.8	0.485	0.480	2.2	2.3
mg	0.627	0.637	0.617	0.590	0.483	0.486			0.355	0.521
N	1.748-		1.754-		1.767-				1.763-	
	1.764		1.780		1.780				1.778	
	(преобл. 1.758)		(преобл. 1.756)		(преобл. 1.774)				(преобл. 1.768)	
Альмандин	35.61	35.63	36.84	37.60	48.51	48.72	48.10	48.90	55.51	44.10
Пироп	62.20	63.50	61.40	57.49	47.93	48.39	47.70	47.30	33.23	50.90
Гроссуляр	1.32	0.56	0.86	2.23	2.59	2.30	2.30	2.30	4.77	2.60
Спессартин	-	-	0.44	1.34	-	-	1.90	1.50	4.64	0.58
Андрадит	0.88	0.31	0.44	1.34	0.97	0.59	-	-	1.85	1.82

нат-диопсид-амфибол-плагноклазовом кристаллическом сланце, губа Зап.Порья. Образцы с о-ва Палекого: 306-6, 946 - гранат-гиперстен-силлиманитовый гнейс, 3056 и 305п и 305м - гиперстен-биотит-плагноклаз-силлиманит-гранат-кварцевая порода, П-Гц и П-Гк - гранат-гиперстен-биотитовый плагногнейс, 94г - порфиробласт в гнейсе обр.946, 306-20 - биотит-гранат-гиперстен-плагноклазовый кристаллический сланец, 306р - фемический метасоматит (состава флогопит-гранат-гиперстен-плагноклаз). Образцы П-Гц и П-Гк анализированы на микрозонде в Геологическом институте АН ЧССР (Прага), аналитик И. Фиала. При расчете железистости (F) учтено и трехвалентное железо, поскольку микрозондовые анализы дают сумму (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>).

и телах друзитов. В последних характерно образование „короны“ граната вокруг зерен пироксенов. Во всех этих породах всегда присутствуют окисные рудные минералы – ильменит, магнетит или титаномагнетит.

Де-Ваард, изучавший гранулитовый комплекс Адирондака, предложил реакцию, объясняющую широкое развитие граната в парагенезисе с клинопироксеном (De Waard, 1965):  $6 \text{ ортопироксен} + 2 \text{ анортит} = \text{клинопироксен} + \text{гранат} + 2 \text{ кварц}$ . По мнению Де-Ваарда, ассоциация граната с ортопироксеном и клинопироксеном неравновесна. Мак-Лилланд и Уайтн (McLelland, Whitney, 1977) обратили внимание на то, что гранатовые каймы возникают только в тех породах, где присутствуют железоокисные минералы. Они пришли к заключению, что в реакции гранатообразования участвует окисная фаза и предложили такую реакцию:  $\text{анортит} + \text{ортопироксен} + \text{Fe-окисел} + \text{кварц} = \text{гранат} + \text{клинопироксен}$ .

Гранат метагаббро-лабрадоритов и эцлогитоподобных сланцев содержит 35–55% пиропы при довольно высокой кальциевости (10–20% гроссуляра). В ряде случаев в образце видны две генерации граната: светло-розовая – более магнезиальная и темно-розовая – более железистая (например, обр. 92 и 92' в табл. 12).

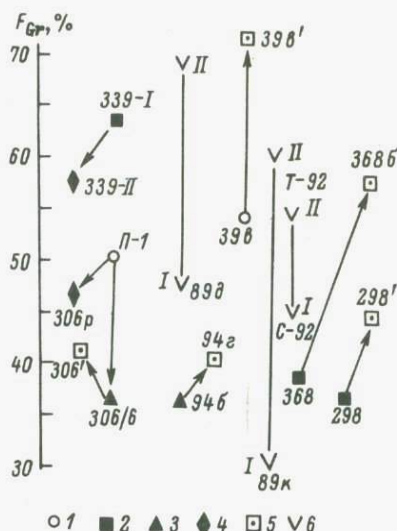
Снижение магнезиальности (повышение железистости) всегда характерно для граната более поздних генераций, кристаллизовавшихся в условиях спада температуры и давления. Это, например, гранаты порфириобласт, а также жильного материала мигматизированных пород. Вхождение кальциевой составляющей в порфириобласты объясняется, во-первых, тем, что вмещают эти порфириобласты амфиболы и плагиоклазосодержащие, т.е. богатые  $\text{Ca}$  породы, а, во-вторых, тем, что в кристаллизующийся на поздних этапах гранат входит  $\text{Ca}$ , освобождающийся при распаде плагиоклаза. Возрастание железистости в порфириобластах сравнительно с гранатом основной ткани показано на рис. 24.

Эволюция состава граната изображена на рис. 25, где нанесены 25 образцов, для которых главные компоненты состава были определены спектральным методом взаимного стандарта, разработанным В.А. Галибиным (1974). Отчетливо выражена прямая зависимость между показателем преломления граната и железистостью (рис. 26). Связь показателя преломления с содержанием Fe характеризуется коэффициентом корреляции  $r = +0.81$  с содержанием  $\text{Ca}$   $r = +0.64$ ; соответственно с Mg корреляция отрицательная:  $r = -0.89$ .

Гранаты, в которых проявлены наложенные процессы, отличаются неоднородностью состава. В одном зерне отмечены, например, такие вариации показателя преломления: 1.748–1.764, 1.773–1.788 (табл. 12), причем величина его возрастает от центральной части зерна к краю. Гранаты в породах западной части района, где исчезают ассоциации гранулитовой фации, становятся высокожелезистыми ( $F = 70\text{--}85\%$ ), соответственно содержание пироповой молекулы падает до 22 и даже 9%, а содержание гроссуляра в некоторых случаях достигает 36% (Богданова, 1979). Здесь наряду с влиянием состава пород, заключающих гранат (богатые  $\text{Ca}$  породы), сказывается действие нало-

Рис. 24. Изменение железистости граната в порфиробластах, граната поздней генерации в метагаббро-лабрадоритах, в гранатах кислых и фемических метасоматитов.

Вмещающие породы: 1 - гнейсы, 2 - кристаллические сланцы, 3 - окварцованные породы, 4 - фемические метасоматиты, 5 - порфиробласты, 6 - метагаббро-лабрадориты; I и II - ранняя и поздняя генерации граната.



женной региональной амфиболитизации. Аналогичная картина наблюдается в гранатах межгубья Шушпанихи и Костарихи. При диафорезе снижается магнезиальность граната, он замещается биотитом, а в некоторых случаях порфиробласты граната обрастают голубым кианитом.

Для 22 образцов на дифрактометре ДРОН-1 М.Феликсом были определены параметры элементарной ячейки гранатов и выявлена зависимость их от состава. Наименьшую величину параметра  $\alpha_0$  имеет наименее железистый гранат из гранат-гиперстен-силлиманитовых гнейсов. С возрастанием железистости и, соответственно, показателя преломления параметр  $\alpha_0$  увеличивается и достигает максимальной величины в гранатах жильного материала мигматитов и в порфиробластах, т.е. в гранатах, кристаллизовавшихся уже в условиях снижающегося давления (рис. 27). Параметр  $\alpha_0$  имеет наиболее сильную корреляционную связь с содержанием  $\text{Ca}$  ( $r = +0.90$ ),  $\text{Mg}$  ( $r = -0.85$ ), а также суммарного  $\text{Fe}$  ( $r = +0.48$ ) (рис. 28).

Для тех же образцов были изучены ИК-спектры. Съемка производилась на спектрометре ИК-20 в области частот 400-1300  $\text{см}^{-1}$ . Изменение содержания  $\text{Ca}$  сильнее всего отражается на положении полос с частотами 970, 900 и 870  $\text{см}^{-1}$ , отвечающими валентным колебаниям тетраэдра  $\text{SiO}_4$ , а также на полосе с частотой 575  $\text{см}^{-1}$ , отвечающей деформационному колебанию тетраэдра. С повышением содержания крупных ионов полосы смещаются в область низких частот.

Моноклинный пироксен в гранулитовом комплексе входит в состав пироксенитов, метагаббро-лабрадоритов, эклогитоподобных пород, карбонатных и производных по ним клинопироксен-плаггиоклазовых и разнообразных кристаллических сланцев основного состава. Кроме того, клинопироксен является составной

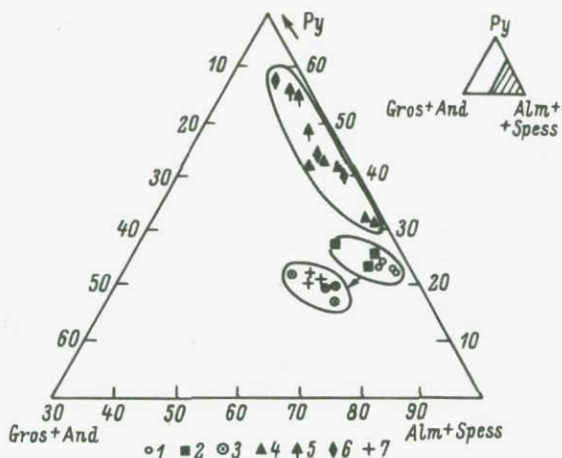


Рис. 25. Эволюция состава граната в разных генерациях и породах.

1 - гнейсы, 2 - кристаллические сланцы основного состава, 3 - порфиробласты, 4 - окварцованные породы, 5 - то же, с гиперстен-силлиманитовой ассоциацией, 6 - фемические метасоматиты, 7 - гранитный жильный материал мигматитов.

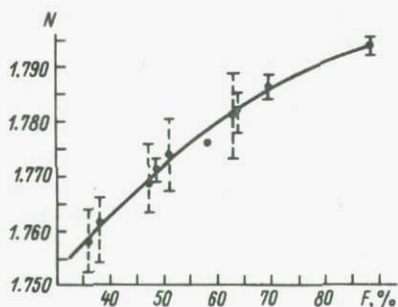


Рис. 26. Зависимость между показателем преломления и железистостью граната гранулитового комплекса.

частью метасоматических диопсид-амфиболовых жил. В породах кислого состава клинопироксен также встречается часто. Это амфибол-клинопироксеновые плагиогнейсы, нередко с гиперстеном, гранатом или

скаполитом, а также характерные биотит-диопсидовые плагиогнейсы с пирротинном.

Как показывают данные химических анализов в табл. 13, а также приведенные в литературе (Богданова, Ефимов, 1976; Виноградов и др., 1980), составы клинопироксенов, сосуществующих с ортопироксенами в метагаббро-лабрадоритах, эклогитоподобных породах и основных кристаллических сланцах, близки между собой, образуя на треугольнике составов  $\text{Ca-Mg}-\Sigma\text{Fe}$  компактное поле (рис. 29). Все они отвечают пироксенам ряда диопсид-геденбергит с вариациями железистости от 17 до 40%. Содержание  $\text{CaO}$  в них варьирует от 16.6 до 21.8%. Близки к ним и моноклинные пироксены из гранулитового комплекса Северной Финляндии (Hörmann e. a., 1980), однако они являются более кальциевыми (20.8-23.5%).

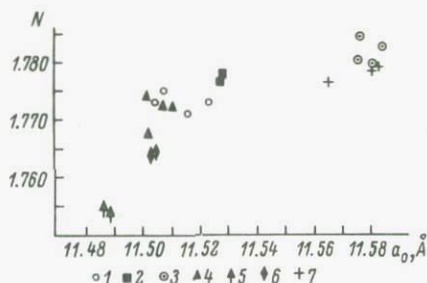


Рис.27. Изменение величины параметра  $\alpha_0$  элементарной ячейки граната в разных генерациях.

1 - гнейсы, 2 - кристаллические сланцы, 3 - порфиробласты, 4 - окварцованные породы, 5 - гранат-гиперстен-силлиманитовая ассоциация, 6 - фемический метасоматит, 7 - жильный материал мигматитов.

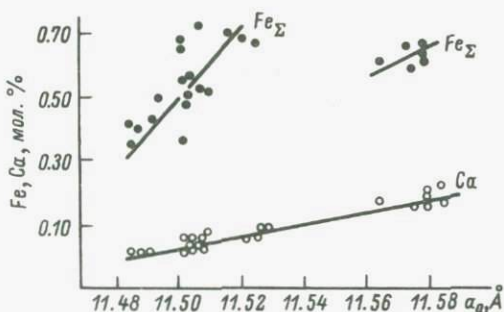


Рис.28. Зависимость размера элементарной ячейки граната  $\alpha_0$  от содержания в нем Ca и Fe.

Составы нанесены на диаграмму, предложенную Р.Бинном (Binns, 1965). Принадлежность клинопироксенов глубокометаморфизованным породам подтверждается их приуроченностью к метаморфическому тренду; лишь диопсид из метагаббро-лабрадорита (обр. 519а) тяготеет к линии магматического тренда, обнаруживая реликтовые черты своей первично-магматической природы. Среди клинопироксенов из массива габбро-лабрадоритов и анортозитов отмечаются также диопсид-авгиты и авгиты, характерной особенностью которых является наличие тонких пластин ортопироксена, параллельных (100), а также более грубых пластин, параллельных (001). Считается, что такие пластины первоначально выделялись как малокальциевый моноклинный пироксен-пижонит, но при понижении температуры были инвертированы в ортопироксен. Такой характер структур распада твердых растворов пироксенов является признаком магматической природы массива (Прияткина, Шарков, 1979).



Рис.29. Диаграмма Ca-Mg-Fe для моноклинных пироксенов с магматическим и метаморфическим трендами по Биннсу (Binns, 1965).

Вмещающие породы: 1 - метагаббро-лабрадориты, 2 - кристаллические сланцы основного состава, 3 - эклогитоподобные гранат-диопсид-плагиоклазовые кристаллические сланцы,

4 - клинопироксены гранулитового комплекса Северной Финляндии, 5 - кальцифир. Использованы химические анализы из работы Виноградова и др. (1980).

Для моноклинных пироксенов разных генетических типов меняется соотношение  $\text{CaO} - \text{MnO}$  (Михайлов, Крылова, 1978). Клинопироксены лапландского гранулитового комплекса из пород основного состава характеризуются довольно устойчивым содержанием  $\text{MnO}$  в количестве 0.10-0.20% при вариациях от 0 до 0.30% (рис. 30). В этом отношении выделяется диопсид из кальцифира, анализ которого приводится в статье М.Н.Богдановой и М.М.Ефимова (19766). В нем наблюдается наиболее высокое содержание  $\text{CaO} - 23.18\%$ , а также наиболее высокое для лапландских клинопироксенов содержание  $\text{MnO} - 1.65\%$ . Этот клинопироксен, кроме того, имеет наиболее низкие содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ . В этих отличиях проявляется влияние состава вмещающей породы.

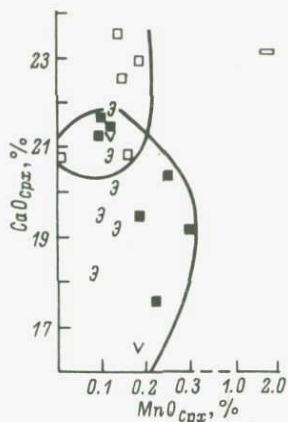
Клинопироксены габбро-лабрадоритов и эклогитоподобных кристаллических сланцев более богаты  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , чем клинопироксены амфиболитов и двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев. В последних содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  не превышает 4%, в то время как в габбро-лабрадоритах клинопироксен содержит 5-7%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , а в эклогитоподобных породах - до 11%. Моноклинные пироксены более высокой железистости всегда менее глиноземисты, здесь проявляется обратная связь этих параметров (рис. 31).

Некоторые авторы отмечают положительную корреляцию между содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  в клинопироксенах (Гранулитовая фация..., 1972); однако в гранулитовом комплексе Порьей губы такая связь отсутствует, но содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  хорошо коррелируется с количеством  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (рис. 32). В целом же количество  $\text{Na}$  невелико; в анализированных по комплексу разностях оно не превышает 2.0% (обычно 0.5-1.9%). Жадетовая составляющая в клинопироксене даже эклогитоподобных пород невелика. В диопсиде кальцифира содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  снижается до 0.39%.

А м ф и б о л ы в рассматриваемом комплексе входят в состав многих пород - разнообразных кристаллических сланцев основного состава, метабазитов, эклогитоподобных пород, гнейсов и эндербитов. В основном амфиболы - минералы метаморфические, но

Рис. 30. Диапазон содержаний и соотношения  $\text{CaO}$  и  $\text{MnO}$  в моноклиновых пироксенах порьегубского гранулитового комплекса в сравнении с гранулитами Северной Финляндии.

Условные обозначения см. рис. 29.



в некоторых случаях в них сохраняются черты первично-магматической природы.

Просмотр шлифов показывает не только разнообразие составов амфиболов, но в ряде случаев и последовательное развитие в одном образце трех, а то и четырех разновидностей амфиболов. Так, например, в биотит-амфибол-двупироксен-плаггиоклазовом кристаллическом сланце (обр. 59) в районе избы Никольской по темно-коричневому амфиболу с  $N_g = 1.680$  и  $N_p = 1.658$  развивается ярко-зеленый с  $N_g = 1.654$  и  $N_p = 1.630$ . В гранат-амфибол-плаггиоклазовом кристаллическом сланце о-ва Б. Ягодного (обр. 3076) наблюдается четыре генерации амфибола в последовательном развитии: коричневатобурая роговая обманка  $\rightarrow$  зеленая  $\rightarrow$  голубовато-зеленая  $\rightarrow$  светло-зеленая до бесцветного амфибол-актинолит-тремолитового ряда. Такое преобразование достаточно типично. Более поздние амфиболы часто содержат рудную вкрапленность, что объясняется выпадением  $\text{Fe}$  в связи с понижением температуры и повышением  $\text{PO}_2$ .

В метагаббро-лабрадоритах Колвицкого массива Е.В. Шарков также отмечает присутствие двух амфиболов: коричневой роговой обманки с  $N_g = 1.667$ ,  $N_p = 1.646$  и зеленой с  $N_g = 1.695$ ,  $N_p = 1.669$ .

Составы амфиболов из табл. 1.13 и заимствованные из литературы по тому же району, нанесенные на диаграмму рис. 83 (Дир и др., 1965) распределяются в основном в поле роговая обманка-гастингсит-чермакит. Два амфибола из несомненных ортопород - катаранскита (гигантозернистые пегматиты габбро-лабрадоритов) с мыса Педунова и из метагаббро о-ва Перуньего, характеризующиеся сравнительно с другими амфиболами пониженным содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , располагаются в левой нижней части диаграммы. К тремолитовой области тяготеет состав антофиллита из крупнозернистого фемического метасоматита с восточного берега губы Костарихи, в котором наблюдается наиболее низкая величина ( $\text{Al}_{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}$ ).

На диаграмме Барда (Bard, 1970) почти все анализированные амфиболы располагаются в поле кианит-силлиманитовой фациальной серии. Исключение составляют те же образцы: амфибол из катаранскита и антофиллит из метасоматита, развивающийся по гиперстену, - оба кристаллизовавшиеся в условиях спада давления (рис. 34).

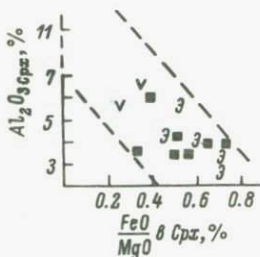


Рис. 31. Соотношение содержания  $Al_2O_3$  в клинопироксенах гранулитового комплекса с железистостью.

Условные обозначения см. рис. 29.

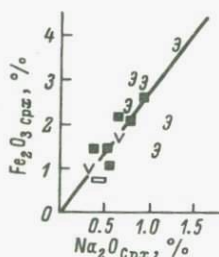


Рис. 32. Связь содержания  $Fe_2O_3$  в  $Na_2O$  в клинопироксенах гранулитового комплекса.

Условные обозначения см. рис. 29.

Б.Ликом, обработавшим 936 химических анализов кальциевых и субкальциевых амфиболов (Leake, 1965), была предложена диаграмма, на которой автор обозначил границу предполагаемого максимально возможного содержания  $Al_{VI}$  при соответствующих содержаниях  $Si$ .

Амфиболы порьегубского гранулитового комплекса характеризуются в основном низкими содержаниями  $Si$  (зона паргасит-гастингсит), и здесь исключение составляют отмеченные выше амфиболы из основных ортопород и фемического метасоматита (рис. 35). Состав амфибола из метагаббро о-ва Перуеньего падает непосредственно на линию максимального  $Al_{VI}$  при соответствующем  $Si$ . На этой же диаграмме пунктирным контуром обозначена для сравнения область составов амфиболов из гиперстенсодержащих пород гранулитового комплекса Северной Финляндии (Hörmann e.a., 1980). Сравнительно с порьегубскими они ближе по составу к гастингситу.

П.Раазе, показавший влияние давления и температуры на содержание  $Al$  и  $Ti$  в роговых обманках (Raase, 1974), обозначил на диаграмме Б.Лика границу максимального содержания октаэдрического  $Al$  для амфиболов, кристаллизовавшихся при давлениях вплоть до 5 кбар. Поскольку преобладающая часть наших амфиболов не выходит за пределы этой границы, а давление при формировании метаморфических амфиболов превышало 5 кбар, граница эта требует уточнения.

Содержание  $Ti$ , вхождение которого в решетку амфибола благоприятствуют условия высоких температур и давления, варьирует от 0,17%  $TiO_2$  в антофиллите до 3,79%  $TiO_2$  в гастингсите эндербита. Отмечается заметная прямая корреляционная связь между содержанием  $Ti$  и железистостью (рис. 36).

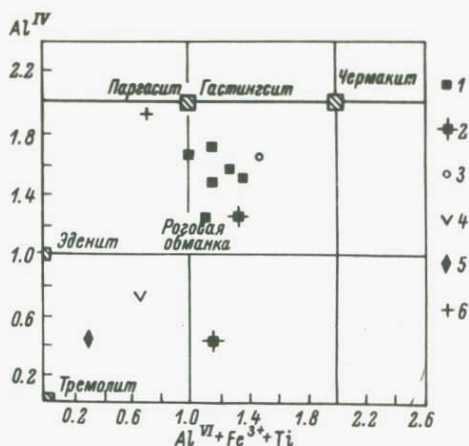


Рис. 33. Составы амфиболов гранулитового комплекса.

1 – из кристаллических сланцев основного состава, 2 – метагаббро, 3 – гнейсов, 4 – метагаббро–лабрадоритов, 5 – фемических метасоматитов, 6 – гранита.

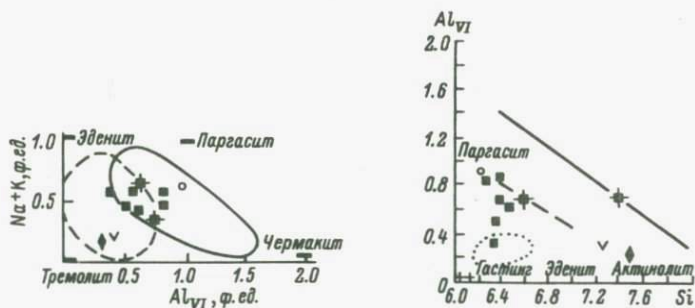


Рис. 34. Составы амфиболов гранулитового комплекса на диаграмме Барда (Bard, 1970).

Сплошной контур – поле кианит–силлиманитовой фациальной серии, штриховой – поле андалузит–силлиманитовой фациальной серии. Условные обозначения см. рис. 33.

Рис. 35. Составы амфиболов гранулитового комплекса на диаграмме Лика (Leake, 1965).

Сплошная линия – граница максимально возможного содержания  $Al_{VI}$  по Ликау; штриховая – граница максимального содержания  $Al_{VI}$  для амфиболов, кристаллизовавшихся при давлении до 5 кбар (по Raase, 1974); пунктирный контур – область составов амфиболов гранулитов Северной Финляндии (Hörmann e.a., 1980). Условные обозначения см. рис. 33.

Т а б л и ц а 13

Химический состав моноклинных пироксенов и амфиболов  
гранулитового комплекса Порьей губы

Окислы	Моноклинные пироксены			Амфиболы		
	339-Г	92/72	519а/78	519б/78	339-Г	339-Г
SiO <sub>2</sub>	50.28	50.62	50.46	50.94	43.18	53.40
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.55	0.26	0.26	1.92	0.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.94	5.48	6.39	6.61	11.55	4.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.40	1.75	1.00	2.15	5.30	0.39
FeO	9.17	3.91	6.16	5.85	9.91	18.30
MnO	0.12	0.12	0.18	0.11	0.08	0.25
MgO	12.31	15.20	17.58	17.61	12.81	20.03
CaO	21.50	21.28	16.58	12.54	10.98	0.48
Na <sub>2</sub> O	0.47	0.67	0.37	0.54	1.73	0.32
K <sub>2</sub> O	0.05	0.09	0.15	0.18	0.59	Не обн.
H <sub>2</sub> O	-	0.20	0.40	2.10	2.00	2.50
				0.65		
Сумма	99.63	99.87	99.53	99.54	100.05	100.09
FeO/MgO	0.74	0.25	0.35			
F, %	32.3	16.7	18.3	20	39.1	34.4
f <sub>0</sub> , %	12.3	28.9	12.2	25.0	32.3	2.2
mg	0.702	0.872	0.830	0.840	0.695	0.657
k <sub>al</sub> , %	5.6	7.6	8.4	8.5	13.7	4.8
Ng	1.719				1.684	1.663
Nm	1.697				1.675	1.650
Np	1.689				1.659	1.641

Примечание. Обр. 339-Г - амфибол-гранат-двупироксен-плаггиоклазовый кристаллический сланец, губа Костариха; 339-Г - крупнозернистый плаггиоклаз-гиперстен-гранатовый метасоматит с антофиллитом по гиперстену, там же; 92/72, 519а/78 и 519б/78 - мегааббро-лабрадориты, мыс Педунов. Обр. 339-Г - аналитик Н.З. Калинина (ИХС АН СССР).

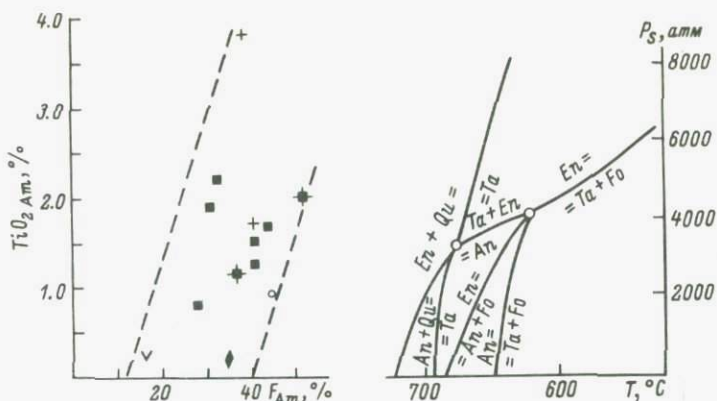


Рис. 36. Соотношение содержания  $TiO_2$  и железистости амфиболов гранулитового комплекса.

Условные обозначения см. рис. 33.

Рис. 37. Диаграмма равновесий антофиллита в высокотемпературной области при  $P_{H_2O} = 300$  атм по А.А. Маракушеву (1968).

Амфиболы из эндербитов являются гастингситами (Виноградов, Виноградова, 1975). Как известно, в гастингсите сравнительно с обыкновенной роговой обманкой средние размеры катионов во всех позициях крупнее, что прямым образом связано с относительно высокой температурой и низким давлением при кристаллизации гастингситов в эндербитах.

Что же касается антофиллита, то в порьегубском гранулитовом комплексе он был встречен на восточном берегу губы Костарихи в составе крупнозернистой плагиоклаз-гиперстен-гранатовой метасоматической породы, где он развивается по гиперстену. Как известно, магнизиальный антофиллит был синтезирован в интервале  $T = 650-750^\circ C$  в широком диапазоне давления водного флюида (Greenwood, 1961). В результате пересчета экспериментальных данных применительно к условиям умеренного ( $P_{H_2O} = 1000$  атм) и низкого ( $P_{H_2O} = 300$  атм) давления флюида А.А. Маракушев построил фазовую диаграмму  $P_S - T$ , на которой поле устойчивости антофиллита магнизиального состава в области невысокого давления на твердую фазу ( $P_S < 4$  кбар) легло в интервал  $T = 630-740^\circ C$  (рис. 37). Снижение  $P_{H_2O}$  ограничивает устойчивость антофиллита. С падением отношения  $Mg/Fe$  равновесие антофиллита резко смещается в область более низких температур.

Железистость антофиллитов меняется в широких пределах. В малоглубинных комплексах она повышается (64-100%), а в породах кианит-силлиманитовой фациальной серии снижается до 30%. Это находится в соответствии с нашими данными - антофиллит, развивающийся на регрессивном этапе в породах высокобарического комплекса, имеет железистость  $F = 34\%$ .

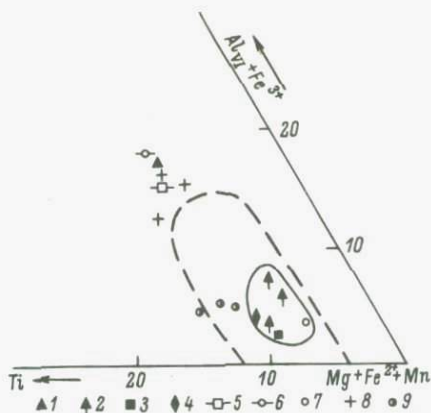


Рис. 38. Составы биотитов гранулитового комплекса на треугольнике, предложенном Д.А.Великославинским (1972).

1 - окварцованные породы, 2 - биотит-гиперстен-силлиманитовая ассоциация, 3 - кристаллический сланец основного состава, 4 - фемический метасоматит, 5 - глиноземистый кристаллический сланец из блока III, 6 - глиноземистый гнейс из блока III, 7 - гнейс, 8 - чарнокит, 9 - эндербит. Штриховой контур - поле биотитов гранулитовой фации по Великославинскому, сплошной - биотиты о-ва Паленого. Использованы анализы из работ М.Н.Богдановой (1979), А.Н.Виноградова и Г.В.Виноградовой (1975).

**Б и о т и т** (хотя многие исследователи считают его не типичным для гранулитовой фации и приписывают ему роль только вторичного минерала) в породах гранулитовых комплексов встречается часто не только как развивающийся по ромбическому пироксену, амфиболу или гранату, но и как самостоятельный минерал, в этом случае имеющий специфические особенности состава.

Главное отличие гранулитовых биотитов - высокое содержание титана и низкое марганца - выдерживается и для биотитов порьегубского гранулитового комплекса. В проанализированных биотитах табл.14 содержание  $TiO_2$  варьирует в пределах 3-4.75%, в других случаях оно поднимается до 5.8% (Богданова, 1979; Виноградов, Виноградова, 1975). Содержание  $MnO$  устойчиво низкое - в биотитах метаморфического комплекса - 0.02-0.10% (в гранулитовом комплексе Северной Финляндии оно не поднимается выше 0.05%). Несколько более высокие содержания (до 0.25%) отмечаются в биотитах гиперстенсодержащих гранитоидов (Виноградов, Виноградова, 1975).

На треугольнике с вершинами  $Ti$ ,  $(Al_{VI} + Fe^{3+})$  и  $(Mg + Fe^{2+} + Mn)$ , использованном Д.А.Великославинским при рассмотрении эволюции химического состава биотита в процессе регионального метаморфизма (Великославинский, 1972), составы биотитов порье-

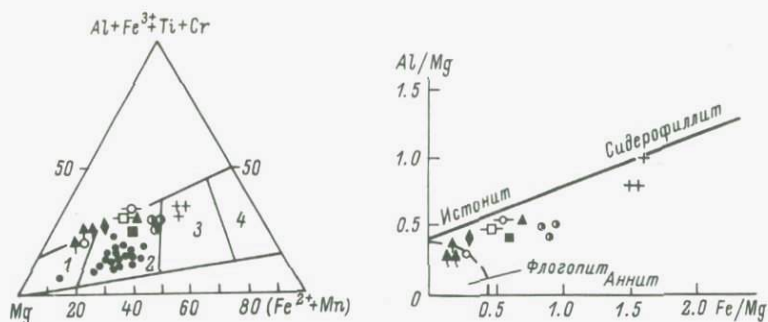


Рис. 39. Биотиты гранулитового комплекса на диаграмме Трёгера (Hörmann e.a., 1980).

Поля: 1 – флогопита, 2 – мероксена,<sup>1</sup> 3 – лепидомелана, 4 – сидерофиллита. Условные обозначения см. рис. 38. Точки – биотиты гранулитов Северной Финляндии.

Рис. 40. Составы биотитов гранулитового комплекса на диаграмме А.А. Маракушева.

Условные обозначения см. рис. 38.

губского гранулитового комплекса распадаются на три поля (рис. 38). Биотиты всех пород о-ва Паленого, приуроченного к осевой части Лапландского глубинного разлома, легли в область с наиболее низким значением суммы  $Al_{VI} + Fe^{3+}$  (от 2 до 8 ф.ед.) в контуре, обозначенном как поле биотитов гранулитовой фации. Сюда же примыкают биотиты эндербитов. Биотиты же глиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев идентичны биотитам чарнокитов и характеризуются наиболее высокими величинами  $Al_{VI} + Fe^{3+}$  (от 13 до 19 ф.ед.), так что выходят за контуры поля гранулитовой фации. Последнее обстоятельство может объясняться частичным преобразованием биотитов в условиях амфиболитовой фации.

На диаграмме по Трёгеру, построенной для биотитов гранулитового комплекса Северной Финляндии (Hörmann e.a., 1980), биотиты порьегубского гранулитового комплекса составляют последовательный ряд от флогопита в гранат-гиперстен-силлиманит-кварцевой породе и в биотит-гранат-гиперстеновом плаггиогнейсе осевой зоны разлома до лепидомелана в чарнокитах (рис. 39). Часть биотитов метаморфических пород и эндербитов попадает в поле мероксена (по Трёгеру). Примечательно наличие флогопита в породах кислого состава – гнейсах и метасоматически окварцованных породах, в то время как в других случаях, например в гранулитах Северной Финляндии, флогопит обычно приурочен к ультрабазитам.

<sup>1</sup> Мероксен (по Трёгеру) – биотит по составу и оптическим свойствам, промежуточный между флогопитом и лепидомеланом.

Таблица 14

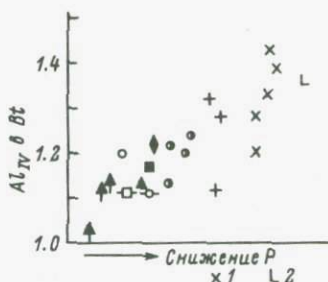
Химический состав биотитов и силлиманитов гранулитового комплекса Порьей губы

Окислы	Биотиты						Силлиманиты		
	946	306-6	П-2	П-Г	306-20	306p	946	П-2	32 <sup>o</sup>
SiO <sub>2</sub>	40.66	39.74	38.33	37.92	37.10	37.38	37.65	37.20	37.90
TiO <sub>2</sub>	3.11	3.25	4.26	2.98	3.75	4.75	0.05	0.04	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.54	16.13	15.80	15.08	15.18	16.35	61.40	62.03	60.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.38	0.97	6.50	9.47	0.59	0.79	0.30	0.71	0.13
FeO	6.27	6.32			13.97	9.37			
MnO	0.02	0.02	0.05	0.02	0.07	0.10	-	0.01	-
MgO	20.93	19.56	20.38	19.32	14.79	17.52	0.60	0.05	0.15
CaO	-	0.06	-	-	0.28	0.06	-	0.01	0.14
Na <sub>2</sub> O	0.52	0.30	0.36	0.13	0.10	0.57	-	0.01	-
K <sub>2</sub> O	8.98	9.35	10.34	10.52	10.07	9.11	-	-	-
F	1.78	1.71	-	-	1.46	1.53	0.24	-	-
							(п.п.п.)		
H <sub>2</sub> O	2.15	3.30	-	-	3.00	2.15	0.04	-	1.40
Сумма	100.59	99.27	96.02	95.44	99.14	99.04	100.23	100.06	99.74
O ≡ F	0.75	0.72	-	-	0.61	0.64	-	-	-
F, %	14.3	15.3	13.9	20.0	34.6	23.0	-	-	-
f <sub>o</sub> , %	3.3	6.3	4.6	4.0	2.0	3.7	-	-	-
mg	0.856	0.846	0.860	0.799	0.651	0.768	-	-	-
k <sub>al</sub> , %	11.1	11.2	11.1	10.7	11.1	11.8	-	-	-
Ng	1.621	1.615	-	-	-	1.634	-	-	-
		1.624	-	-	-	1.640	-	-	-
Np	-	-	-	-	-	-	1.683	-	-
	-	-	-	-	-	-	1.660	-	-

Примечание. Обр. 946, 306-6, 306-20, П-Г, П-2, 306p - см. табл. 8, 12; все образцы с о-ва Паленого. 32<sup>o</sup> - кордиерит-силлиманит-гранат-биотитовый гнейс, восточный берег Таргубы. Обр. П-Г и П-2 анализированы на микрозонде в Институте геологии и геотехники АН ЧССР (Прага), аналитик И. Фиала.

Рис. 41. Возрастание содержания тетраэдрического Al в серии биотитов при снижении давления.

1 - биотит порфиroidных гранитов, 2 - биотит пегматитов. Остальные обозначения см. рис. 38.



Сравнительно с биотитами порьегубского гранулитового комплекса биотиты гранулитов Северной Финляндии более удалены от вершины треугольника ( $Al + Fe^{3+} + Ti + Cr$ ), т.е. сумма этих величин в них более низкая.

На диаграмме А.А. Маракушева (1968) биотиты располагаются частично в области флогопита, а в большей части отвечают составу истонит-сидерофиллитовой серии. В гранитоидах содержание сидерофиллитового компонента в биотите возрастает (рис. 40).

Характерно изменение железистости. Она последовательно возрастает от биотита из гиперстен-силлиманитовой ассоциации (14-15%) через биотиты гнейсов и кристаллических сланцев разного состава (30-40%), биотиты эндербитов (45-50%) до биотитов чарнокитов (60-62%). Наиболее высокой железистостью (63-69%) обладают биотиты порфиroidных гранитов умбинского комплекса (Виноградов, Виноградова, 1975). Довольно отчетливо проявлена положительная связь  $F - TiO_2$ . Как обычно, с возрастанием железистости показатель преломления биотита ( $N_m = N_g$ ) растет.

Прослеживание содержания тетраэдрического Al в серии биотитов показывает возрастание его при снижении давления. Наиболее низкое оно в биотитах из гиперстен-силлиманитовой ассоциации и из пород осевой зоны Лапландского разлома. Выше оно в глиноземистых гнейсах и кристаллических сланцах глиноземистого и основного состава. Еще выше оно в биотитах эндербитов и чарнокитов, представляющих в целом позднектонические интрузии. Наиболее высокие величины  $Al_{IV}$  отмечены в биотитах посторогенных порфиroidных гранитов (рис. 41).

С и л л и м а н и т входит главным образом в состав высокоглиноземистых гнейсов, но часто присутствует также в составе окварцованных пород. Состав трех образцов приводится в табл. 14.

Силлиманит наблюдается в трех кристаллических формах, вероятно, отвечающих разным этапам его кристаллизации. Наиболее ранним является силлиманит ( $Sill_1$ ) в виде фибролитовых игл, чаще всего пронизывающих гранат. Встречаются сильно вытянутые, иногда даже изогнутые зерна граната, и в этом случае тонкие иглы силлиманита также изгибаются, по-видимому, отражая раннюю кристаллизационную сланцеватость. Позже кристаллизовался тонкопризматический силлиманит ( $Sill_2$ ), ориентированный в соответствии с кристаллизационной сланцеватостью, формировавшейся в течение нового синкинематического метаморфического эпизода.

Т а б л и ц а 15

Химический состав кордиеритов разных частей  
зоны лапландских гранулитов

Окислы	224	560	29	89-1	158-1	161-1
SiO <sub>2</sub>	47.70	48.99	54.63	47.20	48.15	47.33
TiO <sub>2</sub>	0.05	Сл.	-			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.01	32.89	29.32	32.40	31.60	31.83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.38	0.34	1.13	} 4.95	} 5.33	} 6.19
FeO	7.58	9.27	5.15			
MnO	0.11	0.08	0.02	0.04	0.02	0.03
MgO	7.23	7.45	7.82	10.85	10.09	9.83
CaO	0.23	-	-			
Na <sub>2</sub> O	0.47	0.20	-	0.07	0.08	0.06
K <sub>2</sub> O	1.23	0.17	-			
H <sub>2</sub> O	2.50	1.05	0.82		1.15	1.11
П.п.п.	0.54	-			1.20	0.79
Сумма	100.03	100.44	98.89	95.51	97.62	97.17
<i>N<sub>g</sub></i>		1.558	1.552			
<i>N<sub>m</sub></i>		1.552	1.546			
<i>N<sub>p</sub></i>		1.545	1.540			
F, %	37.0	41.2	26.8	17.8	20.1	23.3

П р и м е ч а н и е. Обр.224 - биотит-кордиерит-гранатовый гнейс (Прияткина, Шарков, 1979); 560 - силлиманит-кордиерит-гранатовый гнейс, юго-восточный берег Печемозера (Виноградова и др., 1972); 29 - биотит-силлиманит-кордиерит-гранатовый гнейс, устье р.Сотайоки (Eskola, 1952); 89-1, 158-1, 161-1 - силлиманит-гранат-кордиеритовый гнейс, оз.Инари, Северная Финляндия (Hörmann e.a., 1980).

Кроме того, наблюдается более крупнозернистый силлиманит (Sill<sub>3</sub>), замещающий Sill<sub>2</sub> и образующий порфиробласты.

В восточной части района, в толще высокоглиноземистых гнейсов можно видеть позднейшее замещение силлиманита кордиеритом.

К о р д и е р и т входит в состав биотит-силлиманит-гранатовых гнейсов глиноземистой толщи блока III. В образце он имеет характерную сиреневую окраску, а в шлифе легко диагностируется по клиновидным полисинтетическим двойникам и типичным лимонно-

желтым плеохроичным ореолам вокруг субмикроскопических включений (циркона?). Хотя кордиерит считается антистресс-минералом и в осевой зоне Лапландского разлома действительно не встречается, в гнейсах блока III он нередко образует лентовидные, резко удлиненные по кристаллизационной сланцеватости зерна, свидетельствующие о кристаллизации в условиях направленного давления. Местами видно развитие кордиерита с замещением силлиманита.

Сопоставление состава кордиеритов из гранулитов разных частей зоны Лапландского глубинного разлома (табл. 15) показывает довольно широкие вариации всех компонентов. Кордиерит из гнейса блока III характеризуется значительно более высокой железистостью ( $F$ , %) нежели кордиериты гранулитов финской Лапландии — 37.0–41.2% против 17.8–26.8%. Наряду с влиянием состава вмещающих пород это может указывать и на более низкую температуру, при которой кристаллизовался кордиерит восточного блока.

Экспериментальные исследования (Yohannes, Schreyer, 1977) показали, что величина  $X_{CO_2} = CO_2 / (CO_2 + H_2O)$  в кордиерите отражает это отношение в сосуществующей флюидной фазе. В связи с этим интересно обратиться к серии анализов на содержание  $H_2O$  и  $CO_2$  кордиеритов финской ветви лапландских гранулитов. Для них величина  $X_{CO_2}$  варьирует от 0.17 до 0.40. По соответствующей диаграмме (Yohannes, Schreyer, 1977) для  $T = 600^\circ C$  и  $P_{фл} = 5$  кбар эта величина отвечает составу флюидной фазы с  $X_{CO_2}$  в интервале 0.35–0.85. Авторы приходят к заключению, что при остывании комплекса межгранулярный флюид был богат  $CO_2$  (Hörmann e. a., 1980).

В кордиерите обр. 224 определялись  $H_2O$  и потеря при прокаливании. С некоторой долей условности можно принять, что величина потери при прокаливании отражает содержание  $CO_2$  в кордиерите. В этом случае по кривой Йоханнеса и Шрайера (Yohannes, Schreyer, 1977) эта величина отвечает  $X_{CO_2} = 0.40$  в сосуществующей газовой фазе. Для кордиеритов гранулитового комплекса Северной Финляндии рассчитывалась, кроме того, величина  $X_{H_2O} = H_2O / (H_2O + CO_2)$ , которая изменялась в пределах 0.60–0.83. Для обр. 224  $X_{H_2O} = 0.82$ , т.е. ближе к верхнему пределу.

По данным Л.А. Прияткиной, обр. 224 взят из зоны, испытавшей диафорез амфиболитовой фации, что, по-видимому, нашло свое отражение и в составе кордиерита (более высокая железистость, довольно высокая величина  $X_{H_2O}$  и сравнительно низкая  $X_{CO_2}$ ). Кордиерит восточного блока в большинстве случаев сильно пинитизирован, т.е. замещен мелкозернистым агрегатом серицита и хлорита. Процесс этот в присутствии достаточного количества воды и калия осуществляется в интервале  $450\text{--}300^\circ C$  (Seifert, Schreyer, 1970).

Таким образом, рассмотрение особенностей состава метаморфических минералов гранулитового комплекса показало, что разные генерации одного минерала или один минерал в породах разного генезиса отличаются по ряду взаимосвязанных признаков — составу, оптическим свойствам, параметрам кристаллической решетки и т.п.

Т а б л и ц а 16

Отношения магнезиальностей пар сосуществующих минералов

Номер образца	$\frac{\text{mg Hrp}}{\text{mg Bt}}$	$\frac{\text{mg Gr}}{\text{mg Bt}}$	Номер образца	$\frac{\text{mg Gr}}{\text{mg Hrp}}$
946	0.93	0.74	946	0.80
306-6	0.90	0.74	306-6	0.82
П-2	0.92	-	92/72	0.70
306p	0.92	0.68	306p	0.74
306-20	0.92	0.55	306-20	0.59
П-1	-	0.60	339-I	0.62
Среднее	0.92	0.66	339-II	0.66
			305л	0.79
			Среднее	0.71

Характер эволюции состава минералов свидетельствует о регрессивной направленности регионального метаморфизма. Интересно, что при этом характер распределения главных компонентов состава между сосуществующими минералами не меняется. Продемонстрируем это на примере магнезиальностей пар гиперстен-гранат, гранат-биотит и гиперстен-биотит (табл.16). Постоянство их отношений и расположение точек составов на одной прямой (рис.42) несомненно свидетельствует о достижении равновесия в системе в процессе метаморфизма.

О реликтовых признаках  
метаморфизма гранулитовой  
фаши на смежных площадях

В настоящее время существует представление о том, что побережье Кандалакшского залива и архипелаг островов в районе г.Кандалакши, сложенные породами беломорского комплекса, претерпели прогрессивный метаморфизм не выше амфиболитовой фаши. Между тем более детальное изучение метаморфических пород показывает, что в ряде случаев в них сохраняются более высокотемпературные реликтовые минералы и ассоциации, свидетельствующие о том, что метаморфизм достигал уровня гранулитовой фаши. Кратко рассмотрим несколько примеров.

1. В юго-западной части о-ва Анисимова (рис. 43), расположенного в 6,5 км к юго-востоку от г.Кандалакши, обнажается расслоенная интрузия метагаббро-лабрадоритов, в процессе регионального метаморфизма превращенных в эклогитоподобные гранат-клинопироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы или гранат-плаггиоклазовые амфиболиты. Местами в интрузии сохраняется полосчатая

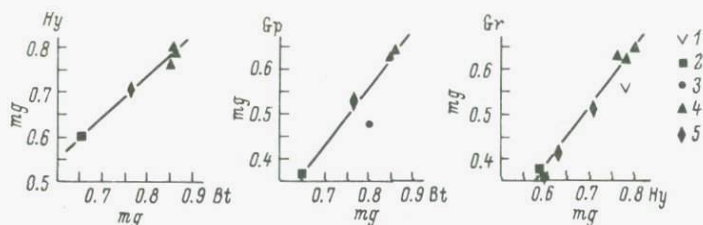


Рис. 42. Соотношение магниальностей граната, гиперстена и биотита гранулитового комплекса.

1 – метагаббро–лабрадориты, 2 – кристаллические сланцы основного состава, 3 – гнейс, 4 – окварцованные породы, 5 – фемические метасоматиты.

текстура, отражающая первичную расслоенность, которая здесь усиливается в ходе метаморфической перекристаллизации. Кристаллизационная сланцеватость, возникшая в процессе регионального метаморфизма, является наложенной и в ряде случаев ориентирована косо по отношению к первичной расслоенности. В краевой части интрузия наиболее сильно рассланцована и амфиболизирована, и здесь кристаллизационная сланцеватость, „обтекая“ массив, согласна с таковой во вмещающих породах.

По общему составу интрузия отвечает габбро–лабрадориту, однако как в разных полосах, так и по площади в целом состав ее варьирует от габбро до пироксенита. В настоящее время породы интрузии представляют собою кристаллические сланцы, обычно со значительным количеством граната. Присутствующий в породе ромбический пироксен, имеющий низкую железистость (бронзит с  $F = 22.9\%$ ), в сущности является уже метаморфическим минералом. В нем отсутствуют структуры распада твердого раствора, надежно свидетельствующие о магматической природе породы. Ромбический пироксен замещается куммингтонитом. В породе, кроме того, обычно присутствуют клинопироксен и бурый амфибол. В табл. 17 приведен состав одного из образцов породы и слагающих ее минералов.

В гранате характерно высокое содержание пиропового минала (46.25%) при 7.40% гроссуляра. На этом же острове ромбический пироксен находится в гранатовых амфиболитах (обр. 447г). Здесь его показатели преломления ( $N_g = 1.696$ ,  $N_p = 1.683$ ) указывают на железистость порядка 20%, а показатель преломления граната варьирует в пределах 1.760–1.770, что свидетельствует о высокой магниальности ( $F = 45\%$ ). Наконец, гиперстен в виде редких зерен обнаружен в протолочке гранат–биотитового гнейса на западном берегу острова. Его показатели преломления ( $N_g = 1.724$ ,  $N_p = 1.707$  – обр. 265г) указывают на железистость, равную 45%.

2. В 6 км к югу от г. Кандалакши расположены о-в Ламбин и соседняя с ним луда Заячья. На о-ве Ламбине наибольшее распространение получают гранатсодержащие амфиболиты и диопсид–ам-

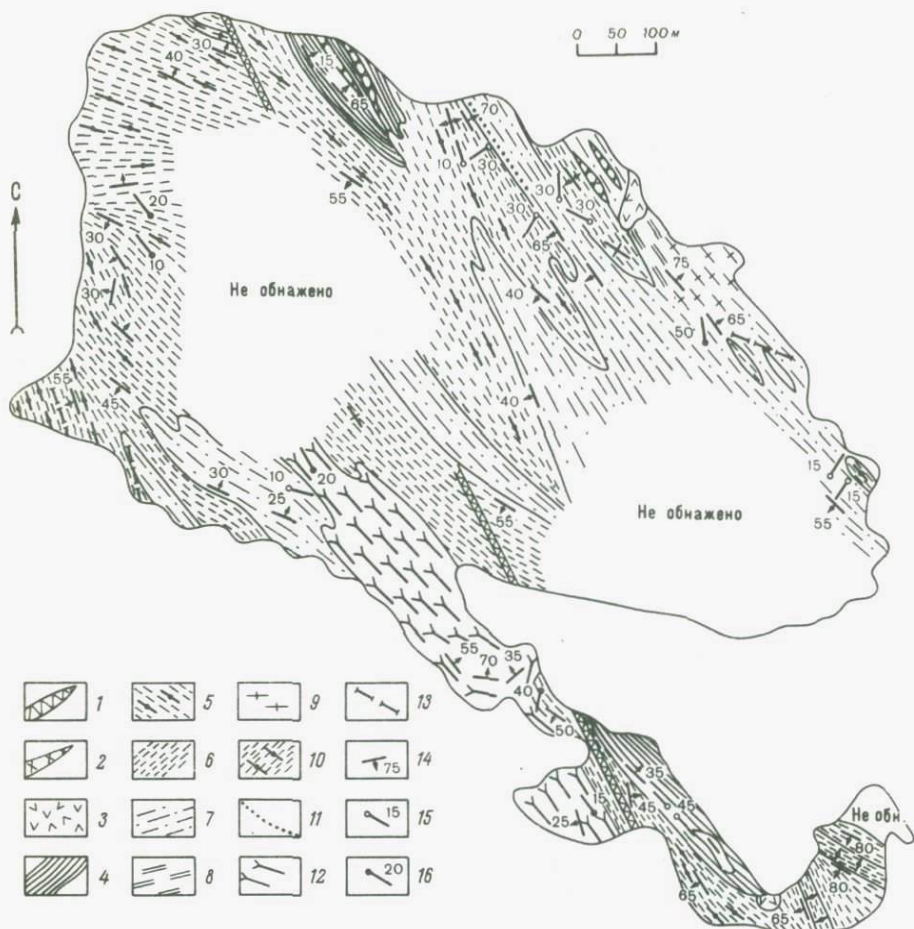


Рис. 43. Схематическая геологическая карта о-ва Анисимова. Составила М.Д. Крылова, 1977 г.

1 - дайки метабазитов, 2 - жилы гранитов, 3 - метагабброиды, 4 - тонкополосчатая лептинитсодержащая пачка, 5 - гранатые амфиболиты, 6 - биотит-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы и амфиболиты, 7 - биотит-амфиболовые гнейсы, 8 - биотитовые гнейсы, 9 - гранито-гнейсы, 10 - кварцсодержащие биотит-амфибол-гранат-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, 11 - кварцитовидные породы с гранатом, 12 - метагаббро-лабрадориты, 13 - зоны катаклаза, бластомилонитизации и диафтореза, 14 - кристаллизационная сланцеватость, 15 - шарниры мелких складок, 16 - линейность.

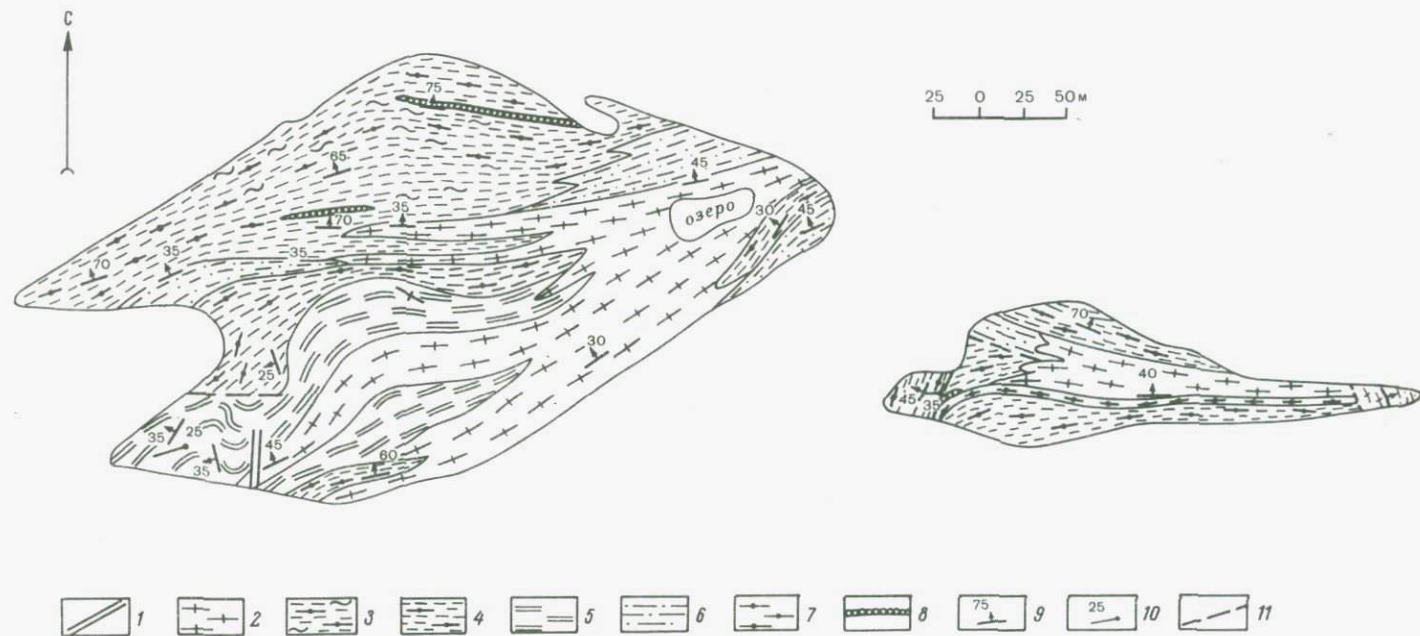


Рис. 44. Схематическая геологическая карта о-ва Ламбина и луды Заячьей. Составила М.Д. Крылова, 1977 г.

1 - дайка метаультрабазита, 2 - гранито-гнейсы, 3 - гранитизированные гранатые амфиболиты, 4 - гранатые амфиболиты, 5 - биотитовые гнейсы, 6 - биотит-амфиболовые гнейсы, 7 - гранат-биотитовые гнейсы, 8 - сульфидсодержащие конгломератовидные породы, 9 - кристаллизационная сланцеватость, 10 - линейность, 11 - зоны дизъюнктивных нарушений.

Т а б л и ц а 17

Химический состав метагабброида о-ва Анисимова  
и его минералов (обр. 334/76)

Окислы	Порода	Гиперстен	Гранат	Амфибол
SiO <sub>2</sub>	45.90	53.20	38.90	43.70
TiO <sub>2</sub>	0.37	0.05	0.02	0.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.33	3.67	23.03	15.26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.26	0.70	0.38	1.15
FeO	9.40	14.22	21.12	7.17
MnO	0.18	0.11	0.57	0.11
MgO	16.93	26.86	12.31	16.14
CaO	8.18	0.23	3.27	10.74
Na <sub>2</sub> O	1.55			2.76
K <sub>2</sub> O	0.54			0.78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03			
H <sub>2</sub> O	0.18	0.45		2.10
П.п.п.	1.76			
Сумма	99.61	99.49	99.58	100.35
		<i>Ng</i> -1.697		
		<i>Nm</i> -1.693	<i>N</i> = 1.759- 1.765	
		<i>Np</i> -1.684	(в редких зернах)	
			<i>N</i> = 1.773	
<i>F</i> , %	23.8	22.9	49.9	20.0
<i>f</i> <sub>0</sub> , %	10.2	3.9	2.0	12.2
<i>mg</i>	0.757	0.772	0.503	0.798

П р и м е ч а н и е. Состав граната (в %): пироп - 46.25, альмандин - 44.36, гроссуляр - 7.40, андрадит - 1.35, спессартин - 0.64.

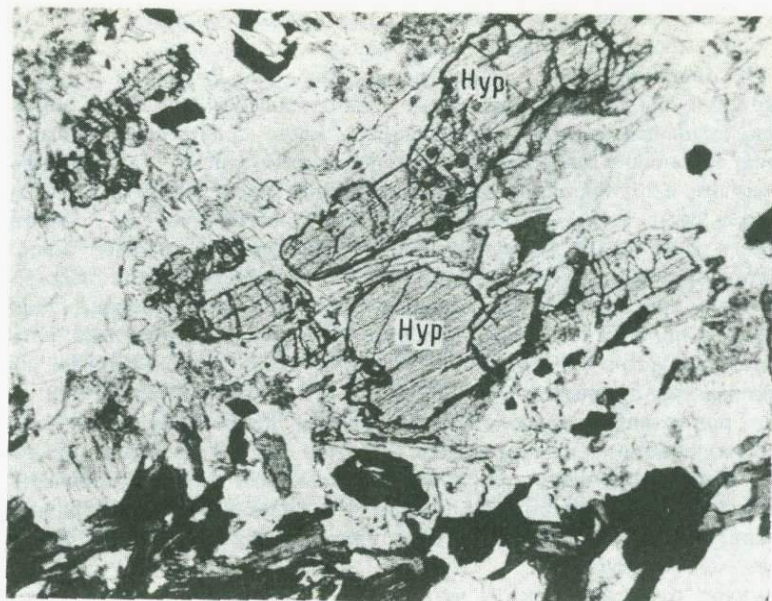


Рис. 46. Двуслюдяной гнейс с реликтами гиперстена. Луда Заячья. Микрофото шлифа 4556. Без анализатора, увел. 30.

фибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы, инъецированные пегматитовыми жилами (рис. 44). Здесь представлены минеральные ассоциации амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Однако среди амфиболитов в западной части острова встречаются разновидности, содержащие крупные зерна гиперстена. Его показатели преломления ( $N_g = 1.722$ ,  $N_p = 1.704$ ) указывают на железистость  $F = 43\%$ . Гранат с вариациями  $N = 1.775-1.780$  имеет  $F = 55-60\%$ .

К востоку от о-ва Ламбина располагается небольшая луда Заячья. На юго-западном мысу этой луды наблюдается зона сульфидсодержащих пород с конгломератовидной текстурой. Здесь пачки гранат-плагиоклазовых амфиболитов мощностью 1-2 м содержат прослои гранат-биотитовых плагиогнейсов и гиперстен-биотитовых гнейсов и плагиогнейсов с вкрапленностью графита и пирротина. Мощность гнейсовых прослоев меняется от 0,15 до 0,80 м. Весьма слабо плеохроирующий гиперстен замещается баститом и биотитом, а по биотиту ( $N_g = N_m = 1.630-1.620$ ) развивается мусковит, так что порода превращается в двуслюдяной гнейс с реликтами гиперстена (рис. 45). Как акцессорный минерал присутствует гранат с  $N = 1.790$ ; характерно также наличие рутила и ильменита - типичных акцессориев гранулитового комплекса.

В гнейсах и основных кристаллических сланцах помимо обычной амфиболитизации и биотитизации проявлены и более поздние низкотемпературные наложенные процессы - серицитизация плагиоклаза,

хлоритизация фемических минералов, развитие карбоната; все они еще более маскируют ранние минеральные ассоциации.

3. В северо-восточной части побережья о-ва Великого в районе Станцевой губы (карельский берег Кандалакшского залива) обнажается комплекс разнообразных амфиболитов, содержащих кроме роговой обманки в переменных соотношениях гранат, клинопироксен, биотит и плагиоклаз. Они наблюдаются чаще всего в виде будин среди биотитовых плагиогнейсов или кристаллических сланцев основного состава, а также формируют сульфидсодержащие зоны с конгломератовидной текстурой. В этих амфиболитах или эклогитоподобных кристаллических сланцах состава биотит-диопсид-амфибол-гранат-плагиоклаз часто присутствует еще и реликтовый ромбический пироксен - бронзит с  $F = 28\%$ , судя по измеренным показателям преломления:  $N_g = 1.707$ ,  $N_p = 1.692$  (обр.593, 593г, 594и). Гранат характеризуется показателем преломления  $N = 1.782 - 1.785$ , что отвечает железистости  $F = 64-66\%$ . В качестве акцессорных минералов часто присутствуют ильменит и рутил, причем последний в ряде случаев наблюдается в виде реликта внутри зерна сфена, что также демонстрирует наложение более низких P-T условий метаморфизма.

Следует отметить также, что картина соотношения пород, состава их и текстурных особенностей в этой части о-ва Великого очень близка к той, которая наблюдается на противоположном берегу Кандалакшского залива, в районе мыса Кочинного. Кстати, на мысу Кочинном и прилегающей к нему территории, где можно проявлена амфиболитизация и широко развиты гранатовые и гранат-плагиоклазовые амфиболиты без видимого ромбического пироксена, в протолочках кварцованных пород, развивающихся в виде линз и полос в комплексе амфиболитов, также обнаружен гиперстен. Судя по показателям преломления ( $N_g = 1.710$ ,  $N_p = 1.697$ ), железистость его равна 32%.

Эти первые находки, количество которых в дальнейшем, вероятно, будет возрастать, на наш взгляд, позволяют прийти к заключению о том, что весь этот комплекс пород первоначально был метаморфизован в условиях гранулитовой фации, а метаморфизм амфиболитовой фации является наложенным преобразованием.

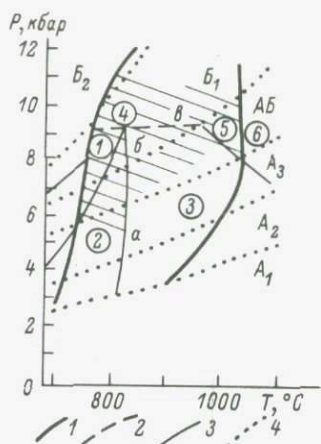
### Т е м п е р а т у р а и д а в л е н и е п р и м е т а м о р ф и з м е

Использование разных методов геологической термо- и барометрии показывает, что региональный метаморфизм осуществлялся в широком диапазоне температуры и давления. Однако надо иметь в виду, что разброс значений T и P может быть связан с наложенным метаморфизмом, а также и с погрешностями методов их определения.

Температуры, рассчитанные по магнезиальности пар гранат-гиперстен, гранат-амфибол и гранат-биотит, ложатся в интервал  $680-750^\circ\text{C}$ , по скандиевому геотермометру -  $680-800^\circ$  (табл.18).

Рис. 46. Положение лапландского гранулитового комплекса на петрогенетической диаграмме В.А.Глебовицкого (1977).

Границы: 1 - гранулитовой фации, 2 - полей устойчивости низких (а), умеренных (б) и высоких (в) давлений; 3 - субфаций; 4 - геотермические линии, разграничивающие фациальные серии (А<sub>1</sub>, А<sub>2</sub>, А<sub>3</sub>, АБ, Б<sub>1</sub>, Б<sub>2</sub>). Субфации (цифры в кружках): 1 - силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовая, 2 - силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовая, 3 - гранат-гиперстен-кордиерит-ортоклазовая, 4 - гранат-гиперстен-силлиманитовая, 5 - шпинель-кварцевая, 6 - сапфири-кварцевая. Заштрихованное поле - гранулитовые парагенезисы в исследованном районе.



По кальциевости амфибола и клинопироксена определена  $T = 950^{\circ}\text{C}$ . По содержанию Al в ортопироксене из гранат-гиперстен-силлиманитового парагенезиса получены температуры  $950-1000^{\circ}\text{C}$  (Крылова, Прияткина, 1976). Все эти определения относятся к породам блока II.

По глиноземистым гнейсам блока III есть одно определение по скандиевому геотермометру -  $800^{\circ}\text{C}$  (обр. 268). Данные других исследователей таковы: по гранат-биотитовому геотермометру для гранулитов Островской губы  $T = 625-725^{\circ}\text{C}$ , по двуполевошлатовому -  $700^{\circ}\text{C}$  (Виноградов, Виноградова, 1976).

Для блока I наиболее высокие температуры ( $860-1030^{\circ}\text{C}$ ) определены по двупироксеновому геотермометру для катаранскита - пегматоидной разности габбро-лабрадорита. Известны температуры, определенные по парам гранат-амфибол и плагиоклаз-амфибол из амфиболитов кандалакшской толщи, в интервале  $570-650^{\circ}\text{C}$  и по гранат-пироксеновой паре из кристаллических сланцев Хед-острова -  $740^{\circ}\text{C}$ . Эти амфиболиты М.Н. Богдановой и М.М. Ефимовой (1976) рассматриваются как реликтовые, сохранившиеся от более раннего метаморфизма умеренного давления, отвечавшего фациальной серии АБ (по Глебовицкому, 1973). По мнению же автора предлагаемой работы, эти амфиболиты являются продуктами интенсивного диафтореза амфиболитовой фации по гранулитовому субстрату, поэтому рассчитанные температуры ближе отражают условия наложенного метаморфизма амфиболитовой фации.

Что же касается давления, то здесь также отмечаются вариации. Для гранат-гиперстен-силлиманитового парагенезиса по P-T диаграмме Н.Л. Добрецова определено  $P = 10$  кбар (Крылова, Прияткина, 1976). По гранат-биотитовому геобарометру (Термо- и ба-

## Термобарометрия пород гранулитового комплекса

Номер образца	Ассоциация	Магнезиальность			Т°С (Перчук, Рябчиков, 1976)	Р, кбар	Минералы	Т°С (Термо- и барометрия, 1977)	Р, кбар	Минералы
		биотита	граната	гиперстена						
Породы гранулитового комплекса										
946	Bt-Gr-Hyp-Sill-Qu	0.856	0.637	0.794	730-720	9-9.5	Гиперстен-гранат	750	8	Гранат-биотит
П-Г	Gr-Bt-Hyp-Pl-Qu	0.799	0.485					700		
306-6	Gr-Hyp-sill-Pl-Qu	0.846	0.627	0.765	750-740	9-9.5		800		
305п	"		0.617	0.780	730-720	9-9.5				
306-20	Bt-Gr-Hyp-Pl	0.651	0.355	0.598	680-670	9-9.5		750		
306р	Gr-Phl-Hyp метасоматит	0.768	0.521	0.708	730-720	9-9.5	800	9.5	Гранат-биотит Гранат-амфибол	
339-Г	Am-Gr-Hyp-Di-Pl (амфибола)	0.685	0.366	0.591	700	9	640			
339-11	Hyp-Gr-Ant-Pl метасоматит	0.657	0.417	0.628	710	9	710			
339-1	Am-Gr-Hyp-Di-Pl (диопсида)	0.702		0.591	860					
519/78	Катаранскит	0.830		0.790	1030					
339-1	Am-Gr-Hyp-Di-Pl	По кальциевости диопсида 0.962, амфибола 0.745			850					

Номер образца	Ассоциация	Sc в Bt, г/т	Sc в Gr, г/т	$\frac{Sc \text{ в } Gr}{Sc \text{ в } Bt}$	Т, °С по $\frac{ScGr}{ScBt}$	Т, °С по ScBt
306-6	Gr-Hyp-sill-Pl-Qu	10	115	11.5	700	720
306р	Gr-Hyp-Sill-Pl-Qu	10	90	9.0	680	750
306э	Gr-Phl-Hyp-Pl метасоматит	14	190	13.5	750	680
305в	"	12	135	11.2	710	700
268/74	Sill-Gr-Bt-KFSp-Qu	7	123	17.6	800	800

Примечание. Обр. 268/74 - Таргуба, 339-Г, 339-11 - губа Костариха, 519/78 - мыс Катаранский, остальные - о-в Паленый.

рометрия..., 1977) давление варьирует от 9,5 до 8 кбар, по гранат-гиперстеновому (Перчук, Рябчиков, 1976) — 9,5–9,0 кбар (табл. 18).

Для глиноземистой толщи, вмещающей умбинские гранитоиды, указывается давление в 5,5–5,0 кбар (Виноградов, Виноградова, 1976). Для амфиболитов западной части района определено 6,5–5,5 кбар (Виноградов и др., 1980). Для пироксенсодержащих кристаллических сланцев расчетные давления (гранат-пироксеновый геобарометр) составляют от 11 до 6 кбар (Богданова, Ефимов, 1976). Если это не объясняется погрешностью метода, то связано с тем, что по минеральным ассоциациям мы фиксируем процесс спада давления в регрессивном течении метаморфизма.

Для геологических заключений важно обратить внимание на распределение рассчитанных значений  $P$  по региону, а именно — максимальные давления получены только по породам блока II и примыкающей к нему с запада части блока I, что в целом совпадает с характером распределения и наиболее высоких  $T$ . В западной же части блока I расчетное давление оказывается более низким. Однако оно представляется заниженным. Не исключено, что более высоких значений здесь не получено потому, что мало делалось определений из пород этой части площади. Между тем в амфиболитах не так уж редка гранат-клинопироксеновая ассоциация, она же установлена и на островах Кандалакшского архипелага.

Что же касается блока III, то снижение давления здесь отмечается развитием кордиерита. Наряду с этим в линзах и пластовых телах метабазитов (дупироксено-плагиоклазовых кристаллических сланцах) с клинопироксеном нередко присутствует и гранат. Кроме того, сильно вытянутые формы граната в гнейсах, обилие бластомилонитовых структур, признаки надвигания блока в западном направлении — все это свидетельствует о немаловажной роли давления при формировании современного облика этой толщи. Нельзя исключить в дальнейшем возможных находок и гиперстен-кордиеритового парагенезиса.

Поле  $P$ - $T$  условий лопландского гранулитового комплекса представлено на петрогенетической сетке В.А. Глебовицкого (1977) (рис. 46). Преобразования же амфиболитовой фации, наложенные на ассоциации гранулитовой, скорее всего являются изофациальными с прогрессивным региональным метаморфизмом какого-то более молодого вулканогенно-осадочного комплекса, реликты которого еще могут быть обнаружены в сравнительно небольших тектонических блоках (клиньях).

## Глава IV. УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМ И ГРАНИТЫ

В пределах площади распространения пород гранулитового комплекса гранитоиды представлены жильным материалом мигматитов, гранито-гнейсами, гиперстеновыми плагиогранитами и кварцевыми диоритами (эндербитами), лейкократовыми порфириовидными гранитами и субшелочными роговообманковыми гранитами. Так как метасоматическое и магматическое гранитообразование обычно находится в тесной генетической связи, целесообразно рассмотреть все генетические типы гранитоидов в одном разделе.

Вопреки господствующему в настоящее время мнению о том, что ультраметаморфизм осуществляется только на регрессивном этапе, автору представляется этот процесс более длительным. Он включает: 1) начальное селективное плавление (мигматизация), которое становится возможным на определенном уровне  $T$  и  $P$  в породах, насыщенных флюидной фазой; при прогрессивном развитии регионального метаморфизма это достигается на уровне амфиболитовой фации; однако при повышении метаморфизма до гранулитовой фации селективное плавление, ведущее к возникновению анатектического расплава, осуществляется соответственно и в этих  $P$ - $T$  условиях; 2) проявление  $K-Na-Si$  метасоматоза в породах разнообразного состава (гранитизация); в итоге этого процесса формируются зоны, участки или поля метасоматических гранитоидов (гранито-гнейсов), заключающие многочисленные реликты исходного сланцевого или гнейсового субстрата и сохраняющие реликты ранних складчатых структур; 3) возникновение первых небольших порций мобильного гранитного расплава.

Почти всегда первый процесс развивается в условиях деформаций и является синтетектоническим. Второму благоприятствует более спокойная тектоническая обстановка, и он развивается вслед за мигматизацией, на спаде интенсивности тектонических движений. К этапу затухания последних чаще всего приурочено появление значительных масс расплава, и поэтому первые порции мобильных гранитов являются позднесинорогенными. С ними обычно связано лишь небольшое количество пегматитовых жил. При дальнейшем развитии процесса имеет место внедрение более крупных масс древнейших интрузивных гранитоидов, что является завершающим событием в ходе последовательно развивающегося гранитообразования. На позднем этапе оно также сопровождается формированием пегматитовых жил — согласных, заполняющих полости вдоль межслоевых поверхностей, и несколько запаздывающих — секущих, вы-

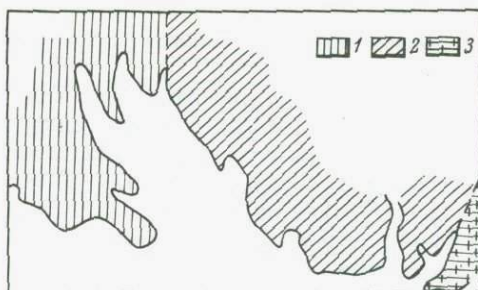


Рис. 47. Схема ультраметаморфизма.

1 – ультраметаморфизм в условиях наложенной амфиболитовой фации с реликтами гранулитовой; 2 – ультраметаморфизм в условиях гранулитовой фации с локальным наложением амфиболитовой; 3 – область развития метасоматических и интрузивных гранитоидов.

полняющих трещины разрыва в более или менее консолидированных породах.

По характеру ультраметаморфизма исследованную площадь можно разделить на три части (рис. 47). Одна из них занимает западную часть площади и смыкается с областью распространения беломорской серии; здесь преобладает ультраметаморфизм в условиях наложения амфиболитовой фации с редкими реликтами гранулитовой. На другой, простирающейся от губы Костарихи до Лов-губы, преобладает ультраметаморфизм гранулитовой фации с локальными зонами наложения амфиболитовой фации. Третья, наиболее восточная часть площади, представляет область развития гранитоидов умбинского комплекса, для которых вмещающими являются глиноземистые гнейсы, испытавшие метаморфизм гранулитовой фации. В основном она находится уже за пределами рассматриваемой территории. Однако некоторая ее часть вошла в сферу наших исследований. Остановимся в хронологической последовательности на всех типах гранитоидов, изначально в той или иной степени обязанных своим формированием процессам ультраметаморфизма.

Наиболее древним в ультраметаморфическом комплексе является жильный материал мигматизированных кристаллических сланцев и гнейсов, большей частью имеющий анатектическую природу.

#### Ж и л ь н ы й   м а т е р и а л м и г м а т и т о в   ( л е й к о с о м а ) .

Преобладающими типами мигматитов являются послойные и глыбовые (агматиты). Мигматизация проявлена повсеместно, однако количество жильного материала и состав его неодинаковы. Распределение жильного материала обычно подчинено наи-

более ослабленным зонам, какими, например, являются межпластовые поверхности, замковые части складок, разрывные нарушения вдоль их осевых плоскостей.

Если мигматизация является синкинематической (что наблюдается в большинстве случаев), характер распределения жильного материала в складчатых и разрывных структурах позволяет устанавливать последовательность (неоднократность) ее проявления. В области развития пород гранулитовой фации мы, естественно, уже не находим следов более ранней мигматизации, которая, вероятно, проявлялась на прогрессивном этапе при достижении условий амфиболитовой фации. Более высокие  $T$  и  $P$  гранулитовой фации создали новые минеральные ассоциации, а тектонические движения этого этапа подчинили распределение жильного материала новым структурам. В обратном же случае, когда условия гранулитовой фации сменяются более низкими  $T$ - $P$ , местами сохраняются реликтовые ассоциации гранулитовой фации, равно как и более ранние структурные направления, определявшие распределение жильного материала в условиях гранулитовой фации. В таких случаях удается наблюдать, как жильный материал мигматитов, формировавшийся уже в условиях амфиболитовой фации, использует новые структурные направления. Ниже мы продемонстрируем это некоторыми примерами.

В области метаморфизма гранулитовой фации состав жильного материала чаще всего отвечает эндербиту. В гиперстеновых гнейсах количество жильного материала невелико, что, по-видимому, связано с „сухостью“ этих пород. Значительно больше его в основных кристаллических сланцах, для которых наиболее типична минеральная ассоциация биотит-пироксен-амфибол-плаггиоклаз. Наибольшее же количество жильного материала характерно для гнейсов высокоглиноземистого состава, обычно богатых биотитом.

Во всех случаях жильный материал является лейкократовым. Фемическая часть его бывает представлена отчетливо плеохроирующим гиперстеном, буровато-зеленой роговой обманкой и (или) красновато-коричневым биотитом, салическая — олигоклазом и кварцем. В жильном материале высокоглиноземистых гнейсов обычно присутствует гранат. Состав как фемической, так и салической части жильного материала непосредственно связан с составом субстрата. В жильном материале присутствуют те же фемические минералы, что и в субстрате, а состав плаггиоклаза зависит от состава его во вмещающих породах. Так, в лейкосоме основных кристаллических сланцев плаггиоклаз всегда более богат анортитовой молекулой (35-40%), чем в лейкосоме гнейсов (25-32%).

Химический состав гранулитового жильного материала демонстрируется на примере обр. 306в в табл. 19 (меланосома-амфибол-двупироксен-плаггиоклазовый кристаллический сланец).

В области проявления метаморфизма амфиболитовой фации жильный материал мигматитов имеет состав амфиболового или биотит-амфиболового гранита и плаггиогранита; кроме того, он бывает представлен пегматитом, содержащим

Т а б л и ц а 19

Химический состав гранитоидов гранулитового комплекса

Окислы	306в	111а'	306-14	19а	20
$\text{SiO}_2$	69.58	74.17	71.91	71.68	70.62
$\text{TiO}_2$	0.56	0.18	0.35	0.21	0.25
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15.83	14.23	14.20	14.35	14.54
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	-	0.47	0.91	0.83	0.95
$\text{FeO}$	2.24	0.72	1.63	1.52	2.16
$\text{MnO}$	0.03	0.04	0.02	0.10	0.07
$\text{MgO}$	0.71	0.40	1.51	0.49	0.48
$\text{CaO}$	3.68	1.50	1.27	1.80	2.07
$\text{Na}_2\text{O}$	4.52	2.99	1.78	4.05	4.26
$\text{K}_2\text{O}$	0.91	4.82	4.83	4.19	3.49
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.11		0.12	0.06	0.08
$\text{H}_2\text{O}$	0.12		0.04	0.12	0.14
П.п.п.	1.05	0.28	1.40	0.31	0.34
Сумма	99.34	99.80	99.90	99.71	99.45
F, %	64.5	50.00	38.3	63.6	73.1
$\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ (в %)	0.20	1.60	2.71	1.03	0.81
$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ (в ат.коп.)	0.53	0.71	0.58	0.79	0.74
$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ (в %)	0.34	0.54	0.46	0.57	0.53

П р и м е ч а н и е. Обр. 306в - жильный материал, эндербит, о-в Паленый; 111а' - жильный материал, плагиомикроклиновый гранит, 0,5 км к северу от северо-восточного конца Трестозера; 306-14 - лейкократовый гранито-гнейс, о-в Паленый; 19а, 20 - чарнокито-гнейсы, западное побережье Ловгубы.

биотит или роговую обманку. Нередко в составе лейкосомы наблюдается более поздний гранат в виде мелких зерен или порфиробласт, однако при этом он не всегда присутствует в меланосоме. В участках проявления метаморфизма амфиболитовой фации лейкосома обнаруживает большую мобильность, нежели в породах гранулитовой фа-

ции. В таких участках количество ее возрастает. Наряду с послойными мигматитами и агматитами чаще формируются ветвистые мигматиты, в которых лейкосома в виде сети жил пересекает в разных направлениях кристаллизационную сланцеватость вмещающих пород. Структура лейкосомы в таких мобильных участках обычно гипидиоморфнозернистая с отчетливым идиоморфизмом плагиоклаза.

В основном именно на площади распространения пород амфиболитовой фации устанавливается неоднократность проявления мигматизации. В комплексе же гранулитовой фации фиксировать ее удается реже. В этом отношении весьма показательны структуры мигматитов, в которых более или менее гомогенизированный мобильный жильный материал гранитного состава со всеми признаками течения включает жесткие блоки уже ранее мигматизированных, часто смятых в мелкие складки, пород с резкими контактами.

Такие зоны мобилизации в разных пунктах имеют разную мощность — от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров. При значительном масштабе процесса эти структуры демонстрируют появление первых порций мобильных гранитоидов путем селективного плавления вмещающих гнейсов. На контакте мобильных зон с вмещающими их мигматитами ранней генерации нередко возникают зоны перекристаллизации и порфиروبластеза с крупными кристаллами плагиоклаза и биотита. Секущее положение зоны мобилизации по отношению к ранней структуре демонстрируется на рис. 48.

Сколовые и сдвиговые деформации поздних этапов, происходившие уже при наложении метаморфизма условий амфиболитовой фации, формировали новые пути проникновения мобильной лейкосомы, пересекавшие более ранние (рис. 49).

М е т а с о м а т и ч е с к и е  
г р а н и т о и д ы  
( г р а н и т о - г н е й с ы )

Наряду с селективным выплавлением наиболее лейкократовой кварц-полевошпатовой части породы в процессе ультраметаморфизма осуществляется  $K-Na$  и  $Si$  метасоматоз, ведущий к постепенному метасоматическому преобразованию гнейсово-сланцевого субстрата через породы промежуточного состава в породы гранитного ряда. Формирующийся при этом комплекс пород, традиционно именуемый гранито-гнейсовым, представляет собою гранитоидные породы варьирующего состава, большей частью с отчетливой кристаллизационной сланцеватостью, ориентировка которой совпадает с наблюдающейся в многочисленных скиалитах — реликтах гнейсов и кристаллических сланцев. Многие из них содержат лейкосому, т.е. ранее уже были мигматизированы. Местами выдержанная ориентировка темноцветных минералов нарушается появлением участков и зон мобилизации, аналогичных показанным выше, которые обычно приурочиваются к тектонически ослабленным зонам.



Рис. 48. Секущее положение зоны мобилизации по отношению к вмещающим гнейсам. Восточный берег Таргубы.

В зависимости от метаморфической фации, в условиях которой протекает метасоматическая гранитизация, сохраняющиеся темноцветные минералы представлены гиперстеном (в чарнокито-гнейсах), роговой обманкой, гранатом или биотитом соответствующего состава в переменных количественных соотношениях. Лейкократовая часть, всегда преобладающая в породе, представлена олигоклазом, микроклин-пертитом или решетчатым микроклином и кварцем. Преобразование исходного субстрата более основного состава происходит путем резорбции темноцветных минералов, появления кварца или возрастания его количества, понижения основности плагиоклаза и увеличения его содержания при межгранулярном или порфиробластическом развитии калиевого полевого шпата.

Структура гранито-гнейсов обычно неравномернозернистая, гранобластовая, участками порфиробластовая или гипидиоморфнозернистая. Химический состав гранито-гнейсов приведен в табл. 19.

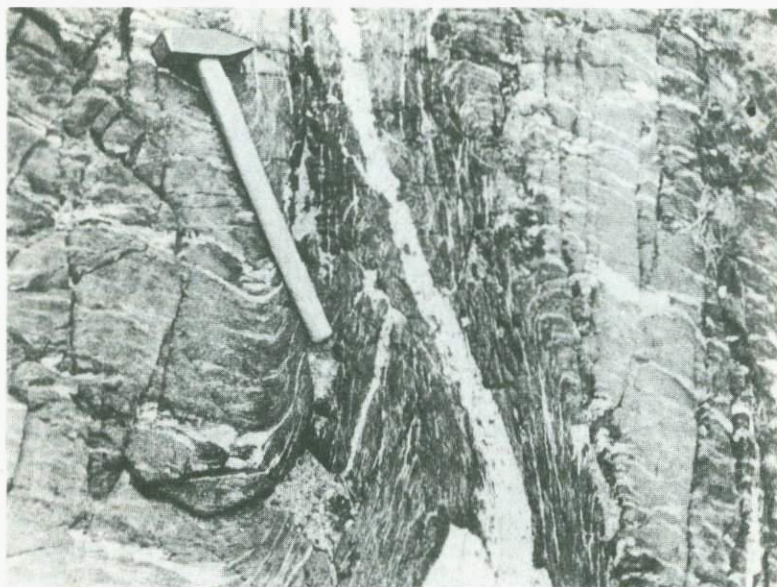


Рис. 49. Пересечение ранних послойных мигматитов зоной сколовых деформаций, использованной жильным материалом поздней генерации. Южная часть западного берега губы Западной Порей.

С развитием  $K-Na$  метасоматоза связан также полевошпатовый порфиробластез. Он проявляется в кристаллизации одиночных порфиробласт полевых шпатов или возникновении порфиробластических структур, а также в формировании зон полевошпатового порфиробластеза. Цепочки одиночных порфиробласт, разрастаясь, местами превращаются в мощную полосу полевошпатового состава, имеющую вид пегматитовой жилы.

Нередко зоны полевошпатового порфиробластеза имеют сложную конфигурацию. От главной зоны, приуроченной к тектоническому нарушению, отходит ветвящаяся сеть более мелких зон. Такой характер порфиробластеза с соответствующими минеральными ассоциациями проявляется в области ультраметаморфизма как амфиболитовой, так и гранулитовой фации. Типичная картина наблюдается, например, на восточном берегу восточного мыса Таргубы против небольшого безымянного островка. Здесь силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы секутся субширотной зоной плагиоклазового порфиробластеза. По реликтам гиперстена в биотит-кварц-плагиоклазовом агрегате можно заключить, что порфиробластез осуществлялся в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

Обращаясь к составу ультраметаморфогенных гранитоидов, надо сказать, что количество анализированных образцов (табл. 19) недостаточно для широких обобщений. Приведенные пять анализов показывают лишь, что в данном случае вариации в содержании  $SiO_2$

в жильном материале и гранито-гнейсах гранулитовой и амфиболитовой фаций незначительны. Для гранитоидов гранулитовой фации отмечены более высокая железистость и более низкая величина отношения  $K_2O/Na_2O$ . По величине отношения  $(K_2O + Na_2O) : Al_2O_3$ , являющегося показателем щелочности, граниты верхней толщи (блок III) более щелочные, чем граниты блока II – при расчете в атомных количествах эта величина равна 0,75 против 0,55.

В отношении метасоматической гранитизации необходимо отметить неодинаковый масштаб этого процесса в разных частях исследованной площади. Метасоматическую фельдшпатизацию в небольшой степени (например, слабое межгранулярное развитие калиевого полевого шпата) можно наблюдать в шлифах почти повсеместно.

Для западной части рассматриваемого района характерны полосы, зоны и неправильной формы участки метасоматических гранитоидов (гранито-гнейсов) сравнительно небольшой мощности. Здесь ширина их измеряется несколькими десятками метров. В восточной части района гранито-гнейсы занимают более обширные участки, однако лишь один из них мог быть показан в масштабе карты.

В отличие от других регионов развития древнейших гранитизированных комплексов здесь, в зоне Лапландского глубинного разлома, отсутствуют обширные поля гранито-гнейсов. Это, по-видимому, связано с определенной спецификой тектонических условий. Становление разлома уже на ранних этапах сопровождалось многочисленными разрывными нарушениями, которые были использованы магмами основного и ультраосновного состава, что нашло свое отражение в широком развитии основных и ультраосновных ортоподов. Последующие деформации – сжатая складчатость, формирование довольно крутых чешуеобразных пластин, надвигание восточного блока в западном направлении и длительные вертикальные перемещения блоков – не способствовали широкому развитию медленно протекающей метасоматической гранитизации, которой благоприятствует более спокойная тектоническая обстановка. С другой стороны, многочисленные тектонически ослабленные зоны, разрывные нарушения, разломы и участки их пересечений являлись благоприятными путями для внедрения гранитоидных магм, количество которых возрастает с удалением от осевой зоны Лапландского разлома.

### Магматические гранитоиды

На исследованной территории магматические граниты представлены эндербитами и лейкократовыми порфиридовидными гранитами, входящими в состав умбинского гранитоидного комплекса, а также субщелочными роговообманковыми гранитами. Хотя главная часть умбинского комплекса расположена за пределами рассматриваемой территории, слагающие его породы представляют существенное звено в цепи процессов гранитообразования

всего региона; поэтому кратко отметим главные черты его строения и состава.

Многочисленные геологи, проводившие исследования в районе развития умбинского гранитоидного комплекса, высказывали разные взгляды на его происхождение. Так, например, Р.З. Левковский (1970, 1975), детально изучавший геологию и петрологию умбинского комплекса, рассматривал его как полицентрический интрузивный массив, сформировавшийся в результате многократного внедрения магмы по системе кольцевых и конических разломов, а затем дальнейших метасоматических преобразований. Он выделял три этапа плутонизма, каждый из которых включает несколько интрузивных фаз. Н.Ф. Шинкарев (1972) отнес умбинские гранитоиды к типу комплексов рапакиви и считал, что массив сформировался в три интрузивные фазы. А.Н. Виноградов и Г.В. Виноградова (1975) рассматривают умбинский гранитоидный комплекс как многофазный плутон с концентрически-зональным строением, сформировавшийся в течение трех этапов: 1-й этап – кварцевые диориты и монцодиориты эндербитовой серии, 2-й этап – гранодиориты и тоналиты чарнокитовой серии, 3-й этап – плагиомикроклиновые граниты, лейкократовые граниты и адамеллиты.

Умбинский гранитоидный комплекс, занимающий видимую площадь около 900 кв.км, а с учетом скрытой части – около 3000 кв.км, приурочен к Северо-Кандалакшской зоне разломов северо-западного простирания, ограничивающей с северо-востока Кандалакшский грабен. Эта тектонически активная зона служила благоприятным путем проникновения магмы.

Из пород этого комплекса в пределах исследованной нами площади находится часть массива эндербитов и небольшие тела порфировидных гранитов.

### Э н д е р б и т ы

В исследованном районе эндербиты слагают Островский массив, западная часть которого закартирована нами в полосе между Пильской и Островской губами (рис. 50). Массив продолжается на восток, где ограничивается Панской губой. Вмещающими породами являются высокоглиноземистые гнейсы III блока, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации. Массив располагается в ядре небольшой синклинали складки, осложняющей крупную Порьегубско-Умбинскую синклиналиную структуру.

Эндербиты отчетливо гнейсовидны, но трахитоидность проявлена нечетко. Гнейсовидность согласна с кристаллизационной сланцеватостью вмещающих биотит-гранатовых и гранат-силлиманитовых гнейсов. В северо-восточной и восточной частях массива она падает на запад и юго-запад, в западной и юго-западной частях – на восток и северо-восток; углы падения варьируют от 10 до 35°, в северной части массива они более крутые. Гнейсовидность местами подчеркивается линзовидными меланократовыми шширами.

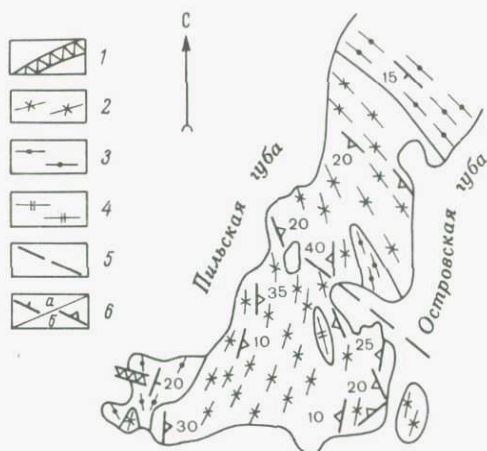


Рис. 50. Схематическая геологическая карточка западной части Островского массива эндробитов. Составила М.Д. Крылова.

1 - дайка лампрофира, 2 - эндробиты, 3 - биотит-силлиманит-гранатовые гнейсы, 4 - гиперстеновые гнейсы, 5 - разломы, 6 - плоскостные структуры в гнейсах (а) и гранитоидах (б).

Структура массива представляется в виде пологовогнутой слабо наклоненной к югу пластины. С востока к эндробитам Островского массива примыкает зона чарнокитов умбинского комплекса. Эндробиты инъецируют гнейсы и содержат их ксенолиты, перекристаллизованные и ороговикованные. По составу среди эндробитов преобладающими являются гиперстеновые кварцевые диориты. Хотя часть эндробитов является в сущности породами уже среднего состава, их тесная генетическая и пространственная связь, нахождение в одном интрузивном массиве заставляют рассматривать всю серию совместно. В табл. 20 дан состав эндробитов Островского массива по пяти анализам из коллекций разных авторов (Виноградов, Виноградова, 1975).

В фемической части породы присутствуют гиперстен, амфиболы, биотит, реже - гранат, диопсид, в сумме составляющие 8-10 об.%, а силикатная часть состоит в основном из плагиоклаза № 35-40 (55-60%), обычно с многочисленными антипертитовыми вростками, калиевого полевого шпата - микроклин-микропертита (14-18%) и кварца (15%). Из аксессуарных минералов преобладающим является магнетит, обычно присутствуют апатит, ильменит, пирит, циркон, редко - монацит.

По составу ромбические пироксены эндробита отвечают нормальному гиперстену, содержание  $Al$  невысокое. Гиперстен резко плеохроитует от светло-зеленого по  $Ng$  до розового по  $Np$ . В зонах нарушений он замещается почти бесцветным амфиболом (актинолитом), диопсидом или биотитом.

Т а б л и ц а 20

Химический состав эндербитов Островского массива

Окислы	Интервал содержания		Среднее (из 5)
	от	до	
$\text{SiO}_2$	57.59	65.05	61.86
$\text{TiO}_2$	0.58	1.04	0.77
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15.43	20.30	17.20
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	1.22	2.72	1.79
$\text{FeO}$	3.21	4.73	3.85
$\text{MnO}$	0.05	0.08	0.07
$\text{MgO}$	1.18	3.72	2.49
$\text{CaO}$	3.51	5.35	4.21
$\text{Na}_2\text{O}$	3.30	3.82	3.65
$\text{K}_2\text{O}$	2.10	3.20	2.67
$\text{H}_2\text{O}^+$	0.94	2.02	1.35
$\text{H}_2\text{O}^-$	0.09	0.24	0.14
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.02	0.23	0.13
Сумма	-	-	100.28

Амфиболы представлены гастингситом и актинолитом. Гастингсит отчетливо плеохроирует по схеме: *Ng* – темно-зеленый, голубовато-зеленый, *Nm* – буровато-зеленый, *Np* – светло-коричневый до желтого. Гастингсит Островского массива отличается повышенным содержанием *Ti*. Актинолит развивается как вторичный минерал.

Биотиты эндербитов характеризуются средней железистостью, значительно более низкой, чем биотиты чарнокитов, но более высокой, чем биотиты метаморфических пород. От последних эти биотиты отличаются и более высоким содержанием *Ti* (табл. 21). По составу они принадлежат истонит-сидерофиллитовой серии; содержание сидерофиллитового компонента более низкое, чем в биотитах чарнокитов. При широких вариациях глиноземистости биотиты эндербитов характеризуются в целом более низкими ее значениями, нежели в чарнокитах (12.2–14.8%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  против 14.8–18.6%).

Гранат редко встречается в эндербитах. Его показатель преломления в обр. 82 коллекции А.Н. Виноградова из Островского массива равен 1,777, что по нашей кривой (рис. 26) отвечает железистости  $F = 55\text{--}60\%$ . Это значительно ниже железистости гранатов из чарнокитов – 78–83%.

#### Л е й к о к р а т о в ы е п о р ф и р о в и д н ы е г р а н и т ы

В виде небольших интрузивных тел порфиroidные граниты встречены только в восточной части района среди биотит-силлиманит-гранатовых гнейсов III блока. Небольшие массивы их не-

Т а б л и ц а 21

Химический состав фемических минералов  
Островского массива эндербитов

Окислы	Гиперстены		Биотиты		Гастингсит
	82	Л-72	82	Л-72	82
SiO <sub>2</sub>	51.27	50.48	36.70	35.62	41.06
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.23	5.10	5.15	3.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.99	2.67	12.81	14.14	11.53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.12	1.80	2.11	2.32	5.50
FeO	21.63	27.35	18.75	17.75	11.64
MnO	0.61	0.84	0.14	0.21	0.20
MgO	19.89	15.10	11.20	11.70	10.74
CaO	0.91	0.88	0.56	0.69	10.08
Na <sub>2</sub> O	0.08	-	0.17	0.08	1.52
K <sub>2</sub> O	0.06	-	8.50	8.86	2.13
H <sub>2</sub> O	0.68	0.40	3.60	3.50	1.69
П.п.п.	0.27				0.36
					0.23
Сумма	99.62	99.75	99.64	100.02	100.47
Np	1.896				1.873
Nm	1.709		1.623-1.635		1.683
Ng	1.712				1.690
F, %	37.9	50.3	48.4	46.0	37.8

П р и м е ч а н и е. Обр.82 - коллекции А.Н.Виноградова и Г.В.Виноградовой, Л-72 - Р.З.Левковского. Анализ обр.82 выполнен в Геологическом институте Кольского фил.АН СССР. Анализы взяты из работы А.Н.Виноградова и Г.В.Виноградовой (1975).

сколько удлинены по общему северо-западному направлению прости-  
рания плоскостей кристаллизационной сланцеватости вмещающих  
гнейсов, однако четко выраженные директивные структуры отсутст-  
вуют. Местами ориентировкой кристаллов калиевого полевого шпата  
слабо проявлена трахитоидность. Кое-где наблюдается неравномер-  
ное распределение более крупных кристаллов калиевого полевого  
шпата, создающее впечатление расслоенности.

По геологическому положению и отношению к деформациям эти  
граниты являются поздне-посторогенными, проникавшими вдоль по-  
верхностей отслоения в породы метаморфического комплекса. Вме-  
сте с вмещающими гнейсами граниты испытывают позднейший бла-  
стокатаклиз или бластомилонитизацию.

Структура гранитов порфировидная с неравномернозернистой ал-  
лотриоморфнозернистой структурой основной массы, обычно со сле-  
дами бластокатакклаза. По геологическому положению, некоторым  
элементам структуры и петрографическому составу эти граниты

близки к порфировидным плагиомикроклиновым гранитам умбинского комплекса. Это дает основание считать и по химическому составу эти граниты близкими. Средний (из 7 проб) состав соответствующих гранитов из умбинского комплекса следующий (в %):  $SiO_2$  - 72.61,  $TiO_2$  - 0.28,  $Al_2O_3$  - 13.49,  $Fe_2O_3$  - 0.78;  $FeO$  - 1.97,  $MnO$  - 0.05,  $MgO$  - 0.62,  $CaO$  - 1.26,  $Na_2O$  - 2.70,  $K_2O$  - 5.14,  $H_2O^+$  - 0.72,  $H_2O^-$  - 0.14,  $P_2O_5$  - 0.12; сумма - 99.88 (Виноградов, Виноградова, 1975).

Вкрапленники представлены микроклином, реже и более мелкие - плагиоклазом. Последний содержит 30-40% анортита; поздние генерации являются более кислыми, вплоть до альбита, развивающегося по краям зерен.

Темноцветным минералом является биотит, плеохроирующий от красновато-коричневого по  $Ng$  до светло-желтого по  $Np$ . Показатель преломления  $Ng = Nm$  варьирует от 1.640 до 1.652. Если судить по пяти химическим анализам биотита из аналогичных гранитов района Умбы, железистость его составляет 63.4-68.6%, содержание  $TiO_2$  варьирует от 2.80 до 3.45%.

### С у б щ е л о ч н ы е р о г о в о о б м а н к о в ы е г р а н и т ы

На Кольском полуострове щелочные и субщелочные граниты в преобладающей массе залегают среди гнейсов и кристаллических сланцев амфиболитовой фации метаморфизма. Внедрение их в породы гранулитовой фации, как это имеет место в исследованном районе, считается более редким явлением. Учитывая мощность прорываемых этими гранитами в разных районах толщ и возможные глубины эрозии, предполагается, что становление этих гранитов происходило в широком интервале глубин - от 4 до 15 км. Соответственно на разных уровнях становления состав интрузивных тел меняется.

В нижнем структурном этаже, к которому относится Порьегубский гранулитовый пояс, преобладают лепидомелан-феррогастингситовые гранодиориты, граниты и граносиениты. Для массивов же, находящихся среди пород амфиболитовой фации среднего структурного этажа, наиболее обычны эгирин-арфедсонитовые и феррогастингситовые граниты с эгирин-авгитом (Батиева, 1976).

В рассматриваемом районе субщелочные роговообманковые граниты являются наиболее поздними в магматическом гранитоидном комплексе. По наблюдениям Р.З.Левковского, картировавшего Умбинский массив, породы его прорываются субщелочными роговообманковыми гранитами. На исследованной нами площади они образуют небольшие интрузивные тела и дайки, преимущественно в центральной части зоны развития гранулитового комплекса - на островах и берегах губ Западной Порьей и Шушпанихи. Контакты гранитов с вмещающими породами резкие. Характерно образование эруптивных

брекчий с угловатыми обломками вмещающих пород – чаще кристаллических сланцев основного состава. В ряде случаев от небольшого гранитного тела отходит сеть послонных инъекций, вдоль которых вмещающие кристаллические сланцы подвергаются интенсивной амфиболитизации.

Для рассматриваемых гранитов характерны плоскостные структуры, выраженные чередованием более меланократовых и более лейкократовых слоев, гнейсовидная текстура и линейная ориентировка темноцветных минералов. Интрузивные тела и дайки выполняют трещины разрыва и скалывания, осложняющие более крупные разломные зоны. Мощность тел и даек варьирует от 1 до 100 м. В большинстве случаев наблюдается конформность тел со структурами вмещающих пород, реже имеет место секущее положение их по отношению к кристаллизационной сланцеватости метаморфического комплекса. Нередко дайки имеют резко выраженную гнейсовидность, что, вероятно, объясняется вдавливанием в соответствующие полости вязкого, уже частично раскристаллизованного расплава. Вместе с тем более поздние пегматитовые жилы, связанные с этим же комплексом, гнейсовидности лишены.

Как отмечалось выше, состав рассматриваемых гранитоидов варьирует от гранодиорита до граносиенита. Чаще встречаются равнозернистые розовые граниты с гипидиоморфнозернистой, реже гранобластовой и катакlastической структурой. Полевовшпатовая часть составляет около 60% объема породы. Она представлена микроклин–пертитом с соотношением  $K$  и  $Na$  компонентов близким 1:1 и плагиоклазом (часто антипертитовым), состав которого колеблется от № 5 до № 30.

Характерными темноцветными минералами являются субщелочная роговая обманка – феррогастингсит, лепидомелан, иногда наблюдается примесь эгирина–авгита. Феррогастингсит образует удлиненные призматические кристаллы с „изрезанными“ контурами, часто образующие скопления, ориентировка которых обуславливает гнейсовидность. Характерен плеохроизм по схеме:  $N_g$  – темно-зеленый,  $N_m$  – синие-зеленый,  $N_p$  – желтовато-зеленый. Феррогастингсит из гранита о-ва Медвежьего характеризуется следующими показателями преломления:  $N_g = 1.728$ ,  $N_p = 1.709$ . В других пунктах распространения субщелочных и щелочных гранитов в составе их отмечаются также арфведсонит, катофорит, рибекит и кроссит (Батиева, 1976).

Лепидомелан – высокожелезистый биотит – является другим главным темноцветным минералом. Помимо индивидуальных зерен, развивается также по феррогастингситу. Для него характерен очень резкий плеохроизм от темно- или буро-зеленого по  $N_g$  до светло-зеленого по  $N_p$  и высокие показатели преломления, свойственные высокожелезистым разновидностям.

Очень характерен в субщелочных гранитах набор аксессуарных минералов: сфен, апатит, монацит, ортит, циркон, флюорит, реже рутил; из рудных минералов преобладают магнетит, затем ильменит, реже – сульфиды.

Т а б л и ц а 22

Химический состав феррогастингсита и лепидомелана из субщелочного гранита

Окислы	Феррогастингсит	Лепидомелан	Окислы	Феррогастингсит	Лепидомелан
SiO <sub>2</sub>	37.72	35.18	Na <sub>2</sub> O	1.43	0.16
TiO <sub>2</sub>	1.09	2.14	K <sub>2</sub> O	3.63	7.78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.15	14.14	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.27	1.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.81	8.85	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.83	4.22
FeO	23.42	22.59	F	0.56	0.52
MnO	0.76	0.58	Сумма	100.23	99.76
MgO	2.59	1.96	Ng	1.720-	1.677-
CaO	7.20	0.60		1.722	1.684
			Np	1.698-	1.606-
				1.704	1.609
			F, %	87	90
			f <sub>0</sub> , %	25	26

П р и м е ч а н и е. Анализы из работы И.Д.Батиевой (1976). Оба образца - из Канозерского массива, заключенного в гранулитовом комплексе к северо-востоку от рассматриваемого района. В лепидомелане обнаружены также: Li<sub>2</sub>O - 0.41%, Rb<sub>2</sub>O - 0.13, Cs<sub>2</sub>O - 0.01, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> - 0.32%.

Химический состав лепидомелан-гастингситового гранита (среднее из 5 анализов), заимствованный из работы И.Д.Батиевой (1976), следующий (в %): SiO<sub>2</sub> - 70.44, TiO<sub>2</sub> - 0.50, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 12.34, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 3.20, FeO - 2.50, MnO - 0.11, MgO - 0.26, CaO - 1.64, Na<sub>2</sub>O - 3.39, K<sub>2</sub>O - 4.61, F = 93%, f<sub>0</sub> = 53%. Характерными особенностями состава этих гранитов являются очень высокая железистость (F), высокая степень окисленности железа (f<sub>0</sub>), низкое содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и повышенная щелочность

$\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3} = 85.6\%$  (среднее из 5). Представление о химическом составе феррогастингсита и лепидомелана дает табл.22.

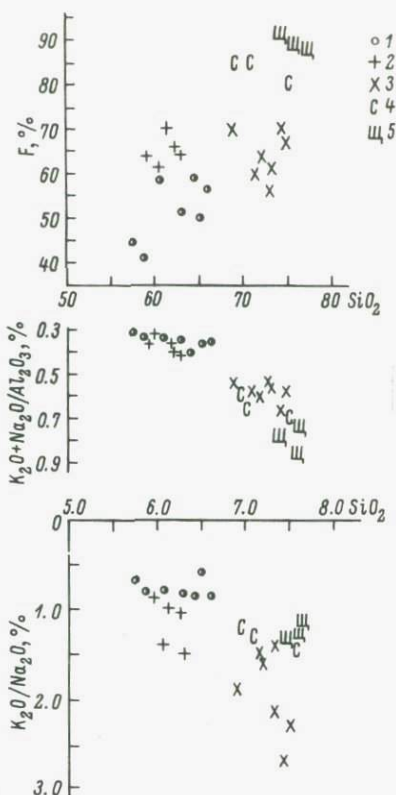
Заканчивая рассмотрение магматических гранитоидов, проследим изменения их составов в ходе геологического развития региона, вмещающего эти гранитоиды. Для этого используем несколько видоизмененную диаграмму, предложенную Д.А.Великославинским (1973) для сопоставления рапакиви и рапакивиобразных гранитов Балтийского щита. На диаграмме (рис.51) видно, что начиная с раннепротерозойских гранитоидов эндербито-чарнокитовой серии через порфировидные граниты к субщелочным и далее - к щелочным палеозойским гранитам платформенного типа наблюдается определенная эволюция их состава. Она выражается в последовательном возрастании железистости, которая находится в прямой связи с содержанием SiO<sub>2</sub>

Рис. 51. Эволюция составов магматических гранитоидов в ходе геологического развития.

1 - эндербиты, 2 - чарнокиты, 3 - порфириовидные граниты, 4 - субщелочные роговообманковые граниты (каждая точка - среднее из четырех), 5 - щелочные граниты (каждая точка - среднее из семи). Для 4 и 5 использованы данные анализов из книги И.Д. Батиевой (1976).

и в увеличении общей щелочности.  $K/N_{\alpha}$  отношение также в этом ряду возрастает; что же касается части порфириовидных гранитов, то высокой величиной этого отношения они выбиваются из ряда, что, вероятно, связано с проявлением  $K$ -метасоматоза.

Все эти гранитоиды имеют глубинное происхождение, приурочены к зонам тектонических нарушений и, возможно, являются дифференциатами одной исходной магмы. Формирование гранитоидов того или иного состава в значительной степени определяется тектоническими условиями их становления. От гранитоидов эндербито-чарнокитовой серии к субщелочным роговообманковым гранитам становление массивов шло в условиях усиливающейся консолидации всего блока. Собственно щелочные граниты формировались в условиях длительного тектонического покоя, что создавало благоприятную обстановку для наиболее полной дифференциации магмы.



В настоящее время накопилось большое количество данных, свидетельствующих о том, что для глубокометаморфизованных пород, прошедших длительную геологическую историю, результаты одних химических анализов недостаточны для корреляций и выявления геохимических различий пород и минералов, возникавших в различных геологических обстановках. Поэтому в настоящей главе рассматриваются результаты спектральных анализов, дающие важную дополнительную информацию о специфике концентраций и распределения тех или иных малых элементов в породах и минералах, формировавшихся на разных этапах геологической истории. Легко согласиться с замечанием известного канадского геохимика Д. Шоу (1969): „Чем ниже содержание, тем интереснее элемент“ (с.167).

Приведенные в настоящей работе геохимические данные по лапландскому гранулитовому комплексу представляют часть результатов изучения геохимии гранулитовых комплексов докембрия, выполнявшегося автором по ряду регионов. По некоторым породам и минералам лапландского комплекса еще не накоплено большого количества анализов, в ряде случаев данные бывают неравноценны. Однако уже сейчас результаты выполненных определений содержания 10 (в некоторых случаях - 14) малых элементов в 106 валовых пробах и в 180 минералах позволяют сделать ряд принципиальных заключений, касающихся природы пород и характера проявившихся в них процессов.

В части проб спектральным анализом были определены содержания  $Ti$  и  $Mn$ , поэтому они вошли в рассмотрение вместе с другими элементами, хотя в ряде случаев, например в породах, биотитах и амфиболах, они должны быть отнесены к петрогенным элементам.

Микроэлементы в минералах и валовой пробе определялись спектральным количественным анализом по методу трех эталонов (Галибин, 1974). Все элементы в минералах и породе определялись одновременно из одной навески. Анализ производился по эталонам, приготовленным на основе соответствующих минералов и пород, на спектрографе ДФС-8. Среднеарифметическая ошибка анализа на  $Ba$ ,  $Mn$  и  $Cu$  равна 15-20%, ошибка определения остальных элементов - 10-15%. Чувствительность определений (в г/т):  $Ba$ ,  $Mn$  - 100,  $Ti$  - 50,  $Nb$  - 30,  $Y$  - 20,  $Ni$ ,  $Cr$ ,  $V$ ,  $Co$ ,  $Zr$  - 10,  $Sc$  - 4,  $Yb$ ,  $Cu$  - 1,  $Be$  - 1.

Метаморфизованные ортопороды основного и ультраосновного состава включают метагаббро-лабрадориты, метагабброиды и метапироксениты – породы, геологическое положение которых (наличие рвущих контактов, апофиз, ксенолитов, а также петрохимическая характеристика) указывают на их магматогенную природу. В табл. 23 приводится обобщенное содержание ряда малых элементов для всех ортопород в целом. Их общей чертой являются максимальные сравнительно с другими породами содержания Cr, Ni, Co (до 2500, 500 и 140 г/т соответственно) – элементов, находящихся в прямой зависимости от содержаний Mg и Fe<sup>2+</sup>, и низкие концентрации Zr (в среднем 45 г/т) – элемента, накопление которого наиболее характерно для щелочных и кислых составов поздних этапов.

Внутри этой группы ортопород имеются и свои особенности. Так, в метапироксенитах отмечены максимальные содержания Cr и Ni; для метагаббролабрадоритов наряду с повышенными содержаниями Cr и Ni повышена также концентрация Cu, но ни в одном анализе не обнаружены Be, Y и Yb. В метагабброидах, в которых в процессе метаморфизма возникает обычно большое количество граната, несколько снижаются содержания Ni и Cr, но растет концентрация V, носителем которого главным образом является гранат. Но этой же причине здесь отмечается вхождение Y и тесно связанного с ним Yb. Сразу следует подчеркнуть, что высокие содержания Cr и Ni – характерная геохимическая черта основных магматогенных пород и их минералов – в комплексах глубокого метаморфизма или при неоднократной перекристаллизации обычно несколько сокращаются.

В кристаллических сланцах основного состава по содержанию ряда малых элементов наблюдается довольно пестрая картина (табл. 23), что объясняется разнообразием первичного состава исходного материала. Наличие пород, неоднородных по своей природе, делается очевидным при рассмотрении вариаций концентраций Ni, Cr, Ti, Cu, Sc и Zr. Наиболее высокие содержания первых пяти элементов характерны для кристаллических сланцев, имеющих ортоприроду. Такие разновидности сланцев преобладают. Минимальные концентрации этих элементов или указывают на параприроду сланцев, или отражают позднейшие метасоматические процессы. Количество же Zr, концентрирующегося главным образом в цирконе, содержание которого резко падает в основных магматогенных породах, но всегда достаточно высоко в парапородах, а также в метасоматитах и других образованиях щелочного и кислого состава, в ортосланцах обычно не бывает высоким.

Поскольку среди кристаллических сланцев основного состава преобладают именно имеющие магматогенную природу, представляет интерес использование геохимических данных для восстановления

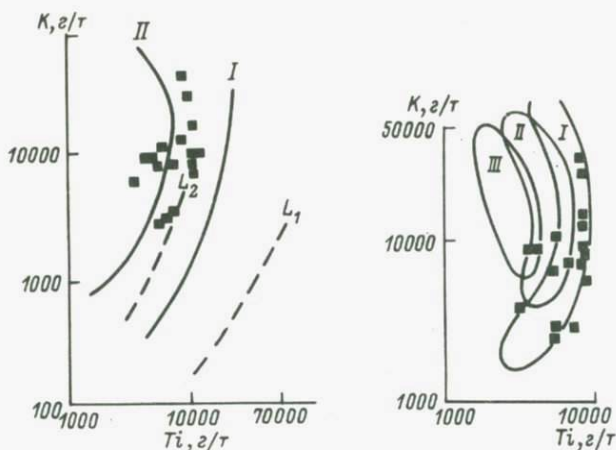


Рис. 52. Кристаллические сланцы основного состава гранулитового комплекса на диаграмме  $Ti - K$ .

Тренды: I - океанических базальтов, II - базальтов островных дуг,  $L_1$  и  $L_2$  - "морских" и континентальных базальтов Луны (по Б.Г. Лутцу, 1980).

Рис. 53. Кристаллические сланцы основного состава гранулитового комплекса на диаграмме  $Ti - K$  для вулканических пород островных дуг.

Поля: I - базальтов, II - андезитов, III - дацитов.

геотектонических режимов, в которых проявлялась магматическая (или вулканическая) активность и формировались породы, которые в настоящее время представлены разнообразными кристаллическими сланцами.

С этой точки зрения заслуживает внимания метод, предложенный Б.Г.Лутцем (1980), который использовал огромный фактический материал по составам магматогенных пород фанерозоя, формировавшихся в различных геологических обстановках. Этот метод основан на сравнительном анализе содержаний химических элементов в породах океанов, континентальных окраин и островных дуг с привлечением геохимических диаграмм распределения литофильных элементов.

Рассмотрим составы кристаллических сланцев с использованием ряда диаграмм, предложенных Б.Г.Лутцем. При этом автор представляет себе, что такое сопоставление не лишено некоторой условности, поскольку мы имеем дело с породами, претерпевшими метаморфизм гранулитовой фации, в которых в подавляющем большинстве случаев не сохранилось реликтовых структур и текстур.

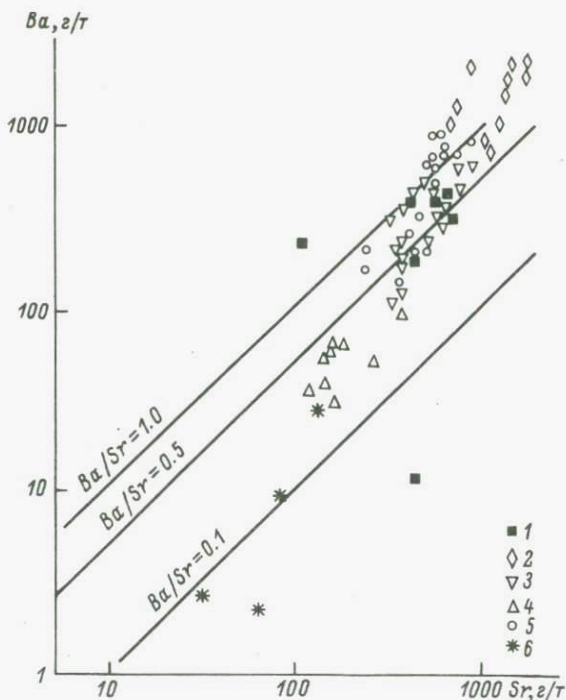


Рис.54. Кристаллические сланцы основного состава гранулитового комплекса (1) на диаграмме Sr-Ba для вулканических пород островных дуг.

Нанесены по Лутцу: 2 - щелочные базальты, 3 - известково-щелочные базальты, 4 - толеиты, 5 - андезиты, 6 - ультраосновные лавы.

На диаграмме Ti-K (рис.52) составы основных кристаллических сланцев гранулитового комплекса рассеиваются вдоль линии тренда базальтов островных дуг, резко отличного от океанического тренда. Для островодужных базальтов характерны менее титанистые составы, количество  $TiO_2$  в них не превышает 1.2%. Среднее же содержание  $TiO_2$  в кристаллических сланцах по 17 анализам (табл. 1) составляет 0.77%. Интересно, что составы базальтов Луны, нанесенные на эту диаграмму (Лутц, 1980), также разделяются на два тренда, заметно различающиеся по титанистости. Рассматриваемые нами составы сланцев близки к низкотитановому тренду, отвечающему „континентальным“ лунным базальтам. Часть составов на диаграмме падает в поле андезитов (рис.53), что дает основание предполагать существование и таких исходных пород.

Показательна диаграмма Sr - Ba, на которой базальты островных дуг имеют корреляционный тренд. Вдоль него в определенной последовательности, отвечающей возрастанию щелочности (увеличение содержаний Sr и Ba), располагаются в нижней части ультраоснов-

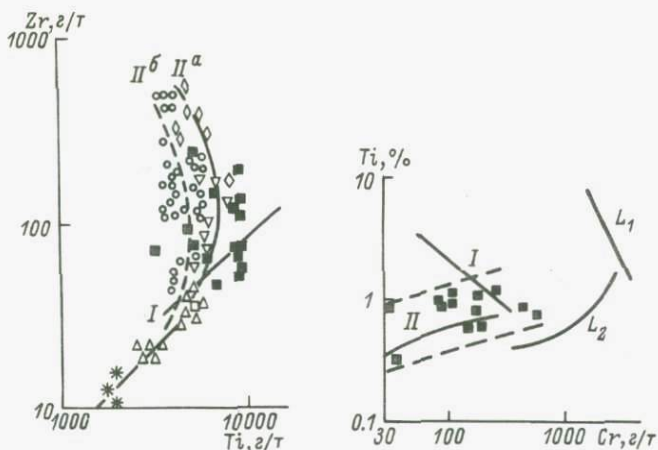


Рис. 55. Кристаллические сланцы основного состава гранулитового комплекса на диаграмме  $Ti - Zr$  для вулканических пород островных дуг и активных континентальных окраин.

Условные обозначения см. рис. 54: IIа - главный тренд базальтов, IIб - усредненный тренд для андезитов (по Б.Г.Лутцу).

Рис. 56. Кристаллические сланцы основного состава гранулитового комплекса на диаграмме  $Ti - Cr$ .

Тренды: I - океанических базальтов, II - базальтов островных дуг;  $L_1$  и  $L_2$  - "морских" и "континентальных" базальтов Луны (по Лутцу). Штрихами отмечено коррелятивное поле  $Ti - Cr$  для кристаллических сланцев гранулитового комплекса.

ные лавы геосинклиналей, затем толеиты, известково-щелочные базальты, андезиты и, наконец, наиболее богатые  $Ba$  щелочные базальты. Кристаллические сланцы рассматриваемого нами гранулитового комплекса, для которых имеются определения  $Ba$  и  $Sr$ , попадают в область известково-щелочных базальтов и андезитов (рис. 54).

Различие океанических и островодужных базальтов хорошо видно на диаграмме  $Zr - Ti$ . Здесь точки составов кристаллических сланцев гранулитового комплекса также приурочены к тренду вулкаников островных дуг (рис. 55).

На другом примере, демонстрирующем резкое различие двух типов вулкаников - диаграмме  $Ti - Cr$  (рис. 56), составы кристаллических сланцев лапландского гранулитового комплекса формируют поле (очерченное штрихами), которое также повторяет тренд вулкаников именно островных дуг. Тренд же океанических базальтов имеет обратный наклон. Б.Г.Лутцем показано, что распределение  $Cr$  и  $Ti$  в "морских" и "континентальных" базальтах Луны и в этом случае идентично земному.

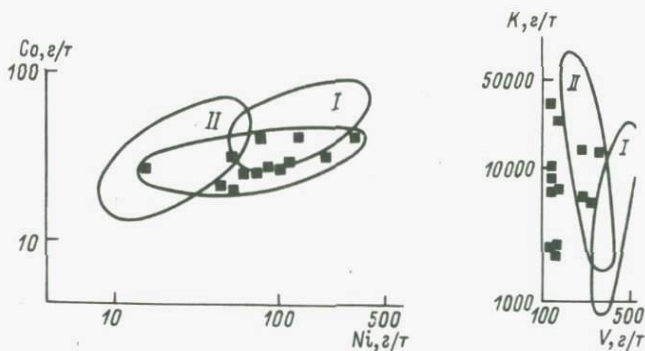


Рис. 57. Диаграмма Co-Ni для кристаллических сланцев основного состава.

Рассматриваемые составы перекрывают поле базальтов океанов (I), поле базальтов островных дуг (II) и выходят в поле неопределенности.

Рис. 58. Диаграмма K-V.

I - поле океанических базальтов, II - поле базальтов островных дуг.

Картину, несколько отклоняющуюся от приведенных ранее, дает диаграмма Co-Ni (рис. 57), где составы рассматриваемых сланцев частично ложатся за пределами обоих полей, т.е. при той же никеленосности эти сланцы содержат меньше Co, чем основные вулканы как островных дуг, так и океанов.

Наконец, приведем диаграмму K-V с двумя полями, имеющими противоположные наклоны. И в этом случае сланцы гранулитового комплекса тяготеют к полю и тренду островных дуг (рис. 58).

Таким образом, сопоставление составов основных кристаллических сланцев гранулитового комплекса по распределению ряда малых элементов с океаническими и континентальными основными вулканидами обнаруживает наибольшее сходство их с основными вулканидами островных дуг, а вулканические серии островных дуг и активных континентальных окраин имеют геосинклинальную природу и резко отличаются от магматических пород океанов. Исходя из выявленного сходства, можно предполагать и соответствующий механизм генерации магмы.

Рассмотрение составов пород на петрохимической диаграмме Н.Л. Добрецова (см. гл. II) или на геохимических диаграммах Б.Г. Лутца показывает, что ни в одном случае не обнаружилось сходства с составами вулканидов океанического типа. Породы оказались аналогами вулканических серий островных дуг и активных континентальных окраин, т.е. структур, принципиально других, имеющих не рифтогенную, а геосинклинальную природу. Эндеогенные режимы магмообразования различны в этих двух геотектонических обстановках.

Характерная черта океанического магматизма - малая глубина генерации магм и очень высокая их температура, свидетельствующая о возникновении расплавов в сухой мантии перидотитового состава. Роль флюидной фазы в расплавах ничтожна, магмы бедны газами, взрывные образования отсутствуют, контактового метаморфизма нет или он проявлен слабо. Отсутствие флюидного потока объясняет отсутствие самостоятельных кислых расплавов. В океанической обстановке - это дифференциаты океанических толеитов или базальтов. На всех геохимических диаграммах океанические базальты группируются в свои „океанические поля“.

Вулканизм же геосинклинального режима отличается исключительной насыщенностью магматических образований газами, в продуктах вулканизма преобладают взрывные формы. Только для геосинклинальных и орогенных режимов характерны самостоятельные кислые магмы мантийного происхождения. Серии кислых вулканитов развиваются параллельно с известковистыми (толеитовыми), известково-щелочными и щелочными. В лапландском гранулитовом комплексе лептиниты можно рассматривать как кислые вулканиты такого типа. Особенности состава каждой магматической серии определяются глубиной зарождения магмы.

Принципиально различное поведение элементов в океаническом и континентальном режимах позволило, используя ряд диаграмм Б.Г. Лутца, прийти к заключению, изложенному выше.

Поскольку гнейсы - породы кислого состава, в них, сравнительно с ранее рассмотренными, снижаются содержания  $Ti$ ,  $Co$ ,  $Ni$ ,  $Cr$ ,  $Sc$  и  $V$ . Однако в глиноземистых гнейсах содержание  $V$  сравнительно повышено (до 250 г/т), так как гранат, биотит и силлиманит являются концентраторами этого элемента. В ряде случаев повышается содержание  $Zr$  (до 600 г/т), что особенно характерно для глиноземистых гнейсов, которые всегда содержат акцессорный циркон - единственный здесь собственный минерал циркония. Кроме того, главные минералы глиноземистых гнейсов также являются концентраторами  $Zr$  - в гранате его содержание доходит до 350 г/т, в силлиманите - до 300 г/т (см. следующий раздел).

В гл. II было показано, что главная масса гнейсов на диаграмме А.Н. Неелова подчинена осадочному тренду. Этому не противоречит и картина содержания малых элементов. Однако не исключается и другое предположение, что исходным материалом гнейсов глиноземистого состава, слагающих блок III, частично были продукты перемыва и переотложения вулканогенных пород состава андезитов-дацитов, на что также указывалось в гл. II.

В табл. 23 одной группой объединены гнейсы разнообразного состава и кварцеванные породы, что затушевало индивидуальные геохимические особенности последних. Поэтому их следует отметить отдельно. В гл. II был показан довольно широкий спектр их составов, что обуславливается разнообразием пород, за счет которых формировались кварцевые метасоматиты. Что же касается малых элементов, то в этой группе содержание всех элементов железа существенно снижается, однако в среднем не так,

как в первично-кислых породах, например лептинитах или гранитоидах. Более высокий уровень содержаний  $Co$ ,  $Ni$ ,  $Cr$ ,  $V$  здесь, видимо, является унаследованным от субстрата, подвергшегося окварцеванию. Характерной чертой является повышенное содержание  $Zr$  (до 800 г/т) и  $Y$  (до 200 г/т). Если эти породы богаты полевыми шпатами, в них фиксируются  $Ba$  (до 400 г/т) и  $Sr$  (до 600 г/т).

Комплементарные к окварцованным породам фемические метасоматиты, из которых спектрально проанализировано пока четыре пробы (табл. 22), на диаграмме А.Н. Нелова (см. гл. II) легли в поле основных пород. Однако для них характерны довольно широкие вариации содержания почти всех малых элементов, что отражает присущие этим очень крупнозернистым породам непостоянство и неоднородность состава. Наличие в породе кроме плагиоклаза значительных количеств таких фемических минералов, как ромбический пироксен, гранат, флогопит и амфибол, определяют в некоторых случаях подъемы содержаний  $Cr$  (до 800 г/т),  $V$  (до 280 г/т),  $Ni$  (до 115 г/т),  $Sc$  (до 70 г/т) и  $Ba$  (до 700 г/т).

Прежде чем перейти к рассмотрению пород гранитного состава, необходимо сделать несколько замечаний о диопсид-скаполит-плагиоклазовых породах, которые обычно сочетаются с мраморами и являются их производными. Специфика их по содержанию малых элементов состоит в повышенном содержании  $Ba$ ,  $Sr$  и  $V$  - элементов, связанных с  $Ca$  и концентрирующихся в плагиоклазе, скаполите и диопсиде (табл. 23). С этим же связано вхождение  $La$  до 40 г/т (не показанное в таблице) и  $Y$  до 50 г/т. Низкие концентрации дают  $Co$ ,  $Ni$  и  $Cr$ . С увеличением количества диопсида повышается содержание  $Zr$ , носителем которого он здесь является.

Для лептинитов характерны две геохимические особенности, отличающие их от других пород аналогичного состава. Первая заключается в том, что, с одной стороны, наблюдаются низкие концентрации  $Cr$  (34 г/т),  $Ni$  (22 г/т) и  $V$  (61 г/т), объясняющиеся отсутствием или очень низким содержанием фемических минералов-концентраторов этих элементов, а с другой стороны - эти концентрации не столь уже низки, если иметь в виду лейкократовый состав пород, да и содержания других фемафильных элементов нередко бывают довольно высокими для кварц-полевошпатовой породы:  $Co$  в некоторых пробах - до 150,  $Sc$  - до 36,  $Sr$  - до 32 г/т. По-видимому, в этом проявляются черты первично-вулканического генезиса. Другая особенность этих пород заключается в том, что с ними тесно сочетаются, обычно переслаиваются в разрезах, кристаллические сланцы основного состава, в которых устанавливаются повышенные содержания  $Cr$ ,  $Ni$  и  $Ca$ , уже надежно говорящие в пользу вулканогенной природы пород.

В лептинитах постоянно присутствует  $Zr$  (до 380; в среднем - 200 г/т). С полевошпатовой частью породы связано вхождение

Таблица 23

Содержание малых элементов в породах гранулитового комплекса

		MnO		TiO <sub>2</sub>	Co	Ni
		0.04-0.30 0.20; 0.13	0.20-3.00 1.32; 1.26	25-140 72; 42	120-500 298; 125	
1 (11)	$\bar{x}$ ; $\sigma$	0.04-0.60 0.27; 0.14	0.45-3.00 1.55; 0.89	14-130 46; 32	18-290 80; 56	
2 (35)	$\bar{x}$ ; $\sigma$	0.04-0.40 0.17; 0.11	0.35-1.80 1.06; 0.52	6-110 36; 29	10-110 57; 30	
3 (24)	$\bar{x}$ ; $\sigma$	Не опр.		4-150 45; 65	8-22 15; 5	
4 (7)	$\bar{x}$ ; $\sigma$	0.02-0.06 0.03; 0.02	0.5-1.0 0.67; 0.22	8-28 16; 8	15-65 39; 22	
5 (5)	$\bar{x}$ ; $\sigma$	Не опр.		9-60 26; 23	7-18 10; 5	
6 (5)	$\bar{x}$ ; $\sigma$	Yb	Ba	Sr	9-37 16; 12	8-77 34; 28
		2-6 4; 1	260-420 325; 69	60-500 280; 180		
7 (5)	$\bar{x}$ ; $\sigma$	4-25 12; 8	0-410 210; 146	Не опр.	11-110 31; 33	10-38 26; 13
8 (8)	$\bar{x}$ ; $\sigma$	3-14 7; 5	390-700 520; 161	Не опр.	16-30 24; 7	26-115 76; 37
9 (4)	$\bar{x}$ ; $\sigma$					

Примечание. Здесь и во всех последующих таблицах MnO и  $\sigma$  - стандартное отклонение; в скобках - количество определений; верхняя новные ортопороды; 2 - кристаллические сланцы основного состава; 3 - тоиды гранулитовой фации; 6 - метасоматические гранитоиды гранулитовой окварцованные породы; 9 - фемические метасоматиты.

В $\alpha$ .<sup>1</sup> В лептинитах блока II его содержание варьирует от 0 до 300 г/т, в среднем составляя 225 г/т, а в лептинитах блока III оно поднимается до 600 г/т, составляя в среднем 500 г/т. Это объясняется составом полевошпатовой части и соответственно различием в отношении K<sub>2</sub>O : Na<sub>2</sub>O во II и III блоках (0,15 и 1,1 соответственно). Главным концентратом В $\alpha$  является калиевый полевой шпат.

Анатектические и метасоматические гранитоиды гранулитовой фации характеризуются очень низкими содержаниями Co, Ni, Cr, V, Sc, но повышенным содержанием Zr, концентрации

<sup>1</sup> Содержание В $\alpha$  в таблице не приведено.

	Cr	V	Sc	Zr	Y	Cu
	180-2500 615; 690	70-350 163; 104	18-50 35; 13	5-150 45; 46	5-60 20; 22	9-77 36; 19
	15-550 147; 124	70-600 189; 125	10-130 49; 28	14-600 118; 106	5-90 25; 23	10-220 52; 61
	10-230 86; 61	24-250 121; 58	2-58 27; 16	20-600 254; 169	5-95 46; 30	7-30 20; 8
	5-34 13; 11	5-61 19; 19	2-36 18; 14	33-380 198; 153	5-58 32; 23	11-32 23; 7
	10-90 42; 35	20-180 97; 57	2-20 14; 8	45-500 221; 217	10-18 13; 3	6-50 30; 17
	10-28 14; 8	21-50 29; 12	2-22 10; 8	155-510 317; 145	5-60 37; 24	9-26 16; 6
	0-100 49; 39	57-210 138; 66	8-88 28; 33	28-250 159; 89	0-50 16; 23	13-200 57; 80
	0-34 20; 11	32-110 63; 31	0-43 28; 10	280-800 470; 172	20-200 90; 54	8-60 32; 21
	140-800 330; 316	160-280 210; 50	50-70 60; 8	53-110 74; 27	40-75 49; 18	19-32 26; 6

TiO<sub>2</sub> - в вес.%, остальные элементы - в г/т;  $\bar{x}$  - среднее содержание; строчка каждой графы - пределы содержаний. 1 - метаморфизованные ос- гнейсы и окварцованные породы; 4 - лептиниты; 5 - анатектические грани- фации (гранито-гнейсы); 7 - диопсид-скаполит-плагиоклазовые породы; 8 -

которого способствует кислая и щелочная среда (табл. 23). Дополни- тельный анализ показал наличие значительных количеств Sr и Ba (800 и 1000 г/т соответственно), связанных главным образом с полевошпатовой частью породы. Хотя количество анализов невели- ко, по содержанию малых элементов выявляются статистически значи- мые отличия между двумя группами гранитов. Метасоматические - содержат больше Y. При снижении уровня значимости различие выявляется и в более высоком содержании V в анатектических гра- нитах.

Что касается с у б щ е л о ч н о г о г р а н и т а, то была проанализирована одна проба такого гранита, инъецирующего кристаллические сланцы в губе Западной Порьей. Она показала ти- пичную для таких пород картину - отсутствие Co, V, Sc, крайне

Т а б л и ц а 24

Оценки статистически значимых различий пород гранулитового комплекса по содержанию малых элементов

Переменная	Группы 1 и 2		Группы 1 и 3		Группы 1 и 4		Группы 2 и 3	
	Д	И	Д	И	Д	И	Д	И
Mn	-18.259	0.018	-9.165	0.020	1.324	0.839	-9.093	0.076
Ti	4.143	0.011	2.436	0.048	-1.322	0.908	1.707	0.013
Co	0.011	0.498	0.010	<u>1.087</u>	0.026	0.507	0.000	0.113
Ni	0.073	<u>13.878</u>	0.071	<u>16.875</u>	-0.092	<u>23.844</u>	0.001	0.146
Cr	0.000	<u>2.581</u>	0.000	<u>3.376</u>	0.002	<u>4.366</u>	-0.000	0.053
V	-0.013	0.089	0.001	0.249	-0.030	<u>3.648</u>	-0.014	<u>0.637</u>
Sc	-0.077	<u>0.785</u>	-0.004	0.198	-0.000	1.104	-0.072	<u>1.770</u>
Zr	0.000	0.260	-0.002	<u>2.068</u>	-0.001	1.042	0.003	<u>0.862</u>
Y	-0.000	0.038	-0.059	<u>1.139</u>	0.061	0.288	0.059	<u>0.760</u>
Cu	-0.028	0.427	0.002	0.292	0.007	0.203	-0.029	<u>1.425</u>
Порог дискри- минанта	8.388		11.827		-13.696		-3.438	
Эмпиричес- кий риск	0.023		0.030		0.00		0.204	

Переменная	Группы 2 и 4		Группы 2 и 5		Группы 2 и 6		Группы 5 и 6	
	Д	И	Д	И	Д	И	Д	И
Mn	-16.935	1.104	-20.430	0.582	-15.846	1.104	4.784	0.083
Ti	2.821	0.716	5.381	0.000	2.381	0.716	-3.001	0.735
Co	0.037	0.000	-0.008	0.619	0.021	0.285	0.029	0.064
Ni	-0.019	<u>1.340</u>	-0.004	0.533	-0.016	1.520	-0.012	0.253
Cr	0.002	0.233	0.002	0.147	0.002	2.233	-0.000	0.010
V	-0.043	<u>4.878</u>	-0.023	<u>1.358</u>	-0.032	<u>4.305</u>	-0.010	0.828
Sc	-0.077	<u>3.751</u>	-0.111	<u>4.629</u>	-0.116	<u>5.682</u>	-0.006	0.054
Zr	-0.000	0.261	0.004	0.446	0.005	<u>1.715</u>	0.001	0.412
Y	0.061	0.117	-0.010	0.285	0.060	0.295	0.070	<u>1.159</u>
Cu	-0.020	<u>1.220</u>	-0.010	0.765	-0.021	<u>1.846</u>	-0.012	0.234
Порог дискриминанта	-5.307		-5.310		-4.723		0.587	
Эмпирический риск	0.051		0.189		0.108		0.100	

П р и м е ч а н и е. Здесь и в следующих подобных таблицах: Д - дискриминантный коэффициент, И - информативность переменных. Подчеркнуты величины информативности элементов с различиями содержаний при 98-99%-м уровне значимости. Номера групп пород см. табл. 23.

низкое содержание Cr (13 г/т), высокое содержание Zr (900 г/т), La (280 г/т) и Y (140 г/т). Sr и Ba входят в количестве 280 и 550 г/т соответственно.

По данным И.Д.Батиевой (1976), для лепидомелан-гастингситовых гранитов (13 анализов) характерны повышенное содержание TR, Zr, Zn, Cu, Ta, Y, Ca и редких щелочей – выше кларковых для кислых пород и в количествах, соизмеримых с содержаниями этих элементов в щелочных массивах,

Содержание группы редких и рассеянных элементов в разных гранитоидах умбинского комплекса приводится в работе А.Н.Виноградова и Г.В.Виноградовой (1975). Авторы не отмечают какой-либо геохимической специализации этих пород.

Обратим внимание на различия между главными рассмотренными группами пород по содержанию малых элементов, которые выявляются при дискриминантном анализе.<sup>2</sup> Метаморфизованные ортопороды отличаются от других пород главным образом высоким содержанием Ni и Cr (табл.24). При сравнении с гнейсами кроме Ni и Cr отмечается более высокое содержание и Co. В гнейсах же всегда более высокие концентрации имеют Zr и Y.

При сравнении с лептинитами к Ni и Cr добавляется V, содержание которого в 7–8 раз выше в основных ортопородах. Различия по Ni и Cr отчетливы даже при сопоставлении с кристаллическими сланцами основного состава; последние же оказываются более скандиеносными. В свою очередь кристаллические сланцы сравнительно со всеми породами кислого состава отличаются более высокими концентрациями V, Sc, Cu, Ni. В гнейсах, лептинитах и гранитоидах в 2–3 раза выше содержание Zr и Y. Еще более высоки концентрации этих двух элементов в окварцованных породах, что является их геохимической особенностью.

Для пород следует еще отметить, что величина и знаки коэффициентов корреляции между элементами меняются в породах разного состава и генезиса (табл.25).

Если использовать все приведенные выше табличные данные (в этом случае соотношение проб пород основного и кислого состава равно 55:51), то средний состав гранулитового комплекса по малым элементам (табл.26) оказывается весьма близким к среднему для кристаллических сланцев основного состава с тем лишь отличием, что в среднем по всему комплексу отмечено более низкое содержание Zr.

## Геохимия главных минералов

Рассмотрим особенности содержания малых элементов в породообразующих минералах гранулитового комплекса. Обращение непосредственно к минералам позволяет выявить некото-

<sup>2</sup> Рассматриваются только статистически значимые различия для 98–99%-го уровня значимости.

Т а б л и ц а 25

Коэффициенты корреляции малых элементов в породах гранулитового комплекса

Основные ортопороды	Кристаллические сланцы основно- го состава	Гнейсы	Лептиниты	Интрузивные граниты гра- нулитовой фации	Метасоматиче- ские граниты гранулитовой фации
Zr - Sc = 0.772	Mn - Y = 0.465	Mn - Sc = 0.489	Y - Zr = 0.972	Ni - Co = 0.929	V - Sc = 0.913
Y - Sc = 0.831	Co - Y = 0.568	Co - Sc = 0.748	Y - Cr = 0.824	Cr - Ni = 0.939	Cu - Sc = 0.744
Mn - Sc = 0.762	V - Y = 0.426	V - Sc = 0.574	V - Sc = 0.732	V - Mn = 0.894	Zr - Sc = 0.895
Co - Sc = 0.699	Co - Ti = 0.543	Y - Zr = 0.506	V - Ni = 0.725	V - Co = 0.840	V - Zr = 0.884
Y - Zr = 0.892	V - Ti = 0.567	Mn - Ti = 0.716	Cu - Ni = 0.780	V - Ni = 0.874	Y - Co = 0.870
Mn - Zr = 0.768	Ni - Co = 0.500	V - Ti = 0.539		Cu - V = 0.892	
Co - Zr = 0.893	Cr - Co = 0.573	Co - Mn = 0.544			
V - Zr = 0.852	V - Co = 0.761	Cr - Co = 0.567			
Co - Y = 0.704	Cr - Ni = 0.490	V - Co = 0.682			
V - Y = 0.694	V - Cr = 0.443	Cr - Ni = 0.756			
Mn - Ti = 0.779		V - Ni = 0.606			
V - Ti = 0.715		V - Cr = 0.801			
Co - Mn = 0.733					
V - Mn = 0.683					
V - Co = 0.865					

## Т а б л и ц а 26

Среднее содержание малых элементов  
в гранулитовом комплексе в целом

Элемент	$\bar{x}$	$\sigma$	Элемент	$\bar{x}$	$\sigma$
MnO	0,20	0,13	V	137	96
TiO <sub>2</sub>	1,18	0,83	Sc	34	22
Co	43	35	Zr	173	136
Ni	92	60	Y	30	24
Cr	170	265	Cu	36	41

рые важные в генетическом отношении детали, которые маскируются, когда мы рассматриваем породу в целом. Как метко заметил в свое время О.Ф.Таттл ( Tuttle, 1955), „минералы – архивариусы истории горных пород, к ним мы должны обращаться за генетическими сведениями“.

Основное внимание мы уделим тому, как меняются концентрации элементов в зависимости от условий среды минералообразования. Поэтому каждый минерал рассматривается по тем главным типам пород, которые были выделены выше. Дополнительно к ним для многих минералов отмечаются особенности концентрации элементов в зонах порфиروبластеза и перекристаллизации. Эти зоны имеют согласное или секущее положение по отношению к главному направлению кристаллизационной сланцеватости и различную мощность, но во всех случаях минерал в них кристаллизуется позже, нежели в основной ткани сланца или гнейса и, соответственно, в условиях более низких температур. Порфиروبластез характеризует определенный эпизод на регрессивном этапе метаморфизма, поэтому представляет интерес проследить, есть ли изменение состава порфиробласт по сравнению с основной тканью.

Точно так же определенный метаморфический эпизод представляет окварцевание пород в связи с процессами кислотного выщелачивания на регрессивном этапе. На этом же этапе формировались фемические метасоматиты, комплементарные к кислым, отражающие несколько отстающие во времени процессы основного метасоматоза. В этом случае стоит задача: выяснить имеет ли минерал, входящий в состав этих образований, свою геохимическую специфику.

## Г р а н а т

По абсолютным содержаниям малых элементов гранаты не дают особенно выразительной картины для разных типов пород. Однако некоторые черты их следует отметить (см. табл. 27).

Довольно однообразное содержание в гранатах всех групп пород имеют Ti, Mn и Co. Последний элемент в несколько больших количествах входит в гранат кристаллических сланцев как основной

Т а б л и ц а 27

Содержание малых элементов в гранатах разных пород гранулитового комплекса

		TiO <sub>2</sub>	MnO	Co	Ni	Cr	V	Sc	Y	Yb	Zr
1 (13)	$\bar{x}$ ; $\sigma$	0.08-0.40 0.23; 0.10	0.21-1.10 0.60; 0.21	45-120 81; 23	4-60 27; 20	30-240 111; 71	30-350 163; 92	10-100 54; 25	25-200 91; 54	6-30 17; 8	40-130 81; 31
2 (14)	$\bar{x}$ ; $\sigma$	0.13-0.50 0.24; 0.10	0.28-1.80 0.85; 0.46	5-100 49; 35	4-35 12; 11	40-400 188; 104	65-450 216; 116	35-220 113; 57	35-550 240; 170	4-75 33; 22	40-170 92; 40
3 (13)	$\bar{x}$ ; $\sigma$	0.07-1.00 0.26; 0.32	0.01-1.80 0.50; 0.45	5-100 49; 22	4-30 13; 10	5-350 141; 92	10-500 101; 2	45-320 120; 87	60-1400 220; 2	9-160 27; 2	100-240 158; 42
4 (5)	$\bar{x}$ ; $\sigma$	0.02-0.45 0.15; 0.18	0.25-1.22 0.56; 0.40	11-18 14; 2	4-14 7; 5	50-110 74; 25	10-120 54; 41	50-115 74; 25	180-800 528; 234	11-105 67; 37	90-355 239; 113
5 (11)	$\bar{x}$ ; $\sigma$	0.12-0.40 0.17; 0.08	0.50-1.70 0.89; 0.35	16-120 52; 28	4-32 10; 11	40-230 126; 65	58-350 156; 92	20-260 131; 73	100-1000 430; 304	3-160 56; 44	80-160 119; 25
6 (4)	$\bar{x}$ ; $\sigma$	Не опр.		14-55 27; 19	0-15 9; 6	90-460 325; 176	145-225 180; 37	90-190 135; 41	90-500 225; 185	2-42 13; 19	Не опр.

П р и м е ч а н и е. Гранаты из: 1 - метаморфизованных основных ортопород, 2 - кристаллических сланцев основного состава, 3 - гнейсов, 4 - окварцованных пород, 5 - зон порфиробластеза и перекристаллизации, 6. - фемических метасоматитов.

ткани, так и порфиروبласт. Содержание в 120 г/т является максимальным. Ni входит в решетку граната в ничтожных количествах и не имеет здесь никакого диагностического значения. Более информативен в этом смысле Cr — его содержание повышается в гранатах фемических метасоматитов (до 460 г/т), кристаллических сланцев основного состава (до 400 г/т), а также в гранатах глиноземистых гнейсов (до 350 г/т). Последнее обстоятельство, кажущееся неожиданным, находит свое объяснение в том, что эти гнейсы (взятые главным образом из толщи блока Ш) обогащены хромом, так как представляют собою продукты выветривания и перетолжения материала основного состава нижележащих толщ.

Гранаты всех пород гранулитового комплекса являются ванадиевыми. Наиболее высокие концентрации V отмечены в гранатах основных ортопород фемических метасоматитов, кристаллических сланцев и заключенных в них порфиروبласт. Порфиробласты наследуют характер концентраций элементов гранатов основной ткани, исключая Y и тесно связанный с ним Yb, содержание которых всегда повышается в более поздних генерациях граната.

Наиболее высокие концентрации Y типичны для гранатов окварцованных пород (среднее — 528, максимальное — 800 г/т) и гранатов порфиробласт (среднее — 430, максимальное — 1000 г/т). В некоторых гнейсах содержание Y в гранате поднимается до 1400 г/т. По данным И.Д. Батиевой и И.В. Белькова в гранатах из чарнокитов устанавливается 0,17% редких земель, из которых 60% падает на  $(Tb, Y)_2O_3$ . В породах кислого состава — зонах окварцевания, в гнейсах и порфиробластах в гранат входит значительное количество Zr (в среднем 240, 160 и 120 г/т соответственно).

Гранаты окварцованных пород статистически значимо отличаются от гранатов основных ортопород и кристаллических сланцев высокими содержаниями Y, Yb и Zr, для обеих групп пород — более низкими Co и V, а для каждой группы отдельно — Cr и Ni (табл. 28).

### Ромбический пироксен

В метаморфизованных основных ортопородах ромбический пироксен отличается наиболее высокими содержаниями Cr и Ni (до 2100 и 900 г/т соответственно). Эти элементы входят в решетку вместе с Mg, с которым они связаны сильной положительной корреляцией. Соответственно в наиболее магнизальных ортопироксенах (характерных для магматических пород) содержание Cr и Ni всегда наиболее высокое, что является устойчивым диагностическим признаком магматогенной природы метаморфических пород (Крылова, Галибин, 1980). При исследовании синтетической серии твердых растворов  $NiSiO_3 - MgSiO_3$ , имеющих ортопироксеновую структуру (Matsui e.a., 1968; Burns, 1970), было показано, что ионы  $Cr^{3+}$  и  $Ni^{3+}$  (в октаэдрической координации) предпочтительно входят в меньшую и менее искаженную позицию  $M_1$ . В ортопородах основного состава ромбические пироксены характе-

Т а б л и ц а 28

Оценки статистически значимых различий гранатов разных групп пород по содержанию малых элементов

Переменная	Группы 2 и 4		Группы 1 и 4	
	Д	И	Д	И
Ti	-15.290	0.249	-15.613	0.192
Mn	-2.639	0.591	-2.479	0.013
Co	-0.071	<u>2.064</u>	-0.111	<u>7.571</u>
Ni	0.018	<u>0.169</u>	-0.028	<u>2.660</u>
Cr	-0.022	<u>2.208</u>	-0.006	0.235
V	-0.021	<u>2.767</u>	-0.014	<u>1.250</u>
Sc	-0.044	0.440	-0.034	0.115
Y	0.016	<u>1.371</u>	0.020	<u>3.161</u>
Yb	-0.045	<u>1.088</u>	-0.087	<u>2.283</u>
Zr	0.064	<u>6.114</u>	0.065	<u>7.063</u>
Порог дискриминанта	-2.548		-1.679	
Эмпирический риск	0.00		0.00	

П р и м е ч а н и е. Подчеркнуты величины информативности элементов с различиями содержаний при 96 и 97%-м уровне значимости. Номера групп пород - см. табл. 27.

ризируются наиболее низкими концентрациями Zr и Y (табл. 29).

В гиперстенах кристаллических сланцев основного состава обнаруживаются широкие вариации содержаний почти всех элементов, что свидетельствует о попадании в эту группу исходных пород смешанного генезиса.

В кислых метасоматитах (окварцованных породах) для ромбического пироксена характерны наиболее низкие концентрации Co, Ni, Cr и Ti и, как обычно, для кислых сред - повышенные Zr и Y. В комплементарных к этим породам фемических метасоматитах в ортопироксене при низком содержании Co, Ni и Sc устанавливаются неожиданно высокие содержания Cr и V. Таким образом, в процессе Fe - Mg - Ca метасоматоза наблюдается разделение Ni и Cr, которые и в магматическом, и в метаморфическом процессах следуют друг за другом и связаны высокой положительной корреляцией. Например, для 19 ортопироксенов из метаморфизованных магматических основных пород было показано, что  $r_{Cr-Ni} = 0.658$ , для 26 - из разных гранитоидов  $r_{Cr-Ni} = 0.551-0.900$  (Крылова, Галибин, 1980), для гиперстенов порфиروبласт  $r_{Cr-Ni} = 0.609$ . Вхождение заметных количеств V (до 550 г/т), наибольших сравни-

Т а б л и ц а 29

Содержание малых элементов в ромбических пироксенах разных пород гранулитового комплекса

		TiO <sub>2</sub>	MnO	Co	Ni	Cr	V	Sc	Y	Cu	Zr
1 (8)	$\bar{x}$ ; $\sigma$	0.12-1.12 0.39; 0.36	0.13-0.65 0.26; 0.20	80-160 123; 36	170-900 477; 273	130-2100 1205; 761	60-160 104; 35	16-35 24; 8	10-35 14; 10	6-30 15; 10	15-40 22; 11
2 (12)	$\bar{x}$ ; $\sigma$	0.14-0.45 0.24; 0.08	0.10-0.80 0.36; 0.22	50-150 104; 36	20-130 70; 31	5-160 84; 44	30-400 219; 111	25-130 52; 34	10-50 20; 14	6-80 23; 22	15-160 48; 48
3 (6)	$\bar{x}$ ; $\sigma$	0.11-0.18 0.14; 0.03	0.10-0.26 0.16; 0.07	12-38 22; 10	4-25 16; 10	30-125 76; 43	40-280 118; 96	17-45 29; 11	65-75 71; 4	5-100 23; 38	100-380 242; 100
4 (5)	$\bar{x}$ ; $\sigma$	0.15-0.30 0.23; 0.06	0.40-0.45 0.43; 0.03	25-80 52; 20	4-60 39; 23	5-160 92; 80	25-500 254; 221	20-38 30; 6	10-110 40; 41	5-50 30; 21	15-250 79; 98
5 (5)	$\bar{x}$ ; $\sigma$	0.20-0.70 0.38; 0.22	0.20-0.45 0.34; 0.09	70-140 104; 33	20-100 62; 29	5-135 69; 48	70-460 265; 183	17-100 53; 33	10-70 31; 29	1-140 36; 59	15-80 28; 30
6 (4)	$\bar{x}$ ; $\sigma$	Не опр.		19-70 42; 24	29-70 44; 19	135-490 346; 164	430-550 475; 52	22-73 50; 21	5-70 46; 29	3-28 11; 11	Не опр.

П р и м е ч а н и е. Ромбические пироксены из: 1 - метаморфизованных основных ортопород; 2 - кристаллических сланцев основного состава; 3 - окварцованных пород; 4 - гранитоидов (жильный материал мигматитов); 5 - зон перекристаллизации и порфиробластеза; 6 - фемических метасоматитов.

тельно с другими группами пород, объясняется тесной связью V с Ca и Fe<sup>2+</sup>, за которыми он следует в метасоматическом процессе.

Для гиперстенов гранитоидов гранулитовой фации (метасоматические гранитоиды и жильный материал мигматитов) характерны низкие содержания Ti, Co, Ni, Sc. В гиперстенах анатектического жильного материала мигматитов содержание Cr повышается до 160 г/т, а V — до 500 г/т; сравнительно с гиперстенами других пород наблюдается устойчивое вхождение Mn (0.40–0.45% MnO).

Проведенное ранее рассмотрение 26 гиперстенов из гранитоидов чарнокитовых серий разных районов (Крылова, Галибин, 1980) показало, что в гиперстенах из гранитов не устанавливается особенно высоких концентраций Ni и Cr (Ni до 450, Cr до 550 г/т). Однако максимальные из них характеризуют гиперстены чарнокитов интрузивного и жильного типов, так что по уровню содержания Ni и Cr в гиперстене можно судить, насколько была велика роль расплава в формировании того или иного гиперстенсодержащего гранитоида.

В зонах перекристаллизации и в порфиробластах гиперстен имеет непостоянный состав с широкими вариациями содержаний почти всех элементов, что отражает разнообразие природы и состава тех пород, в которых формировались порфиробласты.

Как показывает табл. 30, статистически значимые различия между ромбическими пироксенами метаморфизованных основных ортопород, кристаллических сланцев основного состава, гранитоидов и зон порфиробластеза проявляется главным образом по поведению Ni и Cr, содержание которых всегда высокое в ромбических пироксенах первых двух групп, но наиболее высоко оно в ортопородах.

Для определения различий между ортопироксенами кристаллических сланцев и окварцованных пород, гранитоидов и зон окварцевания, гиперстена зон порфиробластеза и гранитоидов наиболее информативны, с одной стороны, Co, Mn, реже Sc — элементы, которые всегда концентрируются в гиперстене пород более основного состава (в данном случае — в гиперстене кристаллических сланцев — основной ткани и порфиробласт), а с другой стороны — Zr и Y, содержание которых всегда выше в ортопироксенах пород кислого состава (в данном случае — гранитоидов и окварцованных пород).

### Диопсид

Из девяти анализов диопсидов (табл. 31) видно, что в метаморфизованных основных ортопородах, кристаллических сланцах и порфиробластах диопсиды близки между собой по содержаниям Ti и Co. В диопсидах же основных ортопород заметно возрастает содержание Cr и Ni, что сближает их с ромбическими пироксенами и вообще является характерной геохимической чертой первично-магматических пироксенов; в этих диопсидах содержание Mn крайне низкое. Невысокое оно и в диопсидах эклогитоподобных пород (< 0.3%).

Таблица 30

Оценки статистически значимых различий ромбических пироксенов разных групп пород по содержанию малых элементов

Переменная	Группы 1 и 2		Группы 1 и 4		Группы 1 и 5		Группы 2 и 3		Группы 3 и 4		Группы 3 и 5		Группы 4 и 5	
	Д	И	Д	И	Д	И	Д	И	Д	И	Д	И	Д	И
Ti	35.511	0.603	-41.876	0.722	-28.484	0.006	5.196	0.279	-11.561	0.207	1.830	1.506	13.392	0.597
Mn	-3.678	0.507	27.354	1.421	-2.668	0.322	-2.099	1.881	25.775	3.430	-4.247	1.505	-30.021	0.391
Co	-0.069	0.437	-0.054	<u>6.015</u>	0.071	0.444	-0.113	<u>8.025</u>	-0.010	1.084	0.114	<u>7.993</u>	0.124	<u>3.190</u>
Ni	-0.003	<u>10.807</u>	-0.010	<u>12.494</u>	0.000	<u>11.236</u>	-0.022	0.192	0.009	0.036	0.019	0.139	0.010	0.033
Cr	0.026	<u>10.612</u>	-0.014	<u>10.472</u>	-0.023	<u>10.909</u>	0.014	0.001	-0.002	0.002	-0.012	0.000	-0.009	0.004
V	-0.027	0.631	0.034	1.071	0.026	1.235	-0.005	0.490	0.012	0.885	0.004	1.034	-0.008	0.006
Sc	-0.090	1.581	-0.050	0.081	0.073	1.783	-0.129	1.067	-0.012	0.004	0.111	1.234	0.123	1.104
Y	0.030	0.060	0.099	1.172	0.010	0.498	0.139	<u>4.538</u>	-0.010	1.670	-0.099	<u>2.786</u>	-0.089	0.142
Cu	-0.009	0.051	0.009	0.180	0.011	0.386	0.015	0.000	-0.015	0.041	-0.013	0.159	0.002	0.039
Zr	-0.004	0.156	-0.014	0.714	-0.004	0.009	0.018	<u>8.177</u>	-0.035	<u>5.808</u>	-0.026	<u>9.997</u>	0.009	0.565
Порог дискриминанта	10.360		-13.127		-10.735		-3.217		0.450		2.842		2.391	
Эмпирический риск	0.0		0.0		0.0		0.0		0.091		0.0		0.0	

Примечание. Группы пород - см. табл. 29. Подчеркнуты величины информативности элементов с различиями содержания при 99%-м уровне значимости.

Таблица 31

Содержание малых элементов в диоксидах разных пород гранулитового комплекса

1 (2)	$\bar{x}$	MnO	TiO <sub>2</sub>	Co	Ni	Cr	V	Sc	Y	Yb	Cu	Zr	Be
		0,00-0,05	0,60	60-75	140-200	80-900	60-350	40-110	0-35	He опр.	10-15	60-130	He опр.
0,02	0,60	67	170	490	205	75	17		12	95			
2 (5)	$\bar{x}; \sigma$	0,05-0,30	0,40-0,60	60-90	40-170	0-460	300-500	55-240	0-120	0,23	9-18	50-210	0-4,5
		0,14; 0,11	0,47; 0,10	75; 13	100; 54	200; 166	380; 74	160; 75	70; 51	10; 9	12; 4	127; 68	2,1; 2,4
3 (2)	$\bar{x}$	0,15-0,18	0,28-1,20	55-60	35-80	110-160	180-800	90-220	70-110	14-17	8-80	140-170	0-3,5
		0,16	0,74	57	57	135	490	155	90	15	44	155	1,7

Примечание. Диоксиды из: 1 - метаморфизованных основных ортопород; 2 - кристаллических сланцев основного состава; 3 - зон порфиробластеза.

В диопсидах основной ткани кристаллических сланцев и порфириобласт увеличивается содержание V (до 800 г/т) и Sc (до 240 г/т). Как и другие минералы, диопсид порфириобласт наследует характер концентрации элементов в диопсиде основной ткани.

Поскольку порфириобласты кристаллизуются на поздних этапах метаморфической жизни породы, обычно в конце периода региональной мигматизации или несколько позже, когда давление снизилось, а кислотность среды повысилась, содержание таких элементов, как Y и Zr, в порфириобластах возрастает.

#### А м ф и б о л

В амфиболах метаморфизованных основных ортопород, как и в пироксенах, наблюдаются наиболее высокие содержания Ni (до 1200 г/т), Cr (до 2500 г/т), а также Sc (до 360 г/т) и Cu (до 250 г/т). По характеру концентрации малых элементов к ним ближе всего амфиболы основных кристаллических сланцев, что, вероятно, указывает на преобладание в этой группе исходных пород вулканогенной природы. Для этих амфиболов характерно высокое содержание V (до 2500 г/т), нередко повышается содержание Ti, что объясняется существованием связи V с Ca, а также с Ti и Fe. Вообще же амфиболы гранулитовых комплексов всегда богаты V (табл. 32).

Малое количество анализов амфиболов из гнейсов вынудило нас объединить их с амфиболами из пегматитов. Однако надо отметить, что для амфиболов гнейсов характерна довольно пестрая картина — в них повышено содержание, с одной стороны, Ni, Cr, V, а с другой — Y, Yb и Zr, что отражает как магматогенную природу исходных пород (часть гнейсов представляет гранитизированные кристаллические сланцы основного состава), так и изменение кислотности-щелочности среды на поздних этапах.

В амфиболах порфириобласт, как обычно, наследуется картина концентрации элементов в основной ткани, что проявляется в близком к амфиболам заключающей их породы содержании Ti, Co, Ni, Cr, V, Sc и Cu, но сказывается и повышение кислотности среды — возрастает содержание Zr, а также Y и сопутствующего ему Yb. В этом отношении типична картина для амфиболов из пегматитовых жил, в которых также всегда фиксируются высокие концентрации Zr, Y и Yb.

А.Н. Виноградов и Г.В. Виноградова (1975) приводят такой состав гастингсита из интрузивного эндербита (в г/т): Co — 30, Ni — 110, Cr — 170, V — 360, Sc — 100, Y — 500, Yb — 30, Cu — 30, Zr — 70, Ga — 9, Ba — 850.

Для 99%-го уровня статистически значимые отличия устанавливаются между амфиболами основных ортопород и порфириобласт — в первых выше содержание Ni и Cr, вторые богаты Y, Yb и Zr (табл. 33). При снижении уровня значимости отличия выявляются и в амфиболах других групп пород: между 1-й и 2-й — Ni и Cr выше в амфиболах основных ортопород, а V и Ga — кристалличе-

Т а б л и ц а 32

Содержание малых элементов в амфиболах разных пород гранулитового комплекса

		TiO <sub>2</sub>	MnO	Co	Ni	Cr	V
1 (5)	$\bar{x}; \sigma$	0.70-1.60	0.04-0.12	85-140	200-1200	500-2500	140-720
		1.14; 0.39	0.09; 0.03	116; 21	506; 418	958; 867	426; 232
2 (14)	$\bar{x}; \sigma$	1.0-10.0	0.05-0.25	70-170	10-450	70-850	110-2500
		2.49; 1.67	0.11; 0.06	112; 31	185; 122	304; 281	949; 627
3 (7)	$\bar{x}; \sigma$	0.17-4.50	0.10-0.25	80-130	75-500	20-650	320-500
		2.45; 1.74	0.14; 0.05	98; 18	184; 150	209; 242	390; 63
4 (4)	$\bar{x}; \sigma$	Не опр.		85-110	70-350	35-550	240-1500
				96; 11	160; 130	304; 269	835; 541

		Sc	Y	Yb	Cu	Zr	Be
1 (5)	$\bar{x}; \sigma$	40-360	35-70	3-6	4-250	50-110	3-7
		114; 138	51; 13	4; 1.5	86; 101	76; 24	4.6; 2.2
2 (14)	$\bar{x}; \sigma$	440-250	50-300	2-20	2-220	50-210	1-11
		77; 2	135; 87	9; 5	56; 63	130; 54	5; 2.6
3 (7)	$\bar{x}; \sigma$	10-160	200-900	9-25	10-150	10-250	2-18
		88; 49	380; 238	15; 6	50; 51	174; 85	7; 5
4 (4)	$\bar{x}; \sigma$	30-205	160-700	8-50	10-90	180-500	7-18
		92; 78	340; 250	24; 19	49; 42	332; 144	12; 5

П р и м е ч а н и е. Амфиболы из: 1 - основных ортопород; 2 - кристаллических сланцев основного состава, 3 - зон порфиробластеза, 4 - гнейсов и пегматитов.

ских сланцев основного состава; между 1-й и 3-й V - больше в амфиболе кристаллических сланцев, Y и Yb - в амфиболовых порфиробластах; амфиболы 4-й группы сравнительно с другими богаче Zr, Y и Yb.

### Б и о т и т

Биотиты пород гранулитовых комплексов характеризуются специфическими геохимическими особенностями, которые ранее уже были отмечены как диагностические (Крылова, 1976). Это - высокие содержания Ti, Ba и V и низкие Mn и Sc, что отличает их от биотитов низких ступеней метаморфизма. Проанализированные на малые элементы 20 проб биотитов распределились

## Т а б л и ц а 33

Оценки статистически значимых различий амфиболов разных групп пород по содержанию малых элементов

Переменная	Группы 1 и 3		Переменная	Группы 1 и 3	
	Д	И		Д	И
Ti	-4.439	0.662	Y	0.143	<u>5.052</u>
Mn	52.852	1.368	Yb	-0.494	<u>5.723</u>
Co	0.113	0.577	Cu	-0.098	0.223
Ni	-0.030	<u>1.467</u>	Zr	0.129	<u>2.702</u>
Cr	-0.010	<u>1.892</u>	Be	-3.152	0.465
V	0.007	0.009	Порог дискриминанта Эмпирический риск	-2.173	
Sc	-0.100	0.083		0.00	

П р и м е ч а н и е. Подчеркнуты величины информативности элементов с различиями содержаний при 99%-м уровне значимости.

на пять групп пород с небольшими количествами проб в каждой группе, вследствие чего данные по биотитам не были обработаны на ЭВМ (табл. 34).

Биотиты кристаллических сланцев основного состава показали повышенное содержание Ni, Cr и Cu, что, как и в других случаях, рассматривается нами как реликтовый признак магматогенной природы сланца, в котором все фемические минералы концентрируют в себе эти элементы в процессе регионального метаморфизма. Высокое же содержание Ni и Cr в биотите фемических метасоматитов объясняется перераспределением этих элементов при метасоматозе. В этих же метасоматитах, очень крупнозернистых, кристаллизующихся в спокойной тектонической обстановке, в решетку биотита входит значительное количество  $Ва^{2+}$  (до 1.6%) – элемента с очень крупным ионом ( $r_i = 1.43 \text{ \AA}$ ).

В биотитах глиноземистых гнейсов также обнаруживаются высокие содержания Ni и Cr. Эта, на первый взгляд, удивительная черта для биотита кислых пород находит свое объяснение в участии вулканогенного или магматогенного материала основного состава в формировании этих пород. Иначе говоря, они представляют собою или результат выветривания и перетолжения первоначально основного по составу материала нижележащих толщ или эти гнейсы являются глубокометаморфизованными граувакками. Заметим, что эти гнейсы представляют верхние части разреза комплекса (блок III).

В биотитах зон окварцевания сравнительно с биотитами из других пород снижается содержание всех элементов-примесей, что указывает на более низкотемпературные условия его кристаллизации

Таблица 34

Содержание малых элементов в биотитах разных пород гранулитового комплекса

		MnO	TiO <sub>2</sub>	Co	Ni	Cr	V	Sc	Cu	Zr	Ba
1 (3)	$\bar{x}; \sigma$	0.02 0.02; -	3.7-6.0 4.7; 1.1	40-80 60; 20	30-350 190; 160	130-700 375; 293	510-1000 750; 245	10-65 37; 27	20-70 45; 25	0.45 25; 23	3000-3700 3200; 404
2 (3)	$\bar{x}; \sigma$	Не опр.		38-70 50; 16	38-80 60; 21	530-665 610; 72	325-1100 600; 432	10-14 12; 2	10-13 12; 1.5	14-23 17; 5	7700-16500 11400; 4600
3 (8)	$\bar{x}; \sigma$	0.01-0.10 0.04; 0.03	2.2-5.5 4.2; 1.2	75-120 100; 16	250-660 470; 135	210-1280 635; 375	450-1100 845; 278	0-55 32; 21	7-35 15; 10	13-220 92; 72	2200-11000 4700; 3400
4 (2)	$\bar{x}; \sigma$	Не опр.		0-46 23	22-53 38	175-280 225	260-450 355	10-30 20	7-14 10	17-28 22	2800-3000 2900
5 (4)	$\bar{x}; \sigma$	0.02-0.07 0.04; 0.02	4.8-7.0 5.6; 1.0	30-100 60; 29	75-210 145; 60	40-600 320; 237	100-1100 740; 475	22-55 40; 18	0-20 9; 8	15-60 40; 19	Не опр.

Примечание. Биотиты из: 1 - кристаллических сланцев основного состава, 2 - фемических метасоматитов, 3 - гнейсов глиноземистого состава, 4 - окварцованных пород, 5 - гранитоидов (анатектический жильный материал мигматитов и интрузивные - Островского массива).

Таблица 35

Содержание малых элементов в силлиманитах разных пород гранулитового комплекса

		MnO	TiO <sub>2</sub>	Co	Ni	Cr	V	Y	Cu	Zr	Ga	Be
1 (4)	$\bar{x}; \sigma$	0-0.20 0.10; 0.08	0.04-0.07 0.06; 0.01	- -	25-33 28; 4	220-800 590; 256	200-400 325; 96	0-9 2; 4	4-11 7; 4	50-300 200; 109	40-240 170; 90	2.5-4.5 3.6; 0.8
2 (3)	$\bar{x}; \sigma$	0-0.60 0.20; 0.34	0.01-0.06 0.04; 0.03	- -	- -	25-40 32; 8	14-50 28; 19	0-13 4; 7	2.5-5 3.8; 1.2	140-300 207; 83	25-150 70; 71	2.5-7.5 5.3; 2.6

Примечание. Силлиманиты из: 1 - гнейсов глиноземистого состава; 2 - окварцованных гранат-гиперстен-силлиманитовых гнейсов.

в этих зонах. В биотитах из гранитоидов, в формировании которых главная роль принадлежала расплаву, как и в других подобных случаях, повышено содержание Ni (до 210 г/т) и Cr (до 600 г/т). Низкие в этом случае концентрации Zr связаны с недостаточно кислым составом (две пробы из четырех – кварцевые диориты) и со слабым проявлением щелочного метасоматоза.

Приведем состав биотитов эндербитов (в г/т, среднее из трех по А.Н. Виноградову и Г.В. Виноградовой, 1975): Co – 35, Ni – 190, Cr – 195, V – 320, Sc – 70, Zr – 45, Cu – 30, Be – 3, Ga – 28, Ba – 1500.

### С и л л и м а н и т

Анализами охарактеризовано семь образцов силлиманитов, представляющих две группы пород (табл. 35). В силлиманитах из глиноземистых гнейсов устанавливается повышенное содержание V и Ga-элементов, тесно связанных с Al, но также и высокое содержание Cr. Вхождение значительных количеств Cr, Ga и постоянное присутствие Be является характерной чертой геохимии полиморфов  $Al_2SiO_5$ , особенно силлиманита и дистена<sup>1</sup>, при этом содержание V и Cr в большинстве случаев находится в них на одном уровне, а содержание Ga и Be всегда выше в силлиманите. В случае сосуществования силлиманита с андалузитом хром предпочтительнее входит в силлиманит. Однако в метаморфических силлиманитах содержание Cr обычно не превышает 0.3% (3000 г/т). Среди семи проанализированных силлиманитов из лапландского гранулитового комплекса не установлено содержаний хрома выше 800 г/т.

Что же касается силлиманита зон окварцевания (кислые метасоматиты), то для него характерна иная картина – отсутствие как Co, так и Ni и снижение большинства элементов, особенно резкое для Cr, V и Ga, меньше – для Cu. Повышенная концентрация Zr (до 300 г/т) обусловлена высокой кремнекислотностью среды в обеих группах пород.

\* \* \*  
\*  
\* \* \*

Таким образом, каждый минерал имеет свою специфику содержания малых элементов, которая в первую очередь связана с особенностями его состава, структуры и кристаллических свойств. Однако в зависимости от того, из какой породы взят минерал, характер концентрации элементов-примесей в нем меняется. Наряду с индивидуальными геохимическими различиями минералов для определенных этапов, характеризующихся специфическими условиями кислотности-щелочности, а также своими Т-Р параметрами, уста-

<sup>1</sup> Максимальное содержание хрома (12.9%  $Cr_2O_3$ ) известно в дистене, включенном в гранат одной из кимберлитовых трубок Якутии.

Т а б л и ц а 36

Изменение степени окисленности минералов в осевой зоне разлома  $f_{O_1}$  и вне его  $f_{O_2}$  (в %)

Минерал	$f_{O_1}$	$f_{O_2}$
Гранат	1.56 (8)	4.03 (15)
Гиперстен	4.63 (11)	9.22 (11)
Диопсид	17.80 (3)	22.50 (6)
Биотит	3.98 (6)	14.10 (4)

П р и м е ч а н и е. В скобках - количество проб.

навливаются между минералами определенная общность, выражающаяся в увеличении или снижении концентрации в них одних и тех же элементов.

В заключение раздела - несколько слов о проявлении еще одной геохимической особенности минералов в связи с метаморфизмом высокого давления. Известно, что давление влияет на степень окисления пород и минералов и благоприятствует процессу восстановления. Отсюда следует, что окисленность минералов в осевой зоне разлома и в удалении от него должна различаться. Используя для

этого коэффициент окисления железа  $f_0 = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO}$  (в ат. кол.)

и сравнивая, мы видим, что величина его значительно выше в минералах вне зоны разлома (табл. 36). Такое сравнение может быть использовано и для других комплексов как один из методов диагностики значительного градиента давления.

Р а с п р е д е л е н и е  
м а л ы х э л е м е н т о в  
в м и н е р а л а х

Гранат. Как следует из данных, изложенных в предыдущем разделе, гранат является концентратором следующих элементов, располагающихся в порядке убывания концентраций в такой ряд:<sup>2</sup>  $Mn > Ti > Y > V > Cr > Zr > Sc > Yb$ . Содержание всех этих элементов меняется в гранатах пород разного состава и условий образования. При переходе из одной группы пород к другой, т.е. при смене условий меняются не только концентрации элементов, но и корреляционные связи между ними.

Многообразие коррелятивных связей между элементами в гранатах разных пород показано в табл. 37. Из рассмотрения ее следует,

<sup>2</sup> Этот и все последующие ряды элементов для других минералов в известной мере условны, поскольку содержания и отношения элементов меняются в разных объектах.

Т а б л и ц а 37

Коэффициенты корреляции малых элементов в гранатах разных пород  
гранулитового комплекса

Кристаллические сланцы основного состава	Основные ортопороды	Гнейсы	Окварцованные породы	Зоны порфиробластеза
Cr - Ti = 0.738	Zr - Ti = 0.567	Co - Ti = -0.666	V - Mn = 0.977	Ni - Co = 0.707
Sc - Mn = 0.697	Ti - Mn = 0.581	Cr - Ti = -0.640	Yb - Y = 0.855	Cr - Co = -0.645
Y - Mn = 0.749	Co - Mn = -0.599	Sc - Ti = 0.824		Yb - Co = -0.605
Yb - Mn = 0.774	Zr - Mn = 0.729	Y - Ti = 0.747		Sc - Ni = -0.646
Zr - Mn = 0.559	Ni - Co = 0.612	Yb - Ti = 0.647		Y - Cr = 0.706
V - Cr = -0.672	Y - Co = -0.567	Zr - Ti = 0.688		Yb - Cr = 0.788
Sc - V = 0.644	Yb - Co = -0.563	V - Mn = 0.860		Yb - Y = 0.847
Y - Sc = 0.889	Zr - Co = -0.649	Ni - Co = 0.661		
Yb - Sc = 0.833	Sc - Ni = -0.695	Sc - Co = -0.702		
Zr - Sc = 0.701	Y - Cr = -0.585	Y - Co = -0.763		
Yb - Y = 0.954	Yb - Cr = -0.588	Yb - Co = -0.728		
Zr - Y = 0.708	Yb - Y = 0.933	Zr - Co = -0.588		
Zr - Yb = 0.608	Zr - Y = 0.759	Sc - Ni = -0.627		
	Zr - Yb = 0.795	Zr - Cr = -0.761		
		Y - Sc = 0.830		
		Yb - Sc = 0.722		
		Yb - Y = 0.982		

Примечание. В этой и следующих корреляции с уровнем значимости 95%.

подобных таблицах (№№ 39 и 42) приводятся коэффициенты

что ряд элементов сохраняет связи одного знака в гранатах двух-трех групп пород, например  $Zr - Y$  в гранатах основных ортопород, сланцев и гнейсов ( $r_{Zr-Y} = 0.535-0.759$ ),  $Ni - Co$  в гранатах ортопород, гнейсов и зон порфиروبластеа ( $r_{Ni-Co} = 0.612-0.707$ ),  $V - Mn$  в гранатах гнейсов и окварцованных пород ( $r_{V-Mn} = 0.860-0.977$ ).

В других случаях в гранатах разных генераций связи между элементами нарушаются, корреляция меняет знак, например  $Zr$  и  $Ti$  в гранатах основных пород и гнейсов связаны положительной корреляцией ( $r_{Zr-Ti} = 0.567$  и  $0.688$  соответственно), а в гранатах зон порфиروبластеа она для этих элементов становится обратной ( $r_{Zr-Ti} = -0.532$ );<sup>3</sup>  $Sc$  и  $Ti$  в гранатах гнейсов коррелируются с  $r_{Sc-Ti} = 0.824$ , при окварцевании же в гранатах происходит смена знака:  $r_{Sc-Ti} = -0.703$ .

Лишь между двумя элементами -  $V$  и сопутствующим ему  $Y$  связь является настолько прочной, что устойчиво прослеживается как положительная в гранатах всех генераций и групп пород с высоким коэффициентом корреляции  $r_{Y-Yb}$  в интервале  $0.847-0.982$ , что наглядно демонстрирует рис. 59. Расчеты отношений концентраций  $Y$  и  $Yb$  показывают большую близость их в гранатах двух групп метаморфических пород - кристаллических сланцев и гнейсов, а также в гранатах порфиробласт. Эти отношения в среднем составляют  $7.12-7.68$ . Гранаты же, формирующиеся при метаморфизме основных магматогенных пород, всегда менее иттриевые, что и определяет снижение среднего отношения в этой группе пород до  $4.80$ , а гранаты кварцевых метасоматитов наиболее богаты иттрием, что заметно повышает отношение  $Y/Yb$  (в среднем из шести проб равно  $9.41$ ). Таким образом, в этой паре элементов  $Yb$  является менее подвижным.

**Ромбический пироксен.** В рассмотренных группах пород ромбический пироксен является концентратором элементов, располагающихся в такой ряд:  $Mn > Ti > V > Cr > Ni > Zr > Sc$ .

В ортопироксенах не установлено таких пар элементов, для которых сохранялись бы высокие значения коэффициентов корреляции и одни и те же знаки во всех группах пород (табл. 39).

Наиболее прочной является положительная связь  $Cr - Ni$ , высокая для ромбических пироксенов основных ортопород ( $r_{Cr-Ni} = 0.812$ ) и зон окварцевания ( $r_{Cr-Ni} = 0.789^*$ ). В гиперстенах гранигоидов и порфиробласт она несколько снижается ( $r_{Cr-Ni} = 0.684^*$  и  $0.609^*$  соответственно), а в гиперстенах кристаллических сланцев очень сильно ослаблена ( $r_{Cr-Ni} = 0.196^*$ ). В табл. 40 показано, что отношения концентраций  $Cr$  и  $Ni$  близки в гиперстенах ортопород, кристаллических сланцев и порфиробласт.

<sup>3</sup> Величина этого коэффициента корреляции ниже порога значимости; в этой и следующих аналогичных таблицах такие величины обычно опускаются. Там же, где они привлекаются к обсуждению, они отмечены звездочкой.

Т а б л и ц а 38

Отношение концентраций  $Y$  и  $Yb$  в гранатах разных пород гранулитового комплекса

Порода	Номер образца	$Y/Yb$	Порода	Номер образца	$Y/Yb$	Порода	Номер образца	$Y/Yb$	Порода	Номер образца	$Y/Yb$	Порода	Номер образца	$Y/Yb$			
Основные ортопороды	2588	3.12	Кристаллические сланцы основного состава	580	7.33	Гнейсы	70	8.18	Зоны порфиробластеза и лерекристаллизации	8в	7.33	Зоны окварцевания	305л	10.00			
	2655	6.50		1324	7.27		1	6.66		94г	5.62		306-6	6.28			
	2673а	4.16		Н-34в	12.00		16	6.36		269	10.00		305м	16.36			
	3060	5.00		Н-834	6.22		2	10.00		5а	5.00		946	9.00			
	3084	5.71		21-5	7.14		4д	6.66		94д	6.87		298	6.11			
	90	4.64		22-2	9.00		65в	6.66		35в	6.00		2696	8.75			
	3090	5.31		2167	7.85		1839	7.89		42д	5.00	Среднее из 6		9.41			
	896	5.00		44п	8.75		1962	10.00		70б	12.50						
	88	4.07		116	7.00		10	7.73		94-1	9.09						
	405	4.54		2146в	3.33		28	6.66		89д	3.75						
Среднее из 10		4.80	Среднее из 10		7.59	1961 2146а		8.18 7.20	Среднее из 10		7.12						
						Среднее из 12		7.68	Общее среднее из 48 равно 7.16								

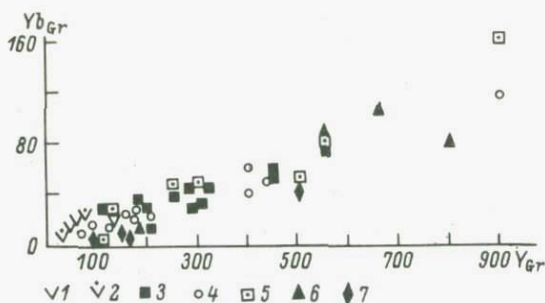


Рис. 59. Распределение  $Y$  и  $Yb$  в гранатах.

1 - метагаббро-лабрадориты, 2 - эклогитоподобные кристаллические сланцы, 3 - сланцы основного состава, 4 - гнейсы, 5 - порфиобласти, 6 - окварцованные породы, 7 - фемические метасоматиты.

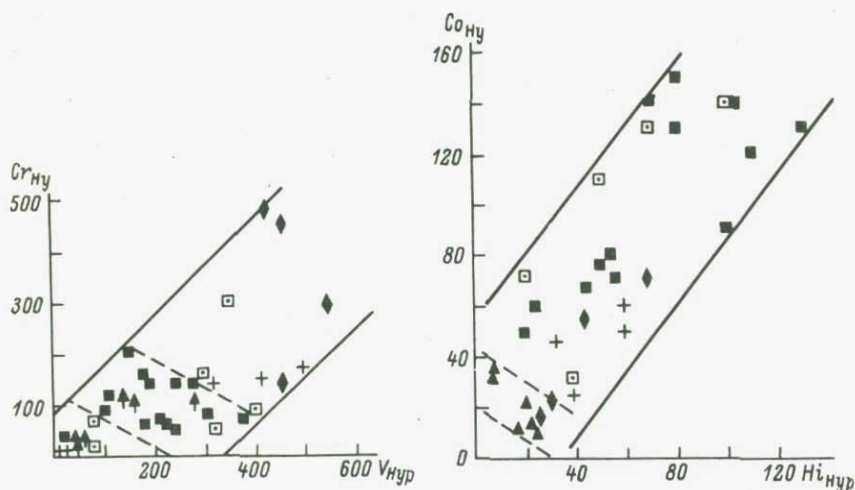


Рис. 60. Распределение  $V$  и  $Cr$  в ромбических пироксенах.

Условные обозначения см. рис. 59. Крестики - граниты.

Рис. 61. Распределение  $Co$  и  $Ni$  в ромбических пироксенах.

Условные обозначения см. рис. 59, 60.

В гиперстенах же зон окварцевания концентрации  $Cr$  и  $Ni$  в целом резко снижаются, но при этом  $Cr$  входит в количестве, в 4-5 раз превышающем количество  $Ni$  (табл. 40). Что же касается отношения  $V/Cr$ , то оно меняется в гиперстенах каждой группы пород, и наиболее низкое оно в ортопироксенах основных магматогенных пород, где количество  $Cr$  всегда повышено (табл. 41).

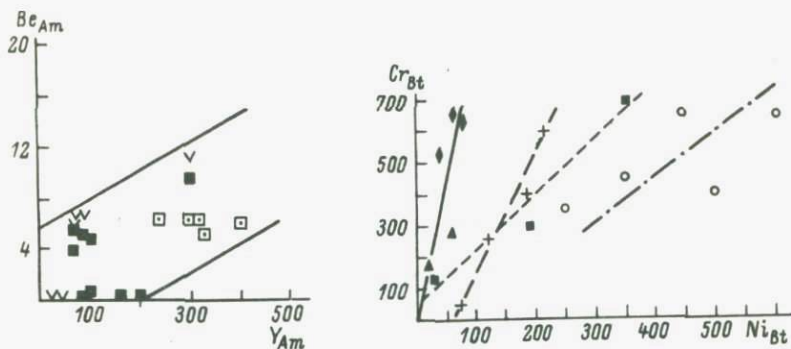


Рис. 62. Распределение Be и Y в амфиболах.

Условные обозначения см. рис. 59.

Рис. 63. Изменения характера распределения Cr и Ni в биотитах разных пород.

Условные обозначения см. рис. 59, 60. Биотиты одинаковых пород лежат на одной линии.

Для пары V - Cr высокие значения коэффициентов корреляции характеризуют гиперстены всех групп пород (вариации  $r_{V-Cr} = 0.971-0.785^{**}$ ), кроме кристаллических сланцев, где эта связь меняет знак и почти исчезает ( $r_{V-Cr} = -0.173^{**}$ ). Это видно из графика (рис. 60), где в целом точки составов формируют поле с положительным наклоном, а рой точек гиперстенов из кристаллических сланцев образует „частное“ поле с отрицательным наклоном (оконтурено штрихами).

Аналогичную картину можно видеть на рис. 61, где показан характер корреляции в гиперстене Ni и Co. Как видно из табл. 38, в гиперстенах не всех групп пород эти два элемента имеют высокую положительную связь, а для ромбических пироксенов зон окварцевания она обратная, но суммарно общая, достаточно высокая положительная корреляция между Ni и Co проявлена отчетливо.

**Амфибол.** В гранулитовом комплексе рассматриваемого региона для амфиболов намечается следующий ряд концентрации малых элементов:  $Ti > Mn > V > Cr > Ni > Y > Sc > Co > Zr > Nb > Cu$ . Корреляционные связи между элементами различны в амфиболах из пород разного генезиса, а также в амфиболах порфиробласт (табл. 42). Наибольшее количество связей с высокими коэффициентами корреляции характерно для амфиболов из метаморфизованных основных ортопород. Как и в других минералах, некоторые сквозные (наблюдаемые во всех группах) связи меняют свою величину и знак, например  $Mn - Ti$ : в амфиболах основных ортопород  $r_{Mn-Ti} = -0.877$ , в основной ткани кристаллических сланцев  $r_{Mn-Ti} = 0.694$ , в порфиробластах же  $r_{Mn-Ti} = -0.881$ .

Наиболее устойчивая положительная корреляция отмечается для пар  $Y - Yb$  и  $Be - Y$ ; в амфиболах трех типов вариации  $r_{Y-Yb} =$

Т а б л и ц а 39

Коэффициенты корреляции малых элементов  
в ромбических пироксенах разных пород

Кристаллические сланцы основного состава	Основные ортопороды	Окварцованные породы	Гранитоиды	Порфиробласты
Co-Mn = 0.811 Ni-Mn = 0.669 Y-Sc = 0.946	Y-Ti = 0.978 Y-Mn = 0.972 Zr-Co = -0.913 Cr-Ni = 0.812 V-Cr = 0.858	Sc-Mn = 0.811 Ni-Co = -0.891 V-Ni = 0.804 Zr-Ni = 0.819 V-Cr = 0.815 Zr-Cr = 0.811 Cu-V = 0.828 Zr-Sc = 0.864	Cr-Ti = 0.905 V-Ti = 0.926 Zr-Ti = -0.832 V-Mn = -0.852 Sc-Co = -0.921 V-Cr = 0.971 Zr-Y = 0.910	Ti-Mn = 0.827 Cr-Mn = 0.861  Ti-V = 0.830 Y-Sc = 0.921

= 0.559<sup>\*</sup>-0.866,  $r_{\text{Be-Y}} = 0.593-0.971$ . На рис. 62 и в табл. 43 показано соотношение Y и Be. Хотя в амфиболах каждого типа отношение Y/Be меняется и, как обычно, наибольшее оно в порфиробластах, точки составов группируются в общее коррелятивное поле с положительным наклоном.

**Биотит.** Содержащиеся в биотитах гранулитового комплекса элементы-примеси или малые элементы по убыванию концентраций располагаются в такой ряд: Ti > Ba > V > Cr > Mn > Ni > Nb > Co > Zr > Sc. Применение метода многократной корреляции, разработанного Ю.К. Бурковым, в свое время позволило выявить в биотитах метаморфических пород прочную прямую связь Ni - Cr (Крылова, 1976). Табл. 44 и рис. 63 демонстрируют смену характера положительной корреляции и соответственно величины отношения Cr/Ni для биотитов разных групп пород. На рис. 63 все точки как бы разбросаны в широком поле и суммарно не показывают отчетливой корреляции. Она проявляется при рассмотрении биотитов отдельно по т.п.ам, точки которых группируются вдоль соединительных линий.

Отношение концентраций двух других типичных для биотитов элементов - титана<sup>1</sup> и ванадия - приводится на рис. 64.

В заключение раздела приведем следующие последовательные ряды минералов по соотношению концентраций ряда элементов:

Mn - гранат > ортопироксен > диопсид > амфибол > силлиманит > биотит  
Ti - биотит > амфибол > диопсид > ортопироксен > гранат > >силлиманит

<sup>1</sup> Здесь содержание TiO<sub>2</sub> в вес.% пересчитано на Ti в г/т.

Т а б л и ц а 40

Отношение концентраций Cr и Ni в ромбических пироксенах разных пород гранулитового комплекса

Порода	Номер образца	Cr/Ni	Порода	Номер образца	Cr/Ni	Порода	Номер образца	Cr/Ni	Порода	Номер образца	Cr/Ni
Основные ортопороды	Га	2,00	Крис-таллические сланцы преимущественно со-става	1645	0,30	Зоны окварцевания	298	5,00	Порфи-роблас-ты	268-Г	0,65
	92	1,66		1264	1,09		305 п	1,76		35 б	1,00
	89	3,00		1324	0,87		306-6	4,58		42 г	1,28
	2588	0,76		Н-34 в	2,00		306-17	5,95		339-И	1,92
	2640	2,33		269 в	0,56		305 х	4,40		99	2,46
	3076	5,35		306-20	2,80		94 б	5,00			
	3084	1,61		339-1	1,90	Среднее из 6		4,44	Среднее из 5		1,46
	519	1,26		21-5	2,20						
	К-Ф	1,09		22-2	3,75						
	344	0,44		269'	1,18						
	51-7	3,61		1844	0,90						
	335 д	0,74		2167	2,00						
	2158	2,00		2167а	1,36						
	2164	1,75		2167б	1,33						
2124	1,06	Среднее из 14		1,58							
Среднее из 15		1,91									



## Т а б л и ц а 42

Коэффициенты корреляции малых элементов  
в амфиболах разных групп пород

Кристаллические сланцы основного состава	Основные ортопороды	Зоны порфироблас- теза
Mn - Ti = 0.694	Mn - Ti = -0.877	Mn - Ti = -0.881
Yb - Mn = 0.559	Sc - Co = -0.871	Zr - Mn = -0.707
Ni - Co = 0.577	Yb - Y = 0.866	Gα - Mn = -0.750
Sc - V = 0.668	Cu - Y = 0.836	Gα - Co = 0.717
Yb - Sc = 0.664	Zr - Y = 0.938	Cr - Ni = 0.931
Gα - Sc = 0.619	Be - Y = 0.811	Zr - Sc = 0.765
Yb - Y = 0.732	Zr - Yb = 0.876	Cu - Y = 0.726
Be - Y = 0.593	Be - Yb = 0.963	Be - Y = 0.971
Gα - Yb = 0.759	Zr - Cu = 0.910	Nb - Y = 0.959
Be - Zr = 0.551		Nb - Cu = 0.738
Be - Nb = 0.777		Nb - Be = 0.933

- V - амфибол > биотит > диопсид > ортопироксен > гранат > силлиманит  
 Cr - ортопироксен > амфибол > биотит > диопсид > гранат > силлиманит  
 Ni - амфибол > ортопироксен > биотит > диопсид > гранат > силлиманит  
 Co - амфибол > ортопироксен > гранат > диопсид > биотит  
 Cu - амфибол > ортопироксен > диопсид > биотит > силлиманит  
 Sc - диопсид > гранат > амфибол > ортопироксен > биотит  
 Zr - гранат > силлиманит > амфибол > диопсид > ортопироксен > биотит  
 Y, Yb - гранат > амфибол > диопсид > ортопироксен > биотит > силлиманит  
 Be - амфибол > силлиманит > диопсид

Р а с п р е д е л е н и е  
м а л ы х э л е м е н т о в  
м е ж д у м и н е р а л а м и

Объем монографии не позволяет рассмотреть распределение всех малых элементов во всех парах сосуществующих минералов, поэтому мы остановимся на некоторых из них. Больше внимания мы уделим тем элементам, распределение которых близко к равновесному, и тем минеральным парам, которые более распространены в исследованном комплексе.

Т а б л и ц а 43

Отношение концентраций Y и Be в амфиболах  
разных пород гранулитового комплекса

Порода	Номер образца	Y/Be	Порода	Номер образца	Y/Be	Порода	Номер образца	Y/Be
Основ- ные орто- породы	407	27.27	Крис- талли- ческие сланцы	88	15.00	Пор- фиро- блас- ты	77в	50,00
	88а	10,00		70а	20,00		96з	50,00
	88б	7,85		21	15,00		94а	66,66
	21-2	64,00		Н-834	14,00		93б	40,00
	168	10,00		1844	33,33		96б	50,00
						21-2	64,00	
Сред- нее из 5		23.82	Среднее из 5		19.46	Сред- нее из 6		53.44

Т а б л и ц а 44

Отношение концентраций Cr и Ni  
в биотитах разных пород гранулитового комплекса

Порода	Номер образца	Cr/Ni	Порода	Номер образца	Cr/Ni
Кристалличес- кие сланцы	1324	1.57	Гнейсы	269м	0.80
	1844	2.00		1	1.44
	306-20	4.33		2146а	1.40
Среднее из 3		2.63		94-1	1.28
				1839	1.08
			Среднее из 5		1.20
Порода	Номер образца	Cr/Ni	Порода	Номер образца	Cr/Ni
Граниты	1902	2.85	Метасома- титы	306-6	7.95
	Н-679	2.22		306-17	5.28
	Н-24	2.08		306р	8.00
	Н-34	0.53		305в	13.94
Среднее из 4		1.92		306э	10.55
			Среднее из 5		9.14

Рис. 64. Распределение  $Ti$  и  $V$  в биотитах.

Условные обозначения см. рис. 59, 60.

Гиперстен - гранат, гиперстен - диопсид, гиперстен - биотит. Аналогично тому что было показано в предыдущем разделе, соотношения элементов в сосуществующих минералах весьма разнообразны.

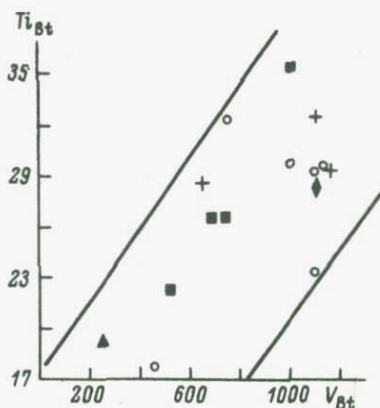
Распределение хрома и ванадия между гранатом и гиперстеном в большей части пород близко к единице, т.е. приближается к идеальному (табл. 45). Наглядно это представлено на графиках рис. 65. Различный характер распределения элементов можно видеть, например, на графике  $V_{Hyp-Gr}$ , где точки составов группируются вдоль двух различных прямых. В гранатах и гиперстенах кристаллических сланцев и метагаббро-лабрадоритов  $V$  входит почти поровну, с тенденцией больше концентрироваться в гранате. В порфиробластах, кварцевых и фемических метасоматитах - образованиях поздних этапов метаморфизма -  $V$  перераспределяется из граната в гиперстен, и здесь его содержание в 2-3 раза превышает содержание в гранате.

Цирконий же, который, как было показано во втором разделе настоящей главы, концентрируется в минералах преимущественно в условиях повышенной кислотности или щелочности, входит в состав граната и гиперстена главным образом поздних генераций (рис. 65, г).

Для пары гиперстен-диопсид приведем распределение хрома и никеля (табл. 46). Мы располагаем анализами этих минералов из основных ортопород и основных кристаллических сланцев, т.е. пород близкого состава, в которых пироксены являются одними из главных концентраторов этих элементов, особенно  $Cr$ . Рис. 66 иллюстрирует достаточное постоянство соотношения  $Cr$  и  $Ni$  в ромбическом и моноклинном пироксенах.

Сходную картину можно видеть при рассмотрении пары биотит-гиперстен (табл. 46, рис. 67), для которой, хотя и есть некоторая разница в распределении  $Cr$ ,  $Ni$  и  $Co$  между этими минералами в кристаллических сланцах и метасоматитах,<sup>1</sup> однако она очень невелика.

Диопсид - гранат, амфибол - гранат. Распределение малых элементов между диопсидом и гранатом



<sup>1</sup> Близость соотношений элементов в кислых и фемических метасоматитах позволяет здесь объединить их в одну группу.

Т а б л и ц а 45

Распределение Cr, V, Sc и Zr между гранатом и ромбическим пироксеном

Порода	Номер образца	$\frac{Cr_{Hyp}}{Cr_{Gr}}$	$\frac{V_{Hyp}}{V_{Gr}}$	$\frac{Sc_{Hyp}}{Sc_{Gr}}$	$\frac{Zr_{Hyp}}{Zr_{Gr}}$
Основные ортопороды	3084	3.57	1.26	0.17	0.40
	2158	1.00	0.88	0.38	0.20
	2588	0.54	0.80	0.50	0.66
Среднее из 3		1.70	0.98	0.35	0.42
Кристаллические сланцы	339-1	0.44	0.78	0.20	-
	21-5	0.84	0.40	0.16	-
	22-2	0.21	3.16	0.13	0.58
	1324	1.40	1.00	0.34	0.42
	2167	0.87	0.62	0.59	1.23
Среднее из 5		0.75	1.19	0.28	0.74
Порфиروبласты	269	0.81	2.33	0.34	1.00
	35 в	0.45	1.60	0.41	0.57
	42 г-д	1.80	1.14	0.87	-
	94 д	1.57	4.66	0.27	0.62
Среднее из 4		1.15	2.43	0.47	0.73
Окварцованные породы	298	0.66	-	0.34	0.56
	94 б	0.44	1.00	0.33	1.11
	305 п	0.60	1.18	0.40	1.56
	306-6	1.00	2.50	0.33	0.90
	306-17	1.00	-	-	-
Среднее из 5		0.74	1.56	0.35	1.03
Фемические метасоматиты	306 р	1.57	3.54	0.24	-
	305 в	1.00	3.17	0.54	-
	306 э	1.06	1.91	0.29	-
	339 II	1.50	2.35	0.38	-
Среднее из 4		1.28	2.74	0.36	-

представляет особый интерес, так как эта пара минералов является типичной ассоциацией эклогитов и эклогитоподобных пород, для которой постоянно дебатруется вопрос: существуют ли в ней признаки минерального равновесия.

Из рассмотрения табл. 47 следует удивительное постоянство соотношений Mn, Cr, Sc и Y в диопсиде и гранате. Оно несколько нарушается для Cr и Sc, меньше - для Y введением в общий расчет порфиروبласт диопсида и граната (обр. 42 г, д), в которых отношения повышены. Соответственно на графиках эта точка удаляется от прямой (рис. 68). Это нарушение объясняется тем, что при

Т а б л и ц а 46

Распределение Cr и Ni между гиперстеном и диопсидом, гиперстеном и биотитом

Порода	Номер образца	$\frac{Cr_{Hyp}}{Cr_{Di}}$	$\frac{Ni_{Hyp}}{Ni_{Di}}$
Кристаллические сланцы	339-1	0.50	1.16
	H-834	-	1.12
	1844	0.56	0.71
	2167	0.77	1.16
	42 г	0.56	2.00
Ортопороды	92	0.62	2.30
	519	1.09	1.79
	3084	0.55	1.55
Общее среднее		0.66	1.47

Порода	Номер образца	$\frac{Cr_{Hyp}}{Cr_{Bt}}$	$\frac{Ni_{Hyp}}{Ni_{Bt}}$	$\frac{Co_{Hyp}}{Co_{Bt}}$
Кристаллические сланцы	269 в	0.32	0.22	1.00
	1844	0.13	0.28	1.12
	306-20	0.54	0.83	0.92
Среднее из 3		0.33	0.44	1.01
Метасоматиты	306-6	0.62	1.09	-
	306-17	0.44	0.39	0.43
	306р	0.46	0.56	0.75
	305в	0.86	0.76	0.50
	306э	0.73	0.50	0.52
Среднее из 5		0.62	0.66	0.55
Общее среднее		0.51	0.45	0.75

росте порфиробласта в первую очередь наследуются особенности состава исходного вещества, в данном случае диопсид порфиробласта наследует содержание Cr и Sc диопсида основной ткани сланца, в котором содержание этих элементов всегда значительно. В чисто же метаморфическом, а следовательно более позднем минерале - гранате, Cr и Sc вошло относительно меньше.

Идеальная картина характеризует распределение марганца между этими минералами. Для проверки этой идеальности мы привлекли также пять образцов эклогитоподобных пород другого генезиса - это гранат-диопсид-плаггиоклазовые породы беломорского комплекса из Поньгомской губы Белого моря, которые, судя по составу и содержанию группы малых элементов, имеют первично-осадочную природу (Крылова, Климов, 1979). При нанесении этих

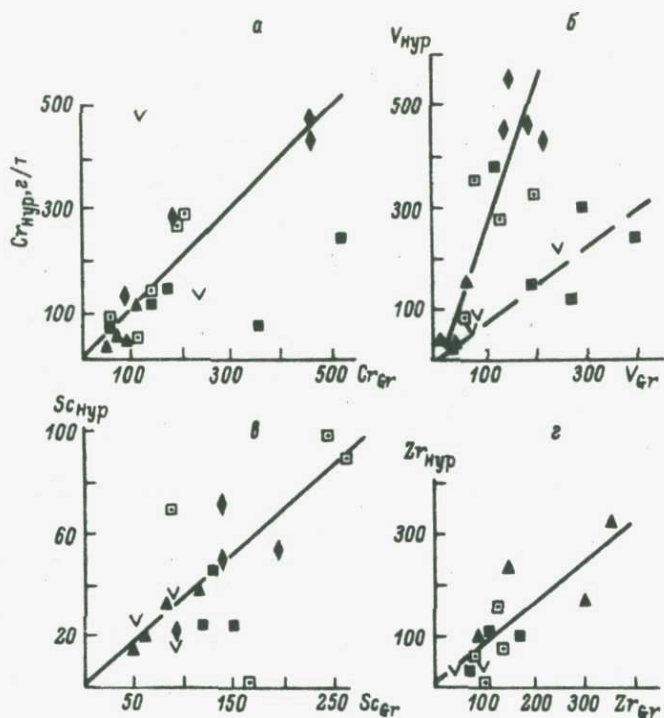


Рис. 66. Распределение Cr (а), V (б), Sc (в) и Zr (г) между гиперстеном и гранатом.

Условные обозначения см. рис. 59.

пяти образцов на диаграмму  $Mn_{Gr-Di}$  (рис. 69) оказалось, что они, хотя и подчиняются другому отношению, ложатся на одну прямую, т.е. и в этом случае можно говорить о минеральном равновесии.

Следует отметить еще одну важную геохимическую черту этого элемента. Это зависимость распределения (и содержания) Mn от условий давления. Минералы эклогитоподобных пород вообще обеднены марганцем. Так, в гранатах беломорской гранат-диопсидовой ассоциации содержится 0.98% MnO (среднее из 5), в гранатах лапландской - 0.90% MnO (среднее из 6). Беломорский комплекс испытывал региональный метаморфизм в условиях меньшего давления, нежели породы зоны лапландского разлома. Соответственно в гранаты беломорских эклогитоподобных пород входит больше Mn, нежели в гранаты аналогичных ассоциаций лапландского комплекса. Разница в относительном вхождении Mn в гранат и диопсид находит свое отражение на рис. 69 в разных наклонах линий равновесия (отношение  $\frac{Mn_{Di}}{Mn_{Gr}} = 0.08$  и 0.11 соответственно).

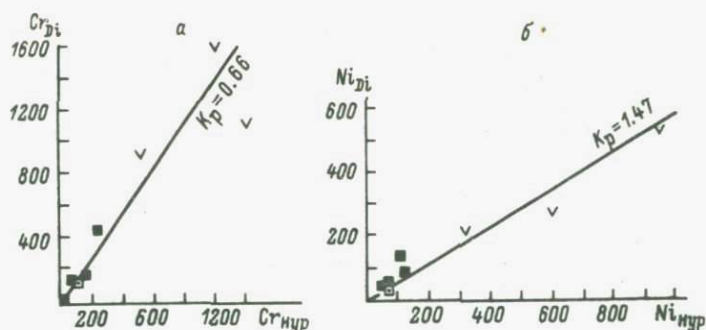


Рис. 66. Распределение Cr (а) и Ni (б) между гиперстеном и диопсидом.

Условные обозначения см. рис. 59.

Здесь уместно отметить, что уменьшение концентрации Mn как в минералах, так и в породах зон метаморфизма повышенного давления – характерная геохимическая особенность таких зон. Это находит свое объяснение в том, что марганец обычно как  $Mn^{2+}$  входит в октаэдрическую позицию, где может замещать  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$  и т.п. преимущественно в более крупной позиции  $M_2$ . Кроме того, Mn сравнительно с названными элементами имеет больший ионный радиус ( $r_{iMg} = 0.78 \text{ \AA}$ ,  $r_{iFe} = 0.83 \text{ \AA}$ ,  $r_{iMn} = 0.91 \text{ \AA}$ ). Эти кристаллохимические особенности Mn не благоприятствуют вхождению его в решетки минералов в условиях высокого давления.

В значительно меньшей степени можно говорить о равновесности в распределении малых элементов в паре гранат – амфибол, что объясняется, во-первых, переменным составом амфибола, а во-вторых, тем, что частично в анализы и соответственно в расчет попадают и более поздние роговые обманки, развивающиеся по пироксену. В паре гранат–амфибол более постоянные соотношения могут быть отмечены для иттрия и ванадия.

Для гранат – биотитовой пары приведем распределение скандия (табл. 49), которое в свое время было использовано в качестве геотермометра (Дагелайский, Крылова, 1973). Представляло интерес сравнение этого распределения в ассоциациях высокого и пониженного давления. Такое сопоставление проводилось нами ранее на других образцах автора из высокоградиентных – Алданский щит, Кольский блок и низкоградиентных метаморфических комплексов – Беломорье, Чешский массив, а также по образцам, любезно представленным Н.И. Москвиченко из комплексов Северной Карелии и Юго-Западного Памира. Оно показало, что в условиях повышенного давления  $Sc$  легче входит в решетку биотита – силиката слоистой структуры, вследствие чего отношение  $\frac{Sc_{Gr}}{Sc_{Bt}}$ , обычно вы-

сокое в гранулитах (в среднем 10, максимальное 18), в этом

Т а б л и ц а 47

Распределение Mn, Cr, Sc и Y между диопсидом и гранатом

Порода	Номер образца	$\frac{MnODi}{MnOGr}$	$\frac{CrDi}{CrGr}$	$\frac{ScDi}{ScGr}$	$\frac{YDi}{YGr}$
Ортопороды	2655	0.11	2.00	0.80	0.26
	3084	0.08	6.42	1.22	-
Среднее из 2		0.10	4.21	1.01	0.26
Кристаллические сланцы	2167	0.16	1.12	1.09	0.21
	H-834	0.11	-	1.25	0.25
	339-1	-	0.88	0.88	0.35
	2146в	0.09	1.46	0.55	-
Порфиробласты	42г, д	0.15	3.20	2.75	0.44
Среднее из 4-5		0.12	1.66	1.28	0.31
Общее среднее		0.11	2.51	1.22	0.30

Т а б л и ц а 48

Распределение Sc между гранатом и биотитом

Порода	Номер образца	$\frac{ScGr}{ScBt}$
Гнейсы и кристаллические сланцы	269м	7.11
	1324	3.71
	1839	4.44
	1962	4.18
Среднее из 4		4.86
Метасоматиты	306-6	11.50
	306р	9.00
	305в	11.25
	306э	13.57
Среднее из 4		11.33
Общее среднее		8.09

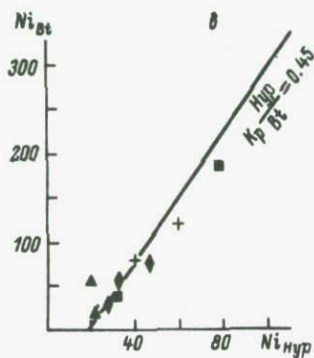
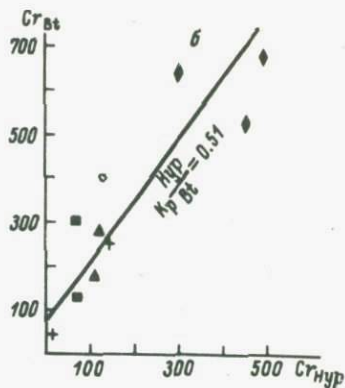
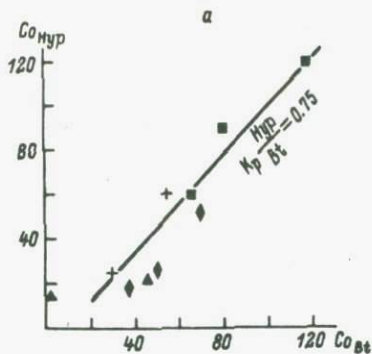


Рис. 67. Распределение Co (а), Cr (б) и Ni (в) между гиперстеном и биотитом.

Условные обозначения см. рис. 59, 60.

случае падает. Компактная же структура полиэдрического каркаса граната в этих условиях менее благоприятна для вхождения в нее скандия.

Это положение нашло свое подтверждение и в лапландском гранулитовом комплексе. В гранатах и биотитах из пород гранулитовой фации высокого давления (табл. 48) отношение  $\frac{Sc}{Gr}$  варьирует

от 7 до 4, т.е. для условий гранулитовой фации является явно заниженным. В то же время в кварцевых и фемических метасоматитах, формировавшихся на поздних этапах, в условиях пониженного давления, Sc входит в гранат в количестве, в 11 раз большем, чем в биотит, т.е. в этом случае распределение Sc для условий гранулитовой фации становится обычным. Рис. 70 иллюстрирует разное распределение Sc между гранатом и биотитом в этих двух типах пород.

Таким образом, распределение малых элементов между минералами в гранулитовом комплексе представлено тремя главными типами: 1) распределение близко к равновесному и сохраняется для минералов из пород разного состава, генезиса и условий T-P; 2) распределение варьирует для минералов из пород разного состава и генезиса; 3) распределение меняется в зависимости от T-P условий (для некоторых элементов это изменение идет направленно с тенденцией к равновесию на поздних этапах).

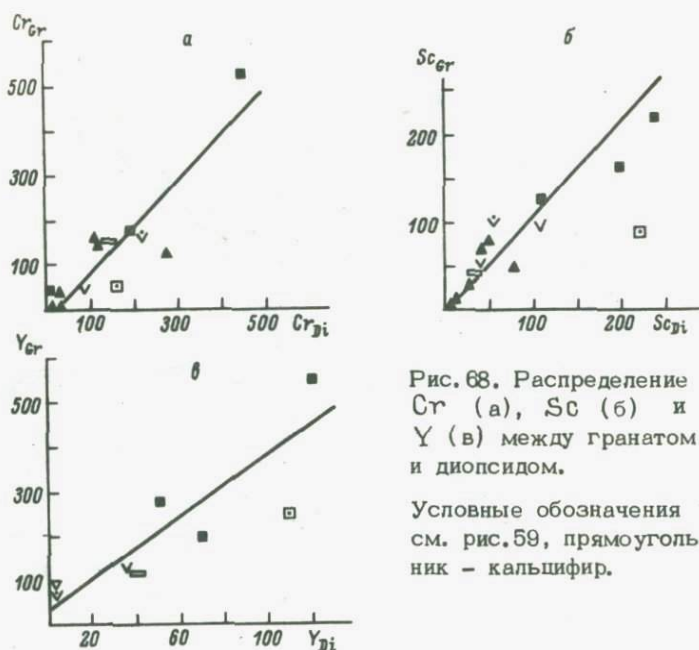


Рис. 68. Распределение  $Cr$  (а),  $Sc$  (б) и  $Y$  (в) между гранатом и диопсидом.

Условные обозначения см. рис. 59, прямоугольник - кальцифир.

\* \*  
\*

1. Каждая порода определенного состава и генезиса имеет свою геохимическую специфику; проявление позднейших процессов кремнекислого, основного или щелочного метасоматоза распознается по повышению содержания тех элементов, для которых благоприятна соответственно кислая, основная или щелочная среда.

2. Использование геохимических данных позволяет не только определить первичную ортоприроду большей части обширной группы кристаллических сланцев основного состава, но и восстановить геотектонический режим зарождения магм. Главная масса кристаллических сланцев гранулитового комплекса по составам отвечает вулканическим сериям островных дуг и континентальных окраин с геосинклинальным механизмом генерации магм. Толеитовые серии существуют наряду с известково-щелочными и кислыми вулканитами.

3. Гнейсы имеют неоднородную исходную природу. Та их часть, которая не является результатом гранитизации основных кристаллических сланцев, представляет или осадки (аркозы, граувакки), или продукты разрушения, размыва и переотложения вулканических пород состава андезитов.

4. Наиболее надежными признаками магматогенной (вулканогенной) природы метаморфических пород основного состава являются высокие содержания  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Sc$  в валовых пробах. При повышении кислотности и щелочности среды растет содержание  $Zr$  и  $Y$ .

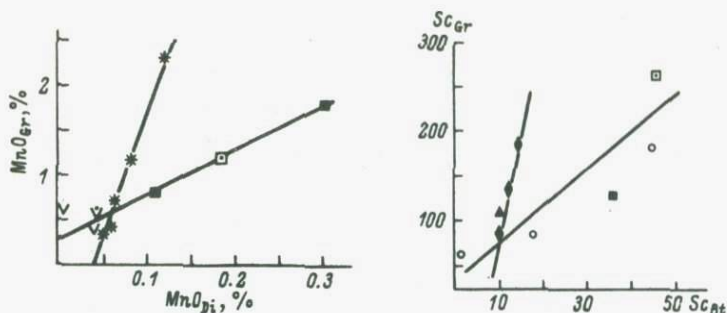


Рис. 69. Распределение Mn между гранатом и диопсидом.

Условные обозначения см. рис. 59, звездочка – гранат-диопсидовые пары из эклогитоподобных пород беломорского комплекса.

Рис. 70. Распределение Sc между гранатом и биотитом.

Для гранат-биотитовых пар метаморфических пород и метасоматитов соединительные линии различны. Условные обозначения см. рис. 59.

5. Каждый минерал, так же как и порода, имеет свою геохимическую специфику. Порфиробласты наследуют содержание малых элементов основной ткани породы.

6. В разных ассоциациях (породах) минералы характеризуются своими коррелятивными связями между элементами, которые меняются при изменении пород, при проявлении позднейших процессов, а также в разных генерациях минералов, что является важным обстоятельством для температурной диагностики. При этом могут возникать и новые коррелятивные связи, а также частные поля обратного знака в отчетливо выраженных суммарных коррелятивных полях.

7. Распределение малых элементов между минералами неодинаково в различных минеральных ассоциациях. Для некоторых минеральных пар выявлено распределение ряда элементов, весьма близкое к равновесному. Наиболее четко это выражено в распределении Cr, Sc, Mn между гранатом и моноклинным пироксеном, Ni и Cr между моноклинным и ромбическим пироксенами, Co и Ni между гиперстеном и биотитом, Sc между биотитом и гранатом.

8. Установленная эволюция содержаний малых элементов в ходе метаморфизма свидетельствует о более раннем развитии процессов более высокотемпературных и о более позднем – более низкотемпературных.

9. Среди определявшихся элементов некоторые должны быть выделены как наиболее информативные. Так, для установления первичной магматогенной (вулканогенной) природы наиболее важны Ni, Cr, Sc – в породах, пироксенах и амфиболах; возрастание со-

держания Cr и Ni в пироксенах и амфиболах говорит об участии расплава в формировании минерала. Повышение кислотности, щелочности среды фиксируется вхождением значительных количеств Zr и Y - в гранатах, пироксенах, амфиболах. Об изменении температурных условий свидетельствуют изменения концентраций Sc, Ti, V, Mn, Ba - в биотитах, Sc, Mn - в гранатах, Ti, V, Mn - в амфиболах.

10. Для диагностики условий повышенного давления можно использовать следующие признаки: формирование минеральных разновидностей с меньшими параметрами кристаллической решетки; вхождение примесных элементов с меньшими ионными радиусами; снижение содержания Mn в минералах; уменьшение степени окисленности железа в минералах; изменение характера распределения Sc между гранатом и биотитом (уменьшение отношения

$\frac{Sc\ Gr}{Sc\ Bt}$  ).

## ГЛАВА VI. ВОЗРАСТ И ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

### В о з р а с т г р а н у л и т о в о г о   к о м п л е к с а

В последние годы вопрос о возрасте лапландского гранулитового комплекса привлекает к себе все большее внимание в связи с интересом к его составу, структуре и специфике метаморфизма. Определения раннего периода, выполнявшиеся К-Аг методом, укладывались в интервал 1.8-2.2 млрд. лет (Беломорский комплекс..., 1962). Позже по цирконам из гранулитов кольской серии Рb - U - Th методом по изохроне был определен возраст 2740±50 млн. лет (Тугаринов и др., 1968), а тем же методом по циркону из лапландского гранулитового комплекса - 1930±60 млн. лет (Бибикина и др., 1973). Одновременно по циркону из глиноземистого гнейса, вмещающего умбинские гранитоиды, получен возраст 2140 млн. лет, а для Островского массива - 1800 млн. лет. Циркон из мигматизированного биотитового (беломорского) гнейса, взятого несколько западнее рассматриваемой в настоящей работе площади, оказался более древним - 2680 млн. лет, хотя это значение почему-то авторами не интерпретируется (Бибикина и др., 1973). Они принимают возраст лапландских гранулитов равным 1930 млн. лет.

Еще позже путем совместного использования Rb-Sr и U-Th - Pb методов в их изохронных вариантах был определен возраст умбинских гранитоидов, являющихся существенным звеном в цепи эндогенных событий - 2140 млн. лет (Пушкарев и др., 1975). Напомним, что первые К-Аг датировки возраста этих же гранитоидов, определенные Э.К. Герлингом и А.Л. Полкановым в 1961 г., отвечали 1900-2030 млн. лет.

Определения, выполненные О. Куово в 1967-1968 гг. U-Th - Pb методом для метаморфических пород гранулитового комплекса и прорывающих их гранитоидов, дали значения 1925-1960 млн. лет. Один циркон оказался более древним - 2135 млн. лет, что, по мнению О. Куово, может быть следствием его терригенного происхождения (Геохронологические рубежи..., 1972).

По пироксенам К-Аг методом получен огромный диапазон значений - от 420 до 6500 млн. лет. По гиперстенам Нотозера имеются цифры 3150 и 3590 млн. лет, которые интерпретируются как возможный возраст раннего этапа метаморфизма гранулитовой фации, одновременного с гранулитовым метаморфизмом кольской серии (Геохронологические рубежи..., 1972). Другие возрастны значения этого ряда не принимаются во внимание, так как пироксены, по-видимому, содержат избыточный аргон.

Важные данные для выяснения возраста лапландского гранулитового комплекса дали геохронологические исследования, выполненные по гранулитам Северной Финляндии (Meriläinen, 1976). Использование свинцового метода показало, что породы гранулитового комплекса были метаморфизованы около 2500 млн. лет назад. Существенно, что магматические интразювальные породы (диориты, кварцевые габбро) по общему свинцовому методу дали минимальный возраст 2600 млн. лет, что отвечает ребольскому времени. Между тем по метаморфическому циркону из тех же пород было получено значение 1925 млн. лет. Из последних определений по рассматриваемому комплексу значение 2600 млн. пока является максимальным. Оно свидетельствует о том, что породы, подвергавшиеся метаморфизму, не могли быть моложе.

Проведенный недавно анализ геофизических и геологических данных по территории, прилегающей к Главному беломорскому шву (Лапландский глубинный разлом), привел авторов этого исследования к мнению, что разлом был предопределен еще в доребольский период (2800 млн. лет), но окончательное оформление структуры произошло в свекофенское время (2200–1800 млн. лет – Богданов и др., 1980).

Имеющиеся в настоящее время данные позволяют констатировать следующее. Глубокий метаморфизм, отсутствие перекрывающих осадочных отложений – более древних, чем рифейские песчаники Терского берега, не дают надежных данных, позволивших бы однозначно документировать геологический возраст комплекса. Можно констатировать лишь его дорифейский возраст. В этой связи изотопные датировки заслуживают особого внимания.

Представляется, что для суждения о возрасте гранулитового комплекса рассматриваемого района надо учитывать следующие геологические наблюдения; частично подкрепленные и геофизическими данными: 1) блоковое строение зоны; 2) существование надвига с перемещением пластины с северо-востока на юго-запад; 3) более высокое стратиграфическое положение в разрезе гранулитового комплекса толщи высокоглиноземистых гнейсов (блок III); 4) относительно более молодой возраст умбинских гранитоидов, прорывающих высокоглиноземистые гнейсы; 5) отсутствие достоверной стратиграфической границы с породами беломорской серии; 6) наличие реликтовых признаков гранулитового метаморфизма в породах амфиболитовой фации в западной части района, а также на прилегающих площадях.

Учитывая все сказанное выше, автор считает возможным интерпретировать имеющиеся данные следующим образом. Структура в целом и слагающие ее исходные породы, подвергавшиеся глубокому метаморфизму, а потом в результате блокирования и перемещения блоков приведенные на разный уровень, являются архейскими; породы высокоглиноземистой толщи (блок III) являются относительно более молодыми.

Изотопные датировки, укладываемые в интервал 1800–2000 млн. лет, не отвечают ни возрасту вещества, ни времени заложения Лап-

ландского разлома, ни возрасту главного метаморфизма. Эти цифры датируют время проявления эндогенной (в основном – магматической) активности.

Вся предшествующая история раннего докембрия, которую можно было бы начать с 3,5 млрд. лет, протекала крайне неактивно, замедленно. По всему Балтийскому шиту, как, впрочем, и в других регионах, разрезы раннего докембрия характеризуются преобладанием вулканогенных пород в нижних частях и сменой их осадочными – в верхних. Сопоставление мощностей осадочных толщ и огромного возрастного диапазона их отложения заставляет признать, что скорость накопления осадков была крайне замедленной.

Известно, что эогеийская геотерма смещена в область значительно более высоких температур, что определялось повышенной температурой поверхности Земли, а не каким-то особым тепловым режимом глубин. Высокая (не менее 100°C) температура поверхности, насыщенность горячей атмосферы  $\text{CO}_2$  (парниковый эффект), а также газообразными  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ... обусловили большую активность не эндогенных, а экзогенных процессов. До определенного времени эндогенная активность не проявлялась (пангеосинклинальная стадия, по В.В. Белоусову). Нерасчлененность архейского рельефа, обусловившая отсутствие мощных толщ конгломератов, отсутствие активности и контрастности тектонических движений, длительность осадконакопления – все это свойственно самому раннему докембрию, изотопных свидетельств которого на Балтийском шите мы имеем пока крайне мало.

Возраст исходного вещества лапландских гранулитов, по нашему мнению, не только древнее 2600 млн. лет, но он должен быть близок к значению 3,0 млрд. Косвенное подтверждение архейского возраста гранулитового комплекса может быть в том, что в нем отчетливо проявлена линейная зависимость между температурой и давлением, т.е. более высоким давлениям соответствуют и более высокие температуры, а это является характерной чертой эогеийского метаморфизма. Сопряженные изменения  $T$  и  $P$  могут быть связаны только с изменением глубинности. Тектонический режим архея – отсутствие тектонической расчлененности и контрастности тектонических движений – исключает существенное влияние каких-либо тектонических перегрузок. Метаморфизм в архее протекал в однородном тепловом поле, когда колебания геотермического градиента были сравнительно невелики. Аномально низкоградиентная, высокотемпературная фаціальная серия характерна именно для самых ранних, эогеийских, комплексов (Шульдинер, 1981).

Рассчитывать получить истинный возраст пород в зоне Лапландского разлома в настоящее время трудно, так как геологические события, связанные с усилением эндогенной активности в более позднее время, нарушили первоначальную картину изотопных соотношений. Близок к истинному, вероятно, возраст умбинских гранитоидов (2140 млн. лет), однако становление их было длительным. С очень древним заложением Лапландского разлома (более 2800 млн. лет – Богданов и др., 1960) согласиться легко.

Что же касается определения возраста по циркону, то надо иметь в виду, что поскольку циркон в процессе метаморфизма может регенерироваться и поскольку новообразованный циркон возникает при возрастании щелочности (например, при калиевом метасоматозе), определения по циркону дают представление только о времени одного из последних метаморфических или метасоматических эпизодов.

П о с л е д о в а т е л ь н о с т ь  
д о к е м б р и й с к и х  
м а г м а т и ч е с к и х , м е т а с о -  
м а т и ч е с к и х и м е т а м о р -  
ф и ч е с к и х с о б ы т и й

Наиболее ранним магматическим событием явилось излияние основных лав и близкое к нему по времени внедрение толеитовых и известково-щелочных магм. В настоящее время эти образования представлены метапорфиритами, ортоамфиболитами, небольшими телами метагабброидов, метаноритов.

Позже (но в архейское время), используя ослабленную зону Лапландского разлома, внедрились габбро-лабрадориты и анортозиты Колвицкого массива, в которых среди ксенолитов преобладают метапорфириты и разнообразные ортоамфиболиты.

Относительно более поздним событием явилось внедрение ультраосновных магм, давших начало пироксенитам, перидотитам, дунитам, представленным в настоящее время сильно серпентинизированными разностями; эти породы рвут габбро-лабрадориты. Затем следовало формирование дайкового комплекса габброидов, пересекающего все предшествующие образования.

Кроме того, нельзя не отметить внедрение небольших тел массивных габбро-лабрадоритов, относящихся к наиболее позднему этапу докембрийского магматизма, поскольку наблюдались непосредственные контакты таких и более ранних, уже сильно рассланцованных метагаббро-лабрадоритов.

К наиболее ранним проявлениям кислого вулканизма относятся излияния дацитовых лав, свидетельством чего являются пачки лептинитов в гранулитовом комплексе.

Первое появление гранитного расплава отмечено жильным материалом мигматитов гранулитовой фации, имеющим преимущественно эндербитовый состав. Для корреляции отметим, что к этому времени уже были внедрены габбро-лабрадориты Колвицкого массива.

На рубеже позднего архея-раннего протерозоя вне зоны Лапландского разлома были сформированы гранитоиды эндербит-чернокитовой серии, рвущие мигматиты гранулитовой фации.

Наложение протерозойского метаморфизма и ультраметаморфизма амфиболитовой фации обусловило формирование анатектического жильного материала мигматитов этой фации и затем - небольших тел мобильных лейкократовых и биотитовых гранитов. В интрузивных

брекчиях таких гранитов и в ксенолитах наблюдаются обломки мегатабброндов и ортоамфиболитов.

К наиболее поздним проявлениям докембрийского кислого магматизма относится внедрение небольших тел и даек субщелочных лепидомелан-гастингситовых гранитов, секущих все упомянутые магматические породы и метаморфические образования гранулитового комплекса. Однако очень широкий разброс изотопных датировок возраста субщелочных гранитов (от 2740 до 900 млн. лет) не исключает предположения о неоднократном внедрении их на протяжении длительной геологической истории.

Наконец, завершающим магматическим событием докембрия явилось внедрение многочисленных пегматитовых жил, использовавших расколы северо-восточного-субширотного простирания.

Среди метасоматических проявлений ранним свидетельством кремнекислого метасоматоза является возникновение зон кварцевания в процессе кислотного выщелачивания на регрессивном этапе гранулитового метаморфизма. С некоторым запозданием формировались зоны комплементарного основного метасоматоза с образованием крупнозернистых фемических метасоматитов с минеральными ассоциациями гранулитовой фации.

При развитии ультраметаморфизма щелочной и кремнекислый метасоматоз проявился в гранитизации пород гранулитового комплекса с формированием небольших участков метасоматических гранитоидов гранулитовой фации (чарнокито-гнейсов) и зон локальной мобилизации. Несколько позже метасоматоз этого типа реализовался в образовании зон полевошпатового порфириробластеа. На завершающем этапе гранулитового метаморфизма широкое развитие калиевого метасоматоза сопровождалось формированием порфировидных гранитоидов умбинского комплекса.

Позже имел место калиевый метасоматоз при наложении метаморфизма амфиболитовой фации. В это время возникали участки биотит-амфиболовых метасоматических гранитоидов (гранито-гнейсов) и в тектонически ослабленных участках - зоны калишпатового порфиробластеа.

Еще позже, но также в условиях амфиболитовой фации, проявился Mg - Ca метасоматоз, обусловивший возникновение сети метасоматических диопсид-амфиболовых жил в породах, ранее претерпевших гранулитовый метаморфизм.

Самым ранним метаморфическим событием был региональный метаморфизм гранулитовой фации. Вне зоны лапландского разлома он относился к фациальной серии АБ (по Глебовицкому, 1973) и ознаменовался преобразованием основных вулканитов и интрузивных пород в ортоамфиболиты и другие кристаллические сланцы основного состава, кислых вулканитов - в лептиниты, псаммитовых и алевропелитовых пород - в разнообразные гнейсы. Условия метаморфизма:  $T=800^{\circ}\text{C}$ ,  $P=8-9$  кбар. В осевой зоне разлома проявился метаморфизм высокого давления серии  $B_1-B_2$  с формированием гранат-

клинопироксеновой и гиперстен-силлиманитовой ассоциаций в породах основного и кислого состава соответственно:  $T = 950-900^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 11-10$  кбар.

Наступивший затем этап ультраметаморфизма обусловил региональную мигматизацию пород гранулитового комплекса и возникновение ультраметаморфогенных мобильных гранитоидов. Регрессивный ход метаморфического процесса еще в условиях гранулитовой фации определил в дальнейшем постепенное снижение температуры и давления.

В течение следующего этапа произошло наложение метаморфизма фации альмандиновых (куммингтонитовых) амфиболитов, по-видимому, связанного с прогрессивным метаморфизмом какого-то более молодого вулканогенно-осадочного комплекса. В гранулитовом комплексе оно проявилось в региональной амфиболитизации пород основного состава, в замещении гиперстена куммингтонитом и антофиллитом, в биотитизации граната и амфибола, мусковитизации биотита и дистена и пинитизации кордиерита в гнейсах; в более редких случаях отмечается развитие дистена по порфиробластам граната:  $T = 700^{\circ}$ ,  $P = 7$  кбар.

Наиболее низкотемпературные (зеленосланцевые) изменения, обычно приуроченные к зонам дробления, милонитизации или других дизъюнктивных нарушений, наложены на все более ранние преобразования и осуществлялись в течение всего последующего геологического времени.

### Эволюция комплекса

Блоковое строение района обусловлено сетью разломов, оперяющих Онежско-Кандалакшский грабен – разломную структуру, для которой показан докембрийский возраст заложения (Константиновский, 1977) и которая, по всей видимости, по времени и природе близка Лапландскому глубинному разлому.

Литологический разрез гранулитового комплекса при всей своей неоднородности отвечает типичной для раннего докембрия последовательности литогенеза – резкое преобладание вулканогенных образований на ранних этапах и постепенное возрастание роли седиментогенного породообразования в верхах разреза. Восстановление геотектонического режима ранних этапов с привлечением геохимических данных показало, что составы основных пород не несут признаков существования базальтов океанического типа: признаки океанической коры отсутствуют. Главная масса кристаллических сланцев, преобладающих в низах разреза, по составу отвечает вулканическим сериям островных дуг и активных континентальных окраин с геосинклинальным механизмом генерации магм. Малоглубинные толеитовые серии существовали наряду с более глубинными известково-щелочными, а также и кислыми вулканитами (ныне представленными лептинитами). Средний состав гранулитового комплекса ближе всего отвечает гиперстеновому андезиту.

Метаморфический гранулитовый комплекс представляет уникальную низкоградиентную высокотемпературную фаціальную серию. Схема метаморфизма, его распределение по площади не позволяет связывать его с тепловым воздействием основных интрузий, хотя внедрение их и могло быть источником дополнительного прогрева. Экстремальные  $T$ - $P$  условия фиксируются в приразломной полосе северо-западного простирания, вне связи с интрузией. Метаморфизм имеет четко выраженную регрессивную направленность с последовательным снижением  $T$  и  $P$  на конечных этапах. Большая редкость в собственно метаморфическом комплексе коронарных структур, отсутствие или крайне слабое проявление зональности в минералах, довольно выдержанное распределение в процессе метаморфизма ряда главных и малых элементов в минеральных парах — все это свидетельствует о достижении минеральными системами равновесия или приближения к нему. Возможно, это указывает на длительность и завершенность минеральных преобразований и таким образом лишь один раз свидетельствует в пользу древнейшего возраста гранулитового комплекса.

Процессы ультраметаморфизма проявились в метасоматической гранитизации, приведшей к формированию метасоматических гранитоидов, и в анатектической мигматизации, вызвавшейся в возникновении большого количества жильного материала (лейкосомы). Нашему наблюдению доступны ранние ультраметаморфические образования гранулитовой фации и более поздние, формировавшиеся в условиях амфиболитовой фации. Характерной чертой рассматриваемого региона является отсутствие широких полей метасоматических гранитоидов, что объясняется отсутствием длительных периодов тектонического покоя, благоприятствующих медленному протеканию метасоматоза. Наоборот, наличие многочисленных ослабленных зон, высокая температура и насыщенность флюидной фазой способствовали процессам селективного плавления и широкому развитию мигматитов в той части комплекса, где состав исходных пород был для этого благоприятным (восточная часть района).

В процессе геологического развития комплекса неоднократно менялись условия кислотности-щелочности. В большом промежутке геологического времени можно отметить четыре этапа, в течение которых повышение кислотности растворов, устанавливаемое по смене минеральных ассоциаций и изменению состава каждого минерала, сменялось возрастанием щелочности. Первый из них относится к концу регионального метаморфизма, когда кислотный метасоматоз сменился комплементарным, но несколько отстающим во времени основным метасоматозом, знаменующим относительное повышение щелочности. Второй этап относится к периоду ультраметаморфизма. Мигматизация в условиях гранулитовой фации осуществлялась с постепенным повышением калиевой щелочности. Эндербитовый жильный материал ранних этапов сменялся чарнокитовыми парагенезисами. К более поздним этапам был приурочен также и калиевый метасоматоз, способствовавший росту калишпатовых порфиробластов. Следующий этап повышения щелочности связан с диафорическим

преобразованием пород в условиях амфиболитовой фации. Он приводит к формированию амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов с большим количеством микроклина; в этот период в гранатосодержащих породах порфиробласты граната обрастают амфиболовыми каймами. Наконец, последний этап повышения щелочности фиксируется в ряду магматических гранитоидов. Субщелочные лепидомелан-гастингситовые граниты, секущие все более ранние гранитоиды, являются переходными к этапу кратонизации, сопровождавшемуся появлением настоящих щелочных гранитов.

Впервые для региона выполненное системное геохимическое изучение пород и отдельных метаморфических минералов показало, что каждый метаморфический эпизод, ответственный за возникновение определенных минеральных ассоциаций, имеет свою геохимическую специфику. Смена  $T-P$  условий, изменение химизма среды вызывало изменение состава, оптических свойств, параметров кристаллической решетки породообразующих минералов. На каждом новом этапе в новой минеральной системе сохраняются лишь наиболее прочные устойчивые связи между элементами. В основном же старые связи разрушаются и возникают новые, что не подтверждает идею об изохимической перекристаллизации при глубоком региональном метаморфизме. Среди группы малых элементов выделены наиболее информативные, позволяющие в разных случаях судить о первичной природе породы или минерала, об изменении химизма среды,  $P-T$  условий метаморфизма.

В заключение, отвечая на вопрос, в чем и как проявляется эволюция гранулитового комплекса, можно констатировать:

- 1) в типе литогенеза – от преобладания вулканогенных образований в низах разреза к господству осадочных – в верхах;
- 2) в постепенном углублении очагов генерации магм – от мало-глубинных толеитовых к более глубинным известково-щелочным в основном ряду и от интрузивных эндербитов синтетектонического этапа до субщелочных гранитов к платформенному этапу – в кислом;
- 3) в регрессивной направленности гранулитового и наложении амфиболитового метаморфизма, что проявляется в эволюции состава минералов разных генераций;
- 4) в изменении кислотности-щелочности среды минералообразования;
- 5) в эволюции общего геологического развития – от пангеосинклинальной стадии до этапа кратонизации.

## ЛИТЕРАТУРА

- Б а т и е в а И. Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. - Л., 1976. - 222 с.
- Б е л о м о р с к и й комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова / К. А. Шуркин, Н. В. Горлов, М. Е. Салье, В. Л. Дук, Ю. В. Никитин. Труды ЛАГЕД АН СССР, 1962, вып. 14. 306 с.
- Б е л я е в К. Д. Новые данные по структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 218-225.
- Б е л я е в О. А., Загородный В. Г., Петров В. П., Волошина З. М. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. - Л., 1977. - 88 с.
- Б и б и к о в а Е. В., Тугаринов А. И., Грачев Т. В., Константинова М. В. О возрасте гранулитов Кольского полуострова. - Геохимия, 1973, № 5, с. 664-675.
- Б о г д а н о в Ю. Б., Былинский Р. В., Глебовицкий В. А., Доливо-Добровольский А. В. Главный Беломорский шов. - Геотектоника, 1980, № 3, с. 35-44.
- Б о г д а н о в а М. Н. Особенности химизма железомagneзиальных минералов метаморфических комплексов восточного побережья Кандакшского залива. - В кн.: Минералы метаморфических пород Кольского полуострова. Апатиты, 1979, с. 45-59.
- Б о г д а н о в а М. Н., Ефимов М. М. Конгломераты Колвицкой структурно-фациальной зоны. - В кн.: Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1975, вып. III, с. 65-69.
- Б о г д а н о в а М. Н., Ефимов М. М. Эволюция вулканизма и осадконакопления в Кандакшско-Колвицкой зоне гранулитов. - В кн.: Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1976а, с. 63-76.
- Б о г д а н о в а М. Н., Ефимов М. М. Особенности метаморфизма супракrustальных образований Кандакшско-Колвицкой структурно-фациальной зоны. - В кн.: Метаморфизм докембрийских комплексов (Кольский полуостров). Апатиты, 1976б, с. 56-74.
- В е л и к о с л а в и н с к и й Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. - Л., 1972. - 189 с.
- В е л и к о с л а в и н с к и й Д. А. К вопросу о формациях собственно гранитов рапакиви и рапакивиобразных гранитов на Балтийском щите. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1973, с. 46-54.
- В и н о г р а д о в Л. А., Богданова М. Н., Ефимов М. М. Гранулитовый пояс Кольского полуострова. - Л., 1980. - 208 с.
- В и н о г р а д о в А. Н., Виноградова Г. В. Геология и петрология умбинского комплекса интрузивных чарнокитов и гранитов. - В кн.: Интрузивные чарнокиты и порфиroidные граниты Кольского полуострова. Апатиты, 1975, с. 3-148.

Виноградова Г.В., Виноградов А.Н., Латышева Л.Г., Романова Т.С. Кордиерит из гнейсов Кандалакшского берега Белого моря. - В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л., 1972, вып. 9, с. 121-125.

Галибин В.А. Количественный спектральный анализ микроэлементов в породах и минералах переменного состава: Автореф. дис. канд. минер. наук. - Л., 1974. - 40 с.

Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. - Л., 1972. - 193 с.

Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. - Л., 1973. - 127 с.

Глебовицкий В.А., Другова Г.М. Границы фаций и субфаций пород, бедных  $CaO$ , по данным гранат-биотитовой термометрии. - В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М., 1979, т. 1, с. 34-46.

Глебовицкий В.А., Дук В.Л., Шарков Е.В. Эндогенные процессы. - В кн.: Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., 1978, с. 112-171.

Гранулитовая фация метаморфизма / В.А. Глебовицкий, Г.М. Другова, Л.П. Никитина, Л.А. Прияткина, Л.В. Климов. - Л., 1972. - 255 с.

Дагелайский В.Б., Крылова М.Д. Скандий в биотите как геотермометр. - Геохимия, 1973, № 10, с. 50-56.

Дагелайский В.Б., Зоубек В., Крылова М.Д., Митрофанов Ф.П., Шуркин К.А. Лептитовые (лептитовые) формации в метаморфических комплексах докембрия карело-кольской части Балтийского щита и Чешского массива. - В кн.: Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты, 1980, с. 31-46.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Д. Породообразующие минералы. - М., 1965, т. 1-3. - 1094 с.

Добрецов Н.А. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов. - Геология и геофизика, 1975, № 2, с. 11-25.

Ефимов М.М. Древнейшие метаэффузивы северо-западного Беломорья. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 206-211.

Ефимов М.М., Прияткина Л.А., Шарков Е.В., Шемякин Б.М., Шуркин К.А. Кандалакшко-кольвицкая группа массивов габбро-анортозитов. - В кн.: Петрология, минералогия и геохимия. Апатиты, 1974, вып. 5, ч. 2, с. 130-142.

Зоубек В., Крылова М.Д., Лосерт И., Митрофанов Ф.П., Чернов В.М., Шуркин К.А. Лептиты карело-кольской части Балтийского щита и Чешского массива. - В кн.: Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакия и некоторых районов СССР. М., 1979, с. 5-72.

Константиновский А.А. Онежско-Кандалакшский грабен Восточно-Европейской платформы. - Геотектоника, 1977, № 3, с. 38-45.

Крылова М.Д. Псевдоконгломераты и оруденение. - Тезисы 2-го Всес. совещ. по металлогении докембрия. Иркутск, 1981, с. 195-196.

Крылова М.Д. Использование рассеянных элементов для оценки термодинамических условий метаморфизма. - В кн.: Термо- и барометрия метаморфических пород. Л., 1977, с. 174-183.

Крылова М.Д., Галибин В.А. Никель и хром в гиперстенах основных и кислых пород гранулитовых комплексов. - Геохимия, 1980, № 8, с. 1174-1182.

Крылова М.Д., Климов Л.В. Ромбические пироксены беломорского комплекса. - Геохимия, 1978, № 9, с. 1395-1402.

Крылова М.Д., Климов Л.В. Фрагменты ранних структур в беломорском комплексе: первичная природа, метаморфизм, геохимия. - В кн.: Процессы глубинного петрогенезиса и минерации в докембрии СССР. Л., 1979, с. 231-252.

Крылова М.Д., Прияткина Л.А. Гиперстен-силлиманитовая ассоциация в гранулитовом комплексе Порьей губы (юго-запад Кольского полуострова). - Докл. АН СССР, Сер. геол., 1978, т. 226, № 3, с. 661-664.

Левковский Р.З. Вещественный состав, внутренняя структура и возраст умбинского гранитоидного комплекса. - В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев, 1970, с. 30-31.

Левковский Р.З. Ралахиви. - Л., 1975, - 223 с.

Луц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. - М., 1980. - 247 с.

Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. - М., 1968. - 200 с.

Маракушев А.А., Татарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1975, № 3, с. 20-27.

Маракушев А.А., Яковлева Е.Б. Генезис кислых лав. - Вестн. МГУ, 1975, № 1, с. 3-24.

Михайлов Д.А., Крылова М.Д. Состав моноклиновых пироксенов магnezильных скарнов докембрия в сравнении с пироксенами метаморфических пород. - Геохимия, 1978, № 5, с. 709-718.

Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. - М., 1976. - 536 с.

Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфических осадочных и вулканических пород. - Л., 1980. - 100 с.

Перчук Л.Л. Усовершенствование дупироксенового геотермометра для глубинных перидотитов. - Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 3, с. 456-459.

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. - М., 1976. - 287 с.

Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. - Апатиты, 1970. - 115 с.

Прияткина Л.А. Стрoение протерозойского разлома на Кольском полуострове. - Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 5, с. 1153-1155.

Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). - Л., 1979. - 127 с.

Пушкарев Ю.Д., Ветрин В.Р., Виноградова Г.В., Виноградов А.Н., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И., Бельков Е.И., Рюнгенен Г.И., Суровцева Л.Н., Обухова Л.А., Ульяновко Н.А. Возрастное положение лицо-арагубского и умбинского комплексов порфировидных гранитоидов по данным U-Th-Pb, Rb-Sr и K-Ar методов. - В кн.: Интрузивные чарнокиты и порфировидные граниты Кольского полуострова. Апатиты, 1975, с. 340-353.

Термо- и барометрия метаморфических пород. - Л., 1977. - 205 с.

Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Горощенко Г.Л. О возрасте гранулитов Балтийского щита. - Геохимия, 1968, № 9, с. 1052-1060.

Турченко С.И. Металлогения метаморфогенных сульфидных месторождений Балтийского щита. - Л., 1978. - 120 с.

Шарков Е.В. Массивы габбро-анортозитов-мангеритов Колвишких, Кандалакшских и Сальных тундр (Кольский полуостров) как интрузии шовных зон глубинных разломов. - В кн.: Анортозиты СССР. М., 1974, с. 21-29.

Шинкарев Н.Ф. О генезисе комплексов ралаквивы. - Тез. к симпозию, „Специфика докембрийского магматизма“. Л., 1972, с. 35-37.

Шоу Д.М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. - Л., 1969. - 207 с.

Шульдинер В.И. Метаморфическая зональность и геотермические градиенты раннего докембрия. - В кн.: Геотермометры и палеотемпературные градиенты. М., 1981, с. 116-123.

Шуркин К.А., Крылова М.Д. Докембрий Кольского полуострова. - В кн.: Рабочий путеводитель международной геологической экспедиции по Карелии и Кольскому полуострову. Петрозаводск, 1976, ч. II, с. 64-94.

Шуркин К.А., Левковский Р.З. О возрасте габбро-лабрадоритовых интрузий Беломорья. - В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 267-289.

Barclay J.P. Composition of hornblendes formed during hercynian progressive metamorphism of the Aracena metamorphic belt (SW Spain). - Contr. Miner. Petrol., 1970, vol. 28, N 2, p. 117-134.

Binniss R.A. The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyam Complex, Broken Hill district, New South Wales, Part. II. - Miner. Mag., 1965, vol. 35, N 272, p. 561-587.

Burns R.G. Mineralogical application of crystal field theory. - Cambridge, 1970.

Church B.N. Quantitative classification and chemical comparison of common volcanic rocks. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, v. 86, N 2, p. 257-263.

DeWard D. The occurrence of garnet in the granulite-facies terrane of the Adirondack highlands. - Journ. Petrol., 1965, vol. 6, p. 165-191.

Eskola P. On the granulites of Lapland. - Amer. Journ. Sci., Bowen Volume, 1952, p. 133-171.

Gill J.B. Role of trace element partition coefficients in models of andesite genesis. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1978, vol. 42, p. 709-724.

Greenwood H.J. Synthesis and stability of antophyllite. - Ann. Rep. Dir. Geopgys. Lab. Carnegie Inst. Washington, 1961-1962.

Haapala J., Siivola J., Ojanpera P., Yletyinen V. Red corundum, sapphirine and kornerupine from Kittila, Finnish Lapland. - Bull. Geol. Soc. Finland, 1971, vol. 43, p. 221-231.

H ö r m a n n P.K., R a i t h M., R a a s e P., A c k e m a n d D., S e i f e r t Fr. The granulite complex of Finnish Lapland: petrology and metamorphic conditions in the Ivalo-Lojoki-Inarijärvi area. - Geol. Surv. Finland Bull., vol. 308, 1980, 100 p.

H o w i e R.A. Pleochroism of orthopyroxenes. - Nature, 1964, vol. 204, N 4955, p. 279.

J o h a n n e s W.A., S c h r e y e r W. Verteilung von H<sub>2</sub>O und CO<sub>2</sub> zwischen Mg-cordierite und fluid Phase. - Fortschr. Miner., 1977, vol. 55, Beih 1, p. 64-65.

L e a k e B.E. The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. - Amer. Miner., 1965, vol. 50, N 7, p. 843-851.

M c L e l l a n d J.M., W h i t n e y Rh.R. The origin of garnet in the anorthosite-charnockite suite of the Adirondacks. - Contr. Miner. Petrol., 1977, vol. 60, N 2, p. 161-181.

M a t s u i e.q. Unit cell dimensions of some synthetic orthopyroxene group solid solutions. - Geochem. Journ., 1968, vol. 2, p. 61-70.

M e r i l ä i n e n K. The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland. - Geol. Surv. Finland, Bull., 1976, 281, p. 129.

M u r t y M.S. Pleochroism of orthopyroxenes. - Reply. Nature, 1964, vol. 204, N 4955, p. 279-280.

P a r r a s K. On the charnockites in the light of a highly metamorphic rock complex in southwestern Finland. - Bull. Comm. Geol. Finland, 1958, N 181.

R a a s e P. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. - Contr. Miner. Petr., 1974, vol. 45, p. 231-236.

S e i f e r t F. Stability of the assemblage cordierite + K-feld spar+quartz. - Contrib. Miner. Petrol., 1976, vol. 57, N 2, p. 179-185.

S e i f e r t F., S c h r e y e r W. Lower temperature stability limit of Mg-cordierite in the range 1-7 kb water pressure: A redetermination. - Contr. Miner. Petrol., 1970, vol. 27, N 3, p. 225-238.

T a r n e y J. Geochemistry of archaean high-grade gneisses with implications as to the origin and evolution of the precambrian crust. - In.: 'The early history of the Earth, London, 1977, p. 405-417.

T u t t l e O.F. L'origine et la classification des granites. - Sci. Terre, num. hors. serie, 1955, p. 229-310.

W o o d D.J. Solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet. - Contr. Miner. Petrol., 1974, vol. 46, p. 1-15.

W o o d B.Y., B a n n o S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. - Contr. Miner. Petrol., 1973, vol. 42, p. 109-124.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Глава I. Геологический очерк . . . . .	6
Характеристика разреза гранулитового комплекса . . . . .	7
Блок I, . . . . .	7
Блок II . . . . .	13
Блок III . . . . .	15
Глава II. Главные петрогенетические типы пород и их первичная природа . . . . .	17
Метаморфические породы . . . . .	17
Кристаллические сланцы основного состава и метабазиты . . . . .	17
Гнейсы . . . . .	24
Лептиниты . . . . .	28
Мраморы и кальцифилы . . . . .	33
Метасоматические породы . . . . .	34
Неоднородность гранулитового комплекса и его средний химический состав . . . . .	38
Глава III. Региональный метаморфизм . . . . .	43
Схема метаморфизма . . . . .	43
Минералы метаморфического комплекса . . . . .	46
О реликтовых признаках метаморфизма гранулитовой фации на смежных площадях . . . . .	72
Температура и давление при метаморфизме . . . . .	78
Глава IV. Ультраметаморфизм и граниты . . . . .	82
Жильный материал мигматитов (лейкосома) . . . . .	83
Метасоматические гранитоиды (гранито-гнейсы) . . . . .	86
Магматические гранитоиды . . . . .	89
Эндербиты . . . . .	90
Лейкократовые порфиридные граниты . . . . .	92
Субщелочные роговообманковые граниты . . . . .	94
Глава V. Геохимия . . . . .	98
Геохимия пород . . . . .	99
Геохимия главных минералов . . . . .	110
Гранат . . . . .	112
Ромбический пироксен . . . . .	114
Диопсид . . . . .	117
Амфибол . . . . .	119
Биотит . . . . .	120
Силлиманит . . . . .	123

Распределение малых элементов в минералах . . . . .	124
Распределение малых элементов между минералами. . . . .	133
Глава VI. Возраст и эволюция гранулитового комплекса . . . . .	145
Возраст гранулитового комплекса . . . . .	145
Последовательность докембрийских магматических, метасоматических и метаморфических событий . . . . .	148
Эволюция комплекса . . . . .	150
Литература . . . . .	153

Мелита Дмитриевна Крылова

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ  
ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Утверждено к печати  
Институтом геологии и геохронологии докембрия АН СССР

Редактор издательства Т.П. Жукова  
Художник Д.С. Данилов  
Технический редактор В.В. Шиханова  
Корректоры С.И. Семиглазова и К.С. Фридлянд

ИБ № 20608

Подписано к печати 26.01.83. М-27771. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Печ. л. 10+1 вкл. (1/2 печ. л.)=10.50 усл. печ. л. Усл. кр.-отт. 10.68. Уч.-изд. л. 10.92. Тираж 600. Изд. № 8401. Тип. зак. № 1949. Цена 1 р. 60 к.

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

---

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография издательства „Наука“  
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

3924

1 р. 60 к.



«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ  
ОТДЕЛЕНИЕ