



**ПРОБЛЕМЫ  
ГЕОЛОГИИ  
НИЖНЕГО  
ПРОТЕРОЗОЯ  
КАРЕЛИИ**

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ  
НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ  
КАРЕЛИИ

Редакционная коллегия:

**Б. Я. Алексеев, Г. С. Бискэ, А. И. Богачев,  
М. А. Елисеев (секретарь), А. С. Пекки, В. И. Робонен,  
В. А. Соколов (председатель).**

Научный редактор **В. И. Робонен**

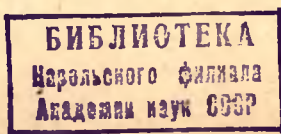
**П78 Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Коллектив авторов. Петрозаводск, «Карелия», 1974 г.**

160 стр. Библ. — 73 назв., илл. — 40, табл. — 6. (Труды Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 20).

В книге рассматриваются проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Изложены основные задачи, цели и методика картирования вулканогенных образований нижнего протерозоя. Приведены новые данные по стратиграфии и литологии вулканогенных комплексов Пезозерского района (восточная Карелия). Описаны выделенные вулканогенные формации Хаутаваарской структурной зоны, более подробно рассмотрен фациальный состав и петрохимические особенности спилито-диабазовой формации. Характеризуется строение и формирование Чалкинского массива гранодиоритов, развитого в этой же структурной зоне. Освещается стратиграфия и магматизм северо-карельской зоны карелид, и в частности, Кукаозерско-Тикшезерской зоны. Приведена геологическая интерпретация аномалий магнитного поля восточной части Балтийского щита, где разбираются данные аэромагнитных исследований территории Карелии и Мурманской области.

П  $\frac{029-017}{M127(03)-74}$

© Карельский филиал АН СССР, 1974



## ВВЕДЕНИЕ

При рассмотрении геологического строения комплексов пород, объединяемых в нижний протерозой ( $2700 \pm 100$ — $1900 \pm 100$  млн. лет), возникает целый ряд вопросов: условия образования пород, слагающих указанные комплексы, их генетическая природа; возрастная последовательность отложения в конкретных районах и сопоставление ее и времени отложения в удаленных друг от друга районах, т. е. сопоставление стратиграфических разрезов; фациальные условия образования пород и слагаемые ими формации, структуры, образуемые комплексами, и этапы их изменения (метаморфизма). Их выяснение позволяет установить историю развития земной коры в рассматриваемый отрезок времени. Однозначного ответа на указанные вопросы до сих пор нет. Этим объясняются значительные разногласия в представлениях о геологии Балтийского щита, которые и определяют основные проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии.

Имеющиеся материалы по геологическому строению нижнего протерозоя позволяют выделять в эту группу пород комплексы, развитые на значительных площадях западной, южной и восточной Карелии. Выделяется несколько структурно-фациальных зон нижнепротерозойских отложений.

Дискуссионным до сих пор является вопрос о нижней границе нижнего протерозоя. Тесно с ним связано представление о фундаменте карелид. Одни исследователи считают, что на древнем глубоко эродированном архейском основании с угловым несогласием залегают отложения нижнего протерозоя с базальными конгломератами в основании. Архейский фундамент участвовал в карельской складчатости. Другие же полагают, что основание карелид (нижнепротерозойских отложений) не сохранилось, а полностью преобразовано процессами гранитизации, и карелиды как бы плавают в застывшей гранитоидной массе, «съевшей» и древний фундамент, и нижние части разреза карелид.

Спорным также является вопрос о верхней границе нижнего протерозоя, с которым связано представление об условиях (особенно тектонических) образования вышележащих среднепротерозойских отложений и положении их в разрезе позднего докембрия.

Важно установить генетическую природу пород, слагающих разрез нижнего протерозоя Карелии, и сопоставить его с аналогичными по возрасту образованиями других районов Балтийского щита (Кольский п-ов, Финляндия, Швеция, Норвегия), в частности, установить, какую часть разреза и, следовательно, какой объем слагающих его толщ составляют вулканогенные продукты и какую — терригенные.

С вопросом о нижней границе нижнего протерозоя тесно связано представление о геологическом строении области сочленения беломорид и карелид. Большинство исследователей принимает область развития беломорид за фундамент карелид, который к моменту отложения нижнепротерозойских образований представлял жесткий фундамент (протоплатформа типа древнего срединного массива), на денудированной поверхности которого накапливались отложения нижнего протерозоя с базальными образованиями в основании. В последние годы это представление усиленно подкрепляется изучением особенностей этапов метаморфизма области развития беломорид, привлечением радиологических и петрологических методов исследований. Часть исследователей считает, что в области сочленения беломорид и карелид расположена активная тектоническая зона, в которой интенсивно проявлялись процессы гранитизации, сопровождавшиеся формированием гранитоидов и затушеваввшие детали сочленения. Меньшая часть исследователей полагает, что беломориды (или, по крайней мере, значительная, если не большая их часть) должны сопоставляться по времени их образования и последующего преобразования (метаморфизма) с ранними и поздними карелидами (нижним, средним и верхним протерозоем).

Важным и также дискуссионным является вопрос о соотношении гранитоидов с верхнекарельскими (среднепротерозойскими) отложениями. Одни исследователи считают, что нет гранитов, которые прорывают образования среднего протерозоя, в частности, ятулия. Другие же допускают существование постъятулийских гранитов в определенных тектонических зонах среднего протерозоя — за пределами карельского срединного массива. К этой проблеме тесно примыкает вопрос о возрасте терригенных кварцитов. С точки зрения одних, терригенные кварциты имеются в разрезе как среднего, так и нижнего протерозоя, с точки зрения других, в разрезе нижнего протерозоя кварциты не терригенные, а хемогенные, терригенные же кварциты присутствуют только в разрезах среднего протерозоя. Решение этого вопроса возможно только при сопоставлении геологического строения территории Карелии и смежных областей развития докембрия Балтийского щита.

Нет единого мнения также о стратиграфическом положении так называемой ладожской формации. Выше ли кварцитов ятулия (р-н оз. М. Янисъярви) или ниже залегают слюдистые сланцы и гнейсы ладожского типа? Каково соотношение этих сланцев и гнейсов с филлитами калевия (в понимании Вяюрюнена), их и ладожских отложений с комплексом гнейсов района Оутокумпу в Финляндии, карелид со свекофеннидами или отдельных комплексов пород, слагающих их разрез?

С этими вопросами тесно связаны представления о строении гранитоидов центральной Финляндии: реоморфизованный — это фундамент свекофеннид или центральная гранитизированная и гранитная часть геосинклинали; каковы соотношения сланцевой полосы района Тампере (Финляндия) с лептитовыми толщами свекофеннид юга Финляндии (свионий Седерхольма) и их корреляция с нижнепротерозойскими образованиями Карелии и беломоридами. Интересным в связи с изложенным является вопрос о сопоставлении гранитоидов области свекофеннид с гранитоидами западной Карелии (срединный массив или кратон Вяюрюнена) и гранитоидами области беломорид.

От решения названных проблем зависит представление о стратиграфии комплексов пород нижнего протерозоя Карелии, характере слагаемых ими структур, объеме и условиях формирования образуемых ими формаций и закономерностях приуроченности к последним определенных типов полезных ископаемых.

Решение поставленных вопросов тесно связано с представлениями о ранних этапах развития земной коры, а в конечном итоге — об образовании оболочек земного шара и самой Земли.

В настоящей работе приводятся новые фактические материалы о геологическом строении отдельных районов развития отложений нижнего протерозоя Карелии, ставятся проблемные вопросы геологии и дается попытка дать на них ответ. Ряд районов описан детально. По отдельным в том числе и важным, с точки зрения получения ответов на поставленные вопросы, территориям приводятся очень краткие сведения с целью сопоставления особенностей их геологического строения с таковыми более детально описанных сходных участков.

Материалы к работе подготовлены в 1970—1971 гг., в связи с чем не все публикации этих лет других авторов по затронутым вопросам могли быть учтены. Предлагаемая работа подготовлена сотрудниками Института геологии Карельского филиала АН СССР (Петрозаводск), Геологического института АН СССР (Москва) и Западного геофизического треста Министерства геологии РСФСР (Ленинград).

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ВУЛКАНИТОВ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ

Наиболее эффективным методом исследования древнейших вулканитов является изучение их структурно-текстурных особенностей. Во многих случаях он позволяет уже в полевых условиях устанавливать первичную природу пород, их фациальную принадлежность и определять кровлю и подошву лавовых потоков, что важно в складчатых областях при крутом, нередко опрокинутом залегании пород.

В местах интенсивного проявления наложенной складчатости многие текстурные признаки вулканитов исчезают; так, например, отдельные

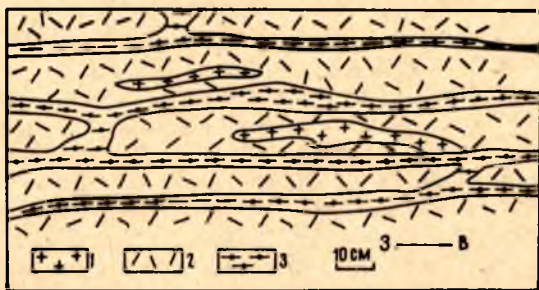


Рис. 1. Полосчатость, обусловленная вытянутыми шарами:

1 — кварцево-карбонатные жилки; 2 — порфиробластический крупнозернистый амфиболит (шары); 3 — мономинеральный амфиболит (межшаровое пространство)

темно-зеленых амфиболитов — межшаровые пространства (рис. 1). Не менее характерны полосчатые текстуры эффузивов в местах интенсивного проявления складчатости, обусловленные метаморфической дифференциацией и напоминающие первичную слоистость, если полосчатость образуется вдоль кристаллизационной сланцеватости (рис. 2), или косую слоистость — полосчатость вдоль трещин кливажа осевой плоскости (рис. 3). В силу этих причин до последнего времени амфиболиты пезозерского типа большинством исследователей считались парапородами. И только благодаря тщательному наблюдению над текстурными признаками на больших площадях обнажений (расчисток) удается установить первичную природу значительно измененных метаморфизмом и складчатостью эффузивных образований.

крупные миндалины развальцовываются и иногда вытягиваются вдоль сланцеватости, приобретает вид будинированных кварцевых жил. Шары в этих условиях также сильно уплощаются, вытягиваются, и породу по внешнему виду можно принять за слоистую. В восточной Карелии такие слоистые амфиболиты часто встречаются на островах оз. Вороньего, в которых более мелкозернистые светло-зеленые слои — это вытянутые на 1,5—2 и более метров шары, а слои крупнозерни-

В условиях эпидот-амфиболитовой (поселки Хаугтаваара, Парандово) и амфиболитовой (озера Пибозеро, Воронье, Лежево) фаций регионального метаморфизма хорошо сохраняются многие текстурные признаки первичной природы пород. Для лавовых потоков такими признаками являются: 1) массивное сложение; 2) шаровая текстура; 3) миндалекаменная текстура; 4) наличие между потоками прослоев



Рис. 2. Полосчатость, параллельная плоскостям кристаллизационной сланцеватости



Рис. 3. Полосчатость, параллельная кливажу осевой плоскости (псевдокосая сланцеватость)



туфов, вулканических брекчий, вулканогенно-осадочных пород; 5) дифференцированное строение потоков; 6) наличие реликтов микроструктур, характерных для лав (офитовой, порфировой и др.).

Для лав основного (диабазового), реже среднего (андезитового) состава характерны и широко распространены шаровые (подушечные) текстуры. Наиболее разнообразны и хорошо сохранились подобные текстуры в районе пос. Хаутаваары, где шаровые лавы слагают как отдельные потоки, так и части их, чаще прикровельные (рис. 4—6). Шары распознаются по своей овальной, подушкообразной, караваяеобразной, эллипсоидальной и других подобных форм, резко ограничены от окружающей среды темной плотной зоной закалки, толщина кото-



Рис. 4. Поток шаровых диабазов с узкой зоной закалки (1-й тип зональности)

рой в разных потоках может быть различной — от 0,5—1 до 2—5 см. Нередко шары имеют зональное строение: зона закалки — миндалекаменная зона — плотная порода с центральной полостью. По различию мощности зоны закалки, расположению и выполнению миндалин в зоне миндалекаменных диабазов возможно выделение нескольких морфологических разновидностей шаров. Так, например, на юго-восточном берегу губы Гизиярви в шарах выпуклая (верхняя) часть насыщена мелкими сферическими миндалинами, а вдоль плоско-вогнутой части (подшвы) следует зона стержневидных, трубчатых (вертикальных) миндалин (рис. 7). В некоторых потоках Хаутаваары центральные части шаров выполнены вариолитами. В разрезе вкрест потока шары заметно уплощены, их верхняя кровельная часть выпуклая, а очертания нижней части зависят от характера налегания на нижележащие шары — вогнутые, неровные, с заметным грушевидным отростком. Как правило, шары в той или иной степени деформированы при складчатости и вытянуты по сланцеватости, иногда превращены в узкие слоеподобные линзы. Однако и в этом случае сохраняются зоны закалки, что дает возможность легко отличить их от слоев. Шаровая текстура эффузивов позволяет вполне достоверно судить о направлении кровли лавовых потоков в условиях сложной изоклинальной складчатости при крутом, нередко опрокинутом залегании пород.

Другим достаточно надежным признаком отнесения пород к лавовой фации является наличие в них миндалин. Повсеместное развитие миндалекаменных текстур характерно для древних вулканитов района озер Вороньего — Пибозера — Лежево. Как правило, во многих выделенных лавовых потоках устанавливается изменение количества и размера миндалин от положения их в вертикальном разрезе потока. Миндалины имеют моно- или полиминеральное выполнение (кварц, карбонат, хлорит, эпидот, альбит, сульфиды), иногда зональны, и скопления их закономерно располагаются

в лавовом потоке, обычно у его кровельной части, где могут обильно насыщать породу (80—90% ее состава), образуя так называемые пеннистые лавы. В подошвенной части потока также наблюдается увеличение количества и размера миндалин, но здесь они более крупные и чаще неправильной «желвакообразной» формы. В отдельных случаях в подошве потока наблюдаются удлиненные трубчатые и ветвистые (вилкообразные) миндалины (рис. 7,8). По схождению двух миндалин в одну и общему направлению наклону вертикальных, восстающих миндалин устанавливается направление кровли — подошвы и направление течения лавового потока. Аналогичные стержневидные и вилкоподобные миндалины описаны В. И. Лебединским (1961) в верхнетриасовых лавках горного Крыма. В средней или центральной части потока, или ближе к подошве обнаруживается другой интересный морфологический тип миндалин — серповидные и клиновидные, причем клиновидные своей острой частью, а серповидные — выпуклой указывают, куда направлена кровля потока (рис. 9). Естественно, что это определение следует делать по возможно большому их числу на значительной площади обнажения.



Рис. 5. Шаровые диабазы с широкой зоной закалики (2-й тип зональности).

Как текстурная особенность интересна линия раздела двух соседних потоков. Контакты между потоками всегда четкие, резкие, как правило, извилистые, с большим количеством втеков в нижележащие шаровые или пеннистые разности подстилающего потока. Редко на контакте потоков встречаются туфы или туфобрекчии. В отдельных случаях подошва вышележащего потока прорвана газовым пузырем, газовым столбом из пены подстилающего потока, что, очевидно, свидетельствует о горячем, даже жидком состоянии обоих потоков. Совокупность обнаруженных текстурных признаков позволяет не только выделять по-

токи основных лав, но и устанавливать зональное строение дифференцированных потоков (рис. 8, 10). Например, зона закали в подошве — массивные, мелко- или среднезернистые диабазы — пенистые лавы (в кровле); массивные или миндалекаменные диабазы в нижней и средней части потока — в кровле хорошо оформленные шары; потоки, целиком сложенные шаровыми лавами; и еще несколько вариаций. В свою очередь, дифференцированное строение потоков помогает в оп-

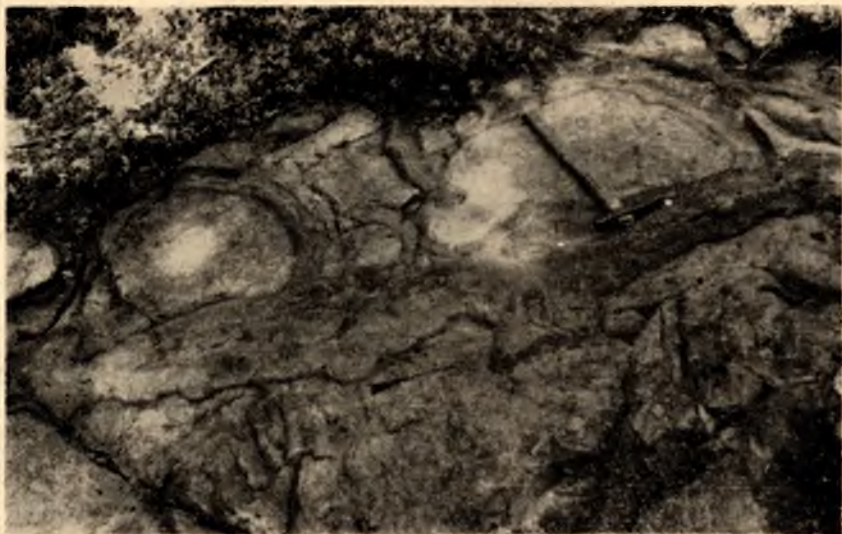


Рис. 6. Контакт двух потоков массивных (внизу) и шаровых (вверху) диабазов. Ручка молотка указывает направление кровли лавовых потоков

ределении верха и низа разреза лавовой толщи. Для диабазовых порфиритов района Хаутаваары характерны массивные текстуры, и в настоящем виде они представляют, по существу, мелкозернистые амфиболиты, которые можно принять за интрузивные. Только детальное пло-



Рис. 7. Трубочатые миндалины

шадное картирование позволило установить регулярное чередование подобных амфиболитов с относительно маломощными (от 10—15 до 50—60 м) вулканогенно-осадочными и осадочными горизонтами, что дает основание принимать их за потоки лав основного состава.

Диагностика пород пирокластической фации возможна только по

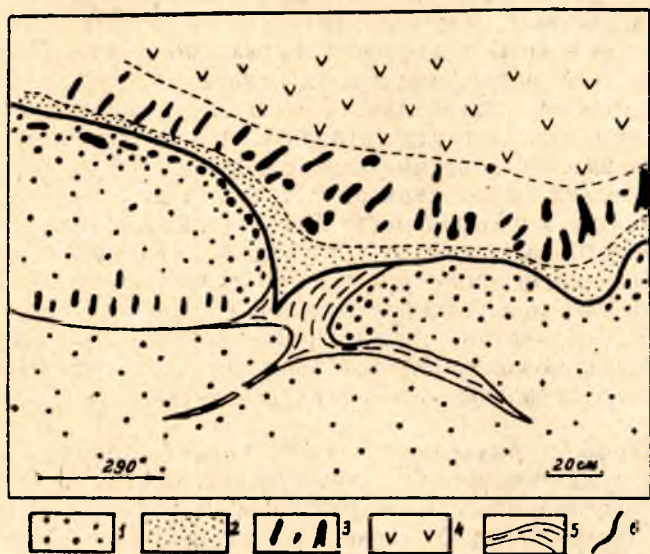


Рис. 8. Характер контакта двух потоков:

1 — мегамандельштейны; 2 — зона закалки в подошве верхнего потока; 3 — зона трубчатых миндалин; 4 — массивные метадиабазы; 5 — межшаровая порода; 6 — линия раздела потоков

текстурным и некоторым второстепенным признакам, так как полная раскристаллизация пород уничтожила тонкие структурные признаки туфов. Для грубообломочных вулканических брекчий (агломератовых



Рис. 9. Серповидные миндалины

туфов, лавобрекчий), лапиллиевых туфов характерна ясно выраженная обломочная текстура. В туфобрекчиях вокруг обломков нередко заметна тонкая светлая кайма дезинтеграции. В полевых условиях часто трудно отличить туфовый или лавовый характер цемента. Признаками туфового цемента могут быть: 1) наличие мелких обломочков; 2) отсутствие порфириновых вкрапленников (хотя только наличие вкрапленников еще не является достаточно надежным признаком лавового цемента); 3) наличие в грубообломочных туфах слоистости. Мелкообломочные пепловые туфы и туффиты при их полной раскристаллизации и при наличии обломочков плагиоклаза и кварца, сходных с порфириновыми вкрапленниками, иногда трудно отличить от лав. Например, в Хаутаваарской вулканической зоне имеются довольно мощные горизонты кристаллокластических туфов дацитов с большим количеством зерен плагиоклаза, которые в шлифах могут быть приняты за лавы. Однако при площадном картировании было установлено: 1) туфы переслаиваются с горизонтами аналогичного состава, но отличающимися по зернистости; 2) среди них присутствуют прослои грубообломочных вулканических брекчий с цементом, внешне и по составу аналогичны туфам; 3) встречаются прослои хомогенных кварцитов и кремнистых туффитов. Все эти данные позволяют рассматривать изучаемые образования как туфы.

Закономерности размещения пород пирокластической фации изучались нами в Хаутаваарской вулканической зоне и в районе Ялонваарского серноколчеданного месторождения. В районе д. Игнойлы Хаутаваарской вулканической зоны устанавливается грубозональное распределение пирокластических образований по крупности вокруг сближенных центров извержений. Центральную часть игнойльской вулканической постройки занимает площадь, сложенная глыбовыми или грубообломочными вулканическими брекчиями (агломератовыми туфами, отчасти лавобрекчиями андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов). С удалением от центра вулканизма заметно убывает размерность пирокластов. Появляются горизонты лапиллиевых и мелкообломочных кристаллокластических туфов андезитовых, андезито-дацитовых и дацитовых порфиритов, которые постепенно вытесняют грубообломочные вулканические продукты. Наиболее удаленными от вулканического центра являются вулканогенно-осадочные образования (кремнистые туффиты, хомогенные кварциты, графитистые сланцы и др.). Жерло вулкана, по-видимому, выполняет шток субвулканических андезит-дацитовых порфиритов. Аналогична геологическая обстановка и на участке Ялонваарского месторождения. Анализ площадного распространения различных фаций позволяет выявлять вулканические постройки, особенности их строения, характер вулканизма и дает основу для формационного анализа.

Весьма важно при полевых исследованиях выявлять субвулканические образования. Как правило, их трудно отличить от лав. Можно говорить о некоторых общих для субвулканических образований различного состава признаках. Субвулканические дайки и тела обычно имеют массивное сложение, резко выраженный порфириновый облик и химический состав, близкий составу вмещающих их вулканитов. В крупных субвулканических телах, например, в субвулканическом штоке андезит-дацитовых порфиритов в районе д. Игнойлы или крупных дайках диабазовых (роговообманковых) порфиритов района Хаутаваары, заметно меняется кристалличность пород от зоны контакта к центру субвулканического тела. Упомянутые андезитовые порфириты Игнойлы у контакта имеют наиболее эффузивный облик: в тонкозернистой основной массе резко выделяются порфириновые вкрапленники плагиоклаза,

чаще крупные (до 1—2 см). В центральной части штока андезитовые порфиры приобретают облик интрузивных диоритов.

Аналогично построен шток субвулканических липаритовых порфиров района пос. Ялонваары. В приконтактных частях субвулкана породы тонкозернисты, содержат много вкрапленников кварца и меньше плагиоклаза. В центральных частях уменьшается количество вкрапленников кварца, породы становятся зернистее и приобретают облик гранитов. При изучении непосредственных контактов субвулканических образований с вмещающими породами устанавливается их рвущий характер.

Большую роль при расчленении вулканогенных образований играет выявление вулканогенно-осадочных и осадочных горизонтов. Наличие их среди вулкаников, во-первых, свидетельствует о формировании того или иного вулканогенного комплекса в условиях подводной среды, во-вторых, к вулканогенно-осадочным образованиям Карелии приурочено колчеданное оруденение. В Хаутаваарской зоне наибольший объем вулканогенно-осадочных пород связан с базальт-андезит-дацит-липаритовой формацией, характеризующейся резко выраженным пирокластическим обликом. В их составе преобладают кремнистые продукты: кварцевые туффиты, кремнистые туффиты, хемогенные кварциты, графито-кремнистые сланцы. В кварцевых туффитах, графито-кремнистых сланцах, завершающих в районе Хаутаваары базальт-андезит-дацит-липаритовую формацию, характерны кремнистые стяжения, графито-кремнистые конкреции. Присутствующее в графитистых сланцах графитовое вещество, по-видимому, имеет биогенную природу. Терригенный материал в формировании вулканогенно-осадочных комплексов играет незначительную роль, что свидетельствует о глубоководных условиях их образования.

Вулканогенно-осадочные образования спилит-диабазовой формации имеют небольшой объем (не > 10—15%). Это связано с резко выраженным лавовым характером излияний и небольшим количеством пиро-

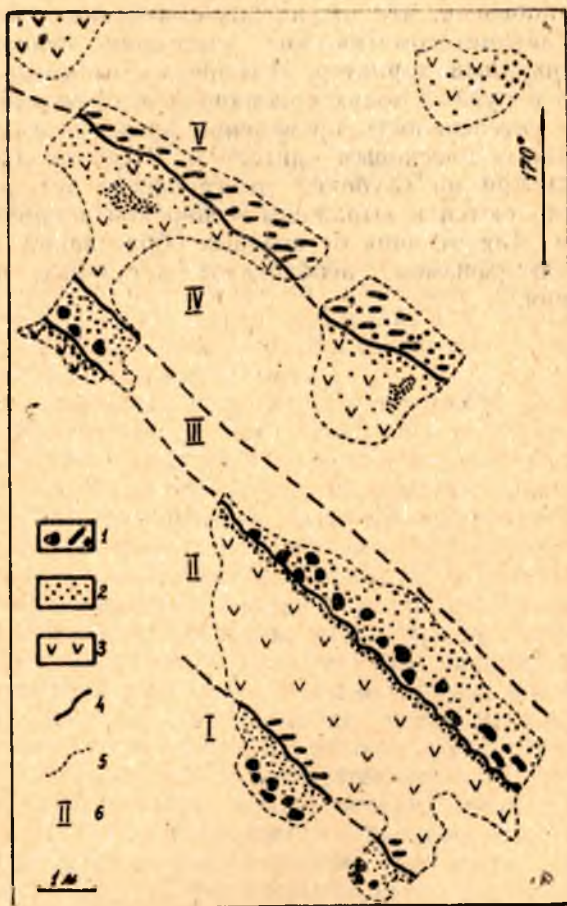


Рис. 10. Характер строения лавовых потоков:  
1—миндалины крупные, неправильной формы и трубчатые; 2—метамандельштейны; 3—массивный метадиабаз; 4—линия раздела потоков; 5—контуры обнажений; 6—номера потоков (снизу вверх)

кластических выбросов. Вулканогенно-осадочные образования представлены относительно маломощными (от 10—15 до 50—60 м) горизонтами кварц-магнетит-амфиболовых сланцев (железистые кварциты), кремнисто-амфиболовых сланцев с кремнистыми стяжениями, актинолитовых сланцев с магнетитовыми конкрециями, хемогенных кварцитов и графитистых сланцев. Как и все осадки, вулканогенно-осадочные образования обычно слоистые. Характерной особенностью их является то, что они часто несут сульфидную вкрапленность.

Важное значение имеет изучение при полевом картировании наложенных метасоматических процессов, происходивших на стадии накопления. Для областей медно-колчеданного оруденения в различных регионах установлено, что окологорудные изменения колчеданных месторождений и автосоматические изменения вулканитов, носящие объемно-площадный характер, генетически взаимосвязаны и различаются тем, что в рудных зонах они наиболее интенсивно проявлены. Следовательно, интенсивность проявления автосоматических процессов может служить поисковым критерием. В серноколчеданных районах Карелии, несмотря на глубокий метаморфизм вулканитов, эти процессы обнаруживаются и выражены в широкой эпидотизации и альбитизации пород. Для отличия от сходных образований, связанных с региональным метаморфизмом, необходимы детальные петрографические исследования.

## О СТРОЕНИИ И ФОРМИРОВАНИИ ЧАЛКИНСКОГО МАССИВА КВАРЦЕВЫХ ДИОРИТОВ-ГРАНОДИОРИТОВ (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)

С вопросами строения и формирования Чалкинского массива тесно связаны две актуальные проблемы — проблема основания нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных пород хаутаваарской серии и проблема генезиса гранодиоритов. Поэтому рассматриваемые здесь частные вопросы приобретают региональное значение.

Площадь распространения кварцевых диоритов-гранодиоритов имеет клиновидную форму, сужающуюся к югу (рис. 11). В строении рассматриваемой площади принимают участие различные по своей морфологии мигматиты с неравномерно перекристаллизованным гранитизированным субстратом. Исходными породами являются амфиболиты и амфиболовые разновидности гнейсов с подчиненным количеством биотитовых, гранат-биотитовых и силлиманитовых гнейсов. В результате гранитизации образуются кварцевые диориты и гранодиориты. В зависимости от состава гранитизируемых пород наблюдаются амфиболовые, биотит-амфиболовые и биотитовые разновидности кварцевых диорит-гранодиоритов. Степень преобразования исходных пород непостоянна на площади массива, благодаря чему породы имеют чрезвычайно пестрый облик как по структуре, так и по составу. Среди гранодиоритов — кварцевых диоритов в большом количестве присутствуют реликты исходных пород, имеющие местами резкие, местами постепенные переходы в гранодиориты. По гнейсовидности гранодиоритов — кварцевых диоритов устанавливается антиклинальная структура, но в отдельных обнажениях можно видеть, что гнейсовидность их сечет первоначальные границы раздела между породами различного состава, т. е. является наложенной. Породы Чалкинского массива образовались в результате полиметаморфизма и гранитизации первоначально слоистой толщи. На это указывают сохранившиеся от гранитизации реликтовые четко полосчатые участки, в которых чередуются полосы различных по составу гнейсов и амфиболитов. Среди них встречаются тонкополосчатые гранатсодержащие биотитовые гнейсы. Морфология мигматитов неодинакова в различных частях массива. У западного и восточного контактов мигматиты почти отсутствуют, встречаются лишь редкие маломощные согласные или секущие жилы аплитовидного гранита. В центральной части широко развиты агматиты и в промежуточной — послонные мигматиты. Образование мигматитов происходило до субмеридиональной нижнепротерозойской складчатости,



так как жильный материал вместе с субстратом местами собран в сжатые субмеридиональные складки. Внешний облик гранодиоритов и кварцевых диоритов, так же, как и их состав, непостоянен. В южной части массива широко развита биотит-эпидотовая разновидность гранодиоритов и кварцевых диоритов. Для внешнего облика этой породы характерно наличие порфириобласт плагиоклаза, достигающих сантиметра по длинной оси и ориентированных согласно гнейсовидности. В центральной части в районе д. Кангозеро преобладают амфиболовые разновидности, в которых на фоне среднезернистой кварц-полевошпатовой основной ткани четко выступают длиннопризматические кристаллы амфибола. Распределение его крайне неравномерное. У восточного контакта в районе оз. Корбозера породы относительно однородны как по структуре, так и по составу. Непосредственно у контакта они биотитовые, в большей же своей части — амфибол-биотитовые.

Не останавливаясь подробно на вопросах петрологии сложного процесса преобразования пестрых по составу пород субстрата мигматитов в гранодиориты и кварцевые диориты, сравним лишь амфиболсодержащие разновидности последних с амфиболитами, встречающимися среди них в виде реликтовых бесформенных пятен и будинообразных включений. Амфиболиты представлены двумя главными минеральными ассоциациями: 1) плагиоклаз+роговая обманка ± эпидот+биотит+кварц, 2) роговая обманка+плагиоклаз+биотит+микроклин ± кварц. Первая ассоциация является наиболее распространенной. Ее породы, обычно мелкозернисты с тем или иным количеством перекристаллизованной длиннопризматической роговой обманки. Они представляют собой уцелевшие от гранитизации реликты среди гнейсовидных кварцевых диоритов и гранодиоритов. Микроклинсодержащие амфиболиты второй ассоциации, как правило, крупнопризматические и характеризуются резким преобладанием роговой обманки над плагиоклазом. Роговая обманка амфиболитов составляет 40—60% породы, плеохроирует в буровато-зеленых тонах. По роговой обманке обычно развиваются биотит и эпидот. На контакте с биотитом она нередко бывает осветлена. Плагиоклаз амфиболитов характеризуется непостоянством состава. Мало измененные таблитчатые зерна плагиоклаза присутствуют в подчиненном количестве. Состав их наиболее основной (42—37% АК). Большая же часть плагиоклаза эпидотизирована. Зерна, содержащие включения эпидота, имеют более кислый состав (олигоклаз 26% Ап и даже альбит). Биотит содержится в количестве, не превышающем 17—18% породы. Плеохроирует он в зеленовато-бурых тонах. Содержание эпидота колеблется от 2 до 14%. Обычно он наблюдается в виде мелкозернистого агрегата, развивающегося по роговой обманке и плагиоклазу. Кварц и микроклин встречаются спорадически в виде обособленных зерен. Содержание их не превышает 5—6% породы. Важно отметить, что в амфиболитах, содержащих микроклин, эпидот отсутствует. Приведенное краткое описание амфиболитов свидетельствует об их диафорическом преобразовании, на что, прежде всего, указывает раскисление плагиоклаза. При этом две главные ассоциации минералов характеризуют условия различной щелочности: первая ассоциация — условия умеренной щелочности процесса, вторая — условия повышенной щелочности (Кориковский, 1967).

Гнейсо-гранодиориты и гранодиориты закономерно и постепенно переходят друг в друга и имеют одинаковый минералогический состав (табл. 1). Последние отличаются лишь более крупнозернистой структурой и менее четко выраженной гнейсовидностью. Так же, как для амфиболитов, для гнейсо-гранодиоритов характерны две главные минеральные ассоциации: 1) плагиоклаз+роговая обманка+эпидот+кварц

и 2) роговая обманка + плагиоклаз + биотит + микроклин + кварц. При этом количественные соотношения породообразующих минералов отличаются от таковых в амфиболитах. Главные отличия состоят в более высоком содержании кварца и плагиоклаза (см. табл. 1). Учет содержания роговой обманки в гранодиоритах — задача весьма сложная и, возможно, полностью не разрешимая, так как из-за неравномерного распределения ее в гранодиоритах, вплоть до образования вторичных амфиболитов, приведенные содержания не отражают истинного состава пород. Под микроскопом роговая обманка плеохроирует в зеленых и сине-зеленых тонах и наблюдается в виде удлинённых порфиробласт, содержащих включения кварца, плагиоклаза, апатита, либо в виде реликтовых зерен, замещающихся биотитом и эпидотом. Самым распространенным минералом гранодиоритов и кварцевых диоритов является плагиоклаз. Он образует как крупные без вторичных изменений порфиробласты, так и более мелкие эпидотизированные зерна. Порфиробласты плагиоклаза имеют таблитчатую форму и ориентированы согласно гнейсовидности. Состав их 23—26% Ап. Иногда они слабо зональны. Образовались порфиробласты за счет перекристаллизации аналогичного по составу мелкозернистого плагиоклаза. В гнейсо-гранодиорите иногда можно видеть наряду с совершенно свежими таблицами олигоклаза аналогичные, содержащие включения эпидота по периферии зерен. Таким образом, состав плагиоклаза гранодиоритов отвечает составу более поздней генерации плагиоклаза амфиболитов. Биотит, так же, как плагиоклаз и роговая обманка, наблюдается как в виде среднего размера чешуек, так и в виде крупных порфиробласт. В шлифах отчетливо видно, что порфиробласты биотита образовались за счет укрупнения и перекристаллизации биотита основной ткани. На фоне лепидо-нематобластовой структуры появляются кучкообразные скопления крупных чешуек и отдельные порфиробласты биотита. Для пород Чалкинского массива характерен зональный эпидот. Центральная часть его состоит из ортита, который в большинстве своем представлен продуктами разложения, краевая часть — из эпидота. Кварц встречается в виде обособленных неправильных зерен, либо слагает отдельные линзовидные полосы. Микроклин обычно выполняет интерстиции между зернами главных породообразующих минералов. Нередко он встречается совместно с альбитом.

Из вышеизложенного следует, что амфиболиты, залегающие в виде неправильной формы скиалитов среди гранодиоритов и кварцевых диоритов, наряду с ранее перечисленными разновидностями гнейсов, послужили исходными породами, за счет которых образовались гранодиориты. Процесс образования последних был довольно сложным и привел к выравниванию состава и структуры первоначально слоистой толщи. Непосредственно образованию структур гранодиоритов должен был предшествовать калиевый метасоматоз, в результате которого в амфиболите образуются биотит и микроклин.

Формирование структур гранодиоритов и кварцевых диоритов осуществлялось преимущественно в период субмеридиональной нижнепротерозойской складчатости, так как в этот период сформирована гнейсовидность пород. В субмеридиональном направлении ориентированы темноцветные минералы и порфиробласты плагиоклаза. В период перекристаллизации как субстрат, так и жильный материал мигматитов находились в пластическом состоянии, образуя крутые складки течения, но, как всякое твердое тело, не теряли способности к разрыву. Смещения вдоль трещин скалывания приводят к образованию зон течения с полной переориентировкой кристаллов породообразующих минералов. Перемеще-

Количественно-минералогический состав пород Чалкинского массива, %

| № шлифа | Название породы                                   | Географическое положение | Положение в массиве    | Кварц | Плагиоклаз | Амфибол | Биотит | Эпидот | Серпентин | Сфен   | Апатит | Хлорит | Рудные | Ортит  | Микроклин |
|---------|---|--------------------------|------------------------|-------|------------|---------|--------|--------|-----------|--------|--------|--------|--------|--------|-----------|
| 277/5   | Амфиболит   | оз. Долгое               | Западная часть массива | 6,00  | 33,81      | 39,66   | 17,0   | 2,44   | —         | 0,85   | 0,12   | —      | 0,12   | —      | —         |
| 277/6   | "   | "                        | "                      | 4,66  | 26,06      | 37,33   | 17,04  | 14,20  | —         | 0,267  | 0,177  | —      | 0,266  | —      | —         |
| 279/1   | "   | "                        | "                      | 10,38 | 38,34      | 38,69   | 11,10  | 0,70   | —         | 0,80   | —      | —      | ед. з. | —      | —         |
| 279/2   | Биотитовый гнейсо-гранодиорит                     | "                        | "                      | 20,82 | 56,38      | —       | 13,84  | 7,43   | —         | 0,78   | 0,15   | —      | —      | 0,14   | 0,46      |
| 355/1   | Биотитовый плагиогранит                           | Правый берег р. Шуи      | ЮЗ часть массива       | 29,98 | 45,48      | —       | 18,44  | 1,60   | 2,89      | —      | 0,16   | 0,13   | 1,30   | ед. з. | —         |
| 277/2   | Биотит-амфиболовый гранодиорит                    | оз. Долгое               | Западная часть массива | 17,38 | 51,51      | 17,24   | 7,92   | 1,86   | —         | ед. з. | 0,48   | —      | 0,12   | —      | 3,49      |
| 355/2   | Биотитовый тоналит                                | Правый берег р. Шуи      | ЮЗ часть массива       | 26,23 | 39,69      | —       | 18,41  | 7,45   | 6,18      | 0,22   | 0,74   | —      | 0,91   | 0,18   | —         |
| 311     | Порфиробластический эпидот-биотитовый плагиогнейс | "                        | Южная часть массива    | 11,47 | 42,54      | 1,06    | 20,49  | 18,87  | 1,89      | 0,75   | 0,64   | 1,73   | 0,23   | 0,08   | 0,26      |
| 311/1   | Аплитовидный гранит                               | "                        | "                      | 28,0  | 53,86      | —       | 4,17   | 5,90   | 4,82      | ед. з. | 0,33   | 0,20   | 0,61   | 0,20   | 1,85      |

Примечание: подсчет зерен проводился на интеграционном столике.

ние материала обычно незначительное. Образование гранодиоритов продолжалось также и в постскладчатый период. Гранодиориты этого периода образуются в результате перекристаллизации гранодиоритов вдоль трещин. Они крупнозернисты, массивны, имеют жилообразную форму с нечеткими расплывчатыми контактами.

В целом, состав пород, слагающих Чалканский массив, и взаимоотношение указывают на их метаморфический неинтрузивный генезис. В частности, на отсутствие плавления при гранодиоритообразовании указывают метаморфические структуры пород, слагающих массив, и постепенные переходы гранодиоритов и кварцевых диоритов в биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и в амфиболиты. О неинтрузивном характере гранодиоритов — кварцевых диоритов свидетельствуют также контакты с окружающими породами. При этом наибольший интерес представляет восточный контакт, так как здесь гранодиориты контактируют с нижнепротерозойскими образованиями хаутаваарской серии. Вопрос о характере этого контакта остается проблематичным. Ряд исследователей (Кратц и др., 1969) считает контакт интрузивным. В. И. Робонен (1961) рассматривал породы Чалкинского массива как архейские образования, подстилающие нижнепротерозойские образования хаутаваарской серии. Непосредственный контакт гранодиоритов с нижнепротерозойскими мелкозернистыми биотитовыми гнейсами наблюдается в районе оз. Корбозера. Взаимоотношения биотитовых гнейсов и гранодиоритов устанавливаются в трех обнажениях и носят однотипный характер. Контакт резкий, прямолинейный, согласный. Падение его вертикальное. Отсутствуют какие-либо эндо- или экзоконтактные изменения. В целом по своему характеру он аналогичен плоскости раздела между двумя различными слоями. В данном случае плоскость контакта, по-видимому, разделяет устойчивые к гранитизации плотные мелкозернистые биотитовые гнейсы и менее устойчивые, близкие по составу гнейсы, превращенные в порфиробластические гранодиорито-гнейсы. Биотит в гранодиорито-гнейсах ориентирован так же, как в мелкозернистых биотитовых гнейсах, и приурочен к отдельным плоскостям, но в отличие от биотита гнейсов он более крупночешуйчатый. В промежутках между биотитовыми плоскостями в гранодиорито-гнейсах развиваются крупные порфиробласты плагиоклаза, ориентированные согласно сланцеватости. Мы не можем согласиться с выводами о том, что вкрапленники плагиоклаза образовались до сланцеватости и представляют собой порфировые вкрапленники гипабиссальных пород (Кратц и др., 1969), так как повсеместно они ориентированы согласно сланцеватости, имеют линзовидную форму, близкие размеры и равномерно распределены в породе. Вероятно, восточный контакт Чалкинского массива представляет собой контакт между породами, претерпевшими ультраметаморфизм, и породами, не затронутыми этим процессом. Интенсивность развития процессов ультраметаморфизма в пределах Чалкинского массива, видимо, следует объяснять его антиклинальной структурой (общеизвестна приуроченность этих процессов к положительным тектоническим структурам). В зоне контакта тектонические подвыжки, с которыми связано формирование даек порфировых пород среднего состава, имели место как до субмеридиальной складчатости, так и после нее. К последним приурочены трещинные интрузии габбро.

Неинтрузивный характер западного контакта Чалкинского массива не вызывает сомнения. На западе породы Чалкинского массива сменяются плагиогранитами, содержащими сквалиты амфиболитов. Наиболее полно зона перехода обнажена в южной части массива в районе оз. Долгого. Здесь по разрезу на расстоянии 300 м мигматиты с субстратом гранодиорито-гнейсов постепенно сменяются

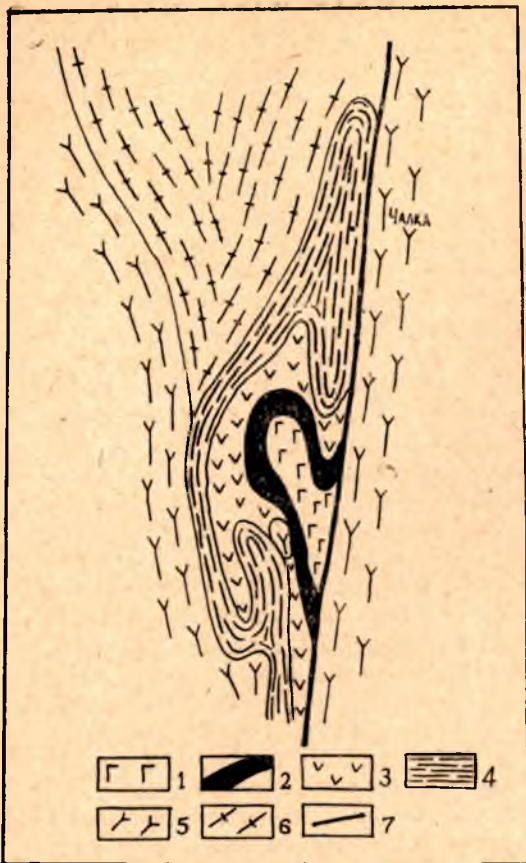


Рис. 11. Схема строения Чалкинского массива: 1 — вулканиты и туфиты основного состава; 2 — графитястые и другие сланцы, серноколчеданные руды и вулканиты кислого состава; 3 — вулканиты основного состава; 4 — вулканиты среднего и кислого состава; 5 — граниты и магматиты; 6 — гранодиорито-гнейсы, гранодиориты, кварцевые диориты, мигматиты; 7 — тектонические контакты

вулканогенно-осадочной толщи хаутаваарской серии, благодаря чему наблюдается их согласное залегание.

По своему геологическому положению (рис. 11) породы Чалкинского массива подстилают вулканогенно-осадочные породы. Но тем не менее низкое положение в геологическом разрезе не решает вопроса об их возрасте. Остается проблематичным вопрос о том, являются ли они породами, составляющими нижнюю часть нижнепротерозойского разреза, либо представляют собой архейские образования, претерпевшие нижнепротерозойскую гранитизацию. Этот вопрос не дает возможности решить однозначно и имеющиеся определения абсолютного возраста (Герлинг и др., 1965), выполненные К-Аг методом по породообразующим минералам: 1) биотит из гранодиорита — 1960, 2100 млн. лет; 2) биотит из биотитового гнейса — 1890 млн. лет; 3) амфибол из гранодиорита 2780 млн. лет.

Учитывая последнее определение и принимая во внимание сложные процессы, которые претерпели породы Чалкинского массива, предположение об архейском возрасте их в настоящее время не может быть исключено, хотя в то же время не исключается и принадлежность субстрата гранодиоритов к измененным вулканитам нижнего протерозоя.

мигматитами с субстратом эпидот-биотитовых плагиогнейсов и, наконец, последние сменяются эпидотизированными и биотитизированными катаклазитами плагиогранита. В контактовой зоне породы обогащены порфиробластами микроклина. Породы собраны в крутые складки с частными трещинами скалывания, по которым происходят небольшие смещения. Северный контакт Чалкинского массива также неинтрузивный (Кратц и др., 1969).

Таким образом, площадь, занимаемая породами Чалкинского массива, первоначально представляла собой слоистую голцу, в которой преобладали породы основного состава. Породы толщи претерпели прогрессивный региональный метаморфизм амфиболитовой фации метаморфизма (Кратц и др., 1969), калиевый метасоматоз и, наконец, перекристаллизацию с широким проявлением метаморфической дифференциации. Перекристаллизация, в период которой формировались структуры гранодиоритов — кварцевых диоритов, осуществлялась во время субмеридиональной нижнепротерозойской складчатости, в которую вовлекались и породы

## ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ ХАУТАВААРСКОЙ ЗОНЫ (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)

Описываемый район представляет северную часть Хаутаваарской палеовулканической зоны, протянувшейся почти на 100 км в меридиональном направлении от северной оконечности оз. Кивач до оз. Ведлозера. С запада и востока структура ограничена различного возраста гранитами и гранито-гнейсами, а на юге прорвана массивом гранитов рапакиви. Характерной особенностью ее является то, что она сложена глубоко метаморфизованными вулканогенными образованиями. В резко подчиненном количестве находятся осадочные породы, представленные графитистыми сланцами, в которых значительную долю занимает вулканогенный материал. По вопросу о возрастной принадлежности вулканогенных и осадочно-вулканогенных образований, слагающих структуру, а также более детальном их расчленении существуют различные, порой противоречивые представления. Разногласия в стратиграфических построениях сводятся, в основном, к двум моментам: 1) возрасту вулканогенных и осадочно-вулканогенных образований; 2) стратиграфической последовательности внутри их.

Ряд геологов (А. А. Миндлина, Г. О. Глебова-Кульбах) по аналогии с более северным районом д. Койкары породы, слагающие этот район, относят к докарельским образованиям. Согласно этим исследователям, верхняя граница определяется тем, что породы докарельской формации прорваны гранитами нижнего протерозоя, которые нигде не прорывают пород карельской формации. Большинство же геологов (Робонен, 1960; Кратц, 1963; Харитонов, 1966 и др.) эти же комплексы относят к нижнему протерозою (карелию), расходясь, однако, во мнении относительно более детального их расчленения.

Не вдаваясь в рассмотрение различных точек зрения, необходимо отметить следующее. По данным изотопного возраста (Полканов, Герлинг, 1960; Виноградов, Тарасов, Зыков, 1959; Лобач-Жученко, Пинаева, 1961), в районе выделяются две возрастные границы: 1) 2400—2600 млн. лет и 2) 1800—1900 млн. лет. Первая граница, согласно принятой в настоящее время стратиграфической шкале (Афанасьев и др., 1964), соответствует нижней границе нижнего протерозоя, а вторая — его верхней границе и возрасту карельского орогенеза и связанного с ним регионального метаморфизма.

## Осадочно-вулканогенные формации

Проведенные детальные исследования показали, что в Хаутаваарской зоне преобладающее развитие имеют продукты вулканизма андезит-дацит-липаритового состава (рис. 12). Вулканогенные

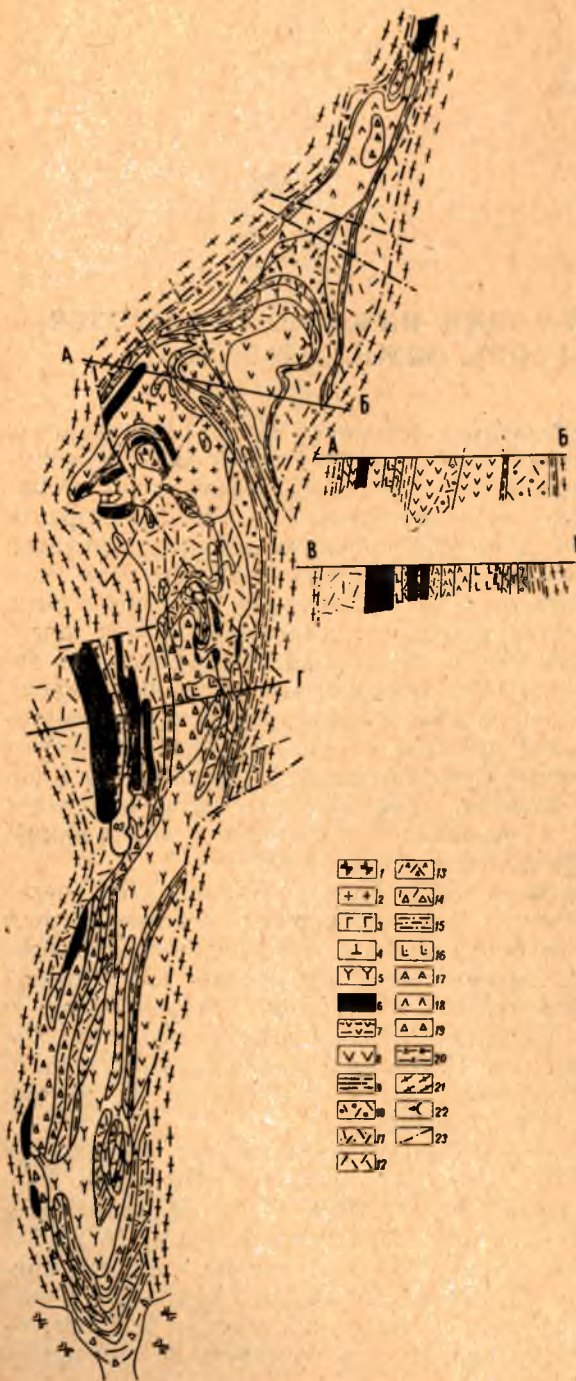


Рис. 12. Схема геологического строения Хаутаваарской зоны. Составили В. И. Робонен, С. И. Рыбаков, А. И. Светова по материалам авторов: М. Г. Попова, ЗГТ, СЗТГУ.

1 — граниты рапакиви (Pt<sub>2</sub>); 2 — граниты, гранодиориты; 3 — габбро-диабазы; 4 — феррогаббро; 5 — габбро-амфиболиты; 6 — ультраосновные породы. Недифференцированная формация; 7 — амфиболовые туфосланцы; 8 — диабазы, диабазовые порфириты с горизонтами вулканогенно-осадочных пород: магнетит-амфиболовых, графитистых и др сланцев. Последовательно-дифференцированная формация; 9 — графитистые, серицит-кварцевые сланцы, кремнистые туффиты; 10 — кварцевые туфопесчаники (туффиты), кремнистые туффиты; 11 — кремнистые туффиты, хемогенные кварциты с прослоями лапиллиевых и агломератовых туфов; 12 — кристаллокластические и литокристаллокластические туфы дацитовых и андезито-дацитовых порфиритов; 13 — лапиллиевые, реже агломератовые туфы андезито-дацитовых и дацитовых порфиритов; 14 — глыбовые и агломератовые туфы, частично лавобрекчии дацитовых и андезито-дацитовых порфиритов, игнимбри-топодобные образования липарито-дацитовых и липаритовых порфиритов; 15 — графито-кремнистые и кремнистые сланцы; 16 — субвулканические дайки дацитовых и андезито-дацитовых порфиритов; 17 — лавы дацитовых и андезито-дацитовых порфиритов; 18 — лавы андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов; 19 — агломератовые и глыбовые туфы (вулканические брекчии) андезитовых, андезито-базальтовых, редко базальтовых порфиритов; 20 — рассланцованные пепловые (?), лапиллиевые, агломератовые туфы андезитовых порфиритов; 21 — разновозрастные граниты, гранодиориты, гнейсограниты; 22 — направление кровли лавовых потоков; 23 — разрывные нарушения

породы основного состава имеют подчиненное распространение. Формирование вулканогенных комплексов происходило в сложных тектонических условиях эвгеосинклинального режима или близкого к нему. Устанавливается определенная закономерность, заключающаяся в том, что комплексы вулканогенных пород близкого состава и характеризующиеся определенными фаціальными особенностями развиты в отдельных локальных участках, что указывает на известную автономность развития различных частей геосинклинали. Это обстоятельство, в свою очередь, обусловлено геотектонической обстановкой на данном участке земной коры, что предопределяет формационный характер вулканических и вулканогенно-осадочных комплексов.

На основе фаціальных и петрохимических особенностей вулканических комплексов и характера магматической дифференциации выделяются две осадочно-вулканогенные формации: 1) последовательно-дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая; 2) недифференцированная спилито-диабазовая (базальтовая). Мощность продуктов каждой из них достоверно неизвестна. По данным геофизики, общая мощность формаций колеблется от 2,5 до 4,5—5 км.

1. Последовательно-дифференцированная формация сложена продуктами двух вулканогенных комплексов: базальт-андезит-дацит-липаритовым и андезит-дацитовым, близкими по химическому составу пород, характеру дифференциации, но различающимися фаціальными характеристиками слагающих их вулканитов.

Базальт-андезит-дацит-липаритовый комплекс характеризуется наличием наиболее полного ряда дифференциатов от андезито-базальтов до липарито-дацитов и липаритов. Характерной особенностью названного комплекса является преобладающее развитие в нем пород пирокластической фации, которая составляет не менее 60—70% общего объема комплекса. Лавовая и субвулканическая фации имеют подчиненное значение, причем последняя по объему пород сравнима с лавовой фацией или даже превосходит ее. Подавляющая часть всех пород комплекса характеризуется резко выраженным порфировым обликком. Наиболее широко представлены грубообломочные вулканические брекчии (агломератовые туфы, лавобрекчии?), лапиллиевые туфы, мелкообломочные кристаллокластические и литокристаллокластические туфы различного состава, игнимбритоподобные образования липаритовых и липарито-дацитовых порфиров. Лавовая фация представлена несколькими потоками андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов, залегающими среди грубообломочных брекчий аналогичного состава. Широко развита вулканогенно-осадочная фация, сложенная кварцевыми туффитами, кремнистыми туффитами, хемогенными кварцитами, графито-кремнистыми и графитистыми сланцами и серноколчеданными рудами (рудно-сланцевая толща). По петрохимическим особенностям породы комплекса характеризуются пониженной щелочностью при постоянном преобладании окиси натрия над окисью калия, за исключением туффитов и мелкообломочных туфов липарито-дацитов, где нередко соотношения щелочей обратные (табл. 2). Характерно увеличение роли глинозема в кремнекислых дифференциатах вулканитов формации. В целом породы относятся к нормальному известково-щелочному ряду. При общей тенденции увеличения кремнекислых дифференциатов к верхам разреза комплекса слагающие его породы обладают определенной локальностью в своем площадном распространении, что свидетельствует о наличии нескольких вулканических центров. Об этом можно судить несмотря на метаморфизм пород в условиях эпидотовых амфиболитов и интенсивную складчатость, которая не привела к резкому пространственному изменению различных пачек пород. В ряде участков наблюдается грубо-



Химический состав вулканогенных пород Хаутаваарской зоны

| Окислы                         | 1     | 2      | 3      | 4      | 5      | 6      | 7     | 8      | 9      | 10    | 11    | 12     | 13     | 14     |
|--------------------------------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 60,47 | 64,20  | 60,14  | 70,20  | 65,76  | 63,99  | 63,54 | 57,20  | 49,80  | 70,78 | 53,46 | 65,76  | 80,76  | 81,79  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,88  | 0,86   | 0,85   | 0,74   | 0,59   | 0,76   | 0,65  | 0,81   | 0,93   | 0,58  | 0,78  | 0,59   | 0,21   | 0,27   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,23 | 14,55  | 15,53  | 15,48  | 16,56  | 21,06  | 15,95 | 23,33  | 12,69  | 15,70 | 13,94 | 16,56  | 12,48  | 8,91   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,66  | 1,63   | 0,81   | 1,53   | 1,34   | 0,29   | 1,85  | 1,25   | 3,32   | 0,88  | 2,27  | 1,34   | 1,40   | 0,49   |
| FeO                            | 4,74  | 4,02   | 5,32   | 1,11   | 3,03   | 1,08   | 2,44  | 2,22   | 10,78  | 0,40  | 7,41  | 3,03   | 0,29   | 1,57   |
| MnO                            | 0,11  | 0,16   | 0,16   | 0,05   | 0,08   | 0,09   | 0,09  | 0,06   | 0,24   | 0,02  | 0,023 | 0,08   | 0,03   | 0,05   |
| MgO                            | 2,81  | 2,94   | 4,45   | 0,49   | 1,72   | 1,71   | 1,87  | 3,76   | 8,33   | 1,55  | 6,53  | 1,72   | 0,88   | 1,56   |
| CaO                            | 5,31  | 5,57   | 6,63   | 3,80   | 4,96   | 5,20   | 8,92  | 4,62   | 9,86   | 1,64  | 11,88 | 4,96   | —      | 1,98   |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,58  | 4,43   | 4,71   | 5,80   | 3,67   | 0,58   | 0,70  | 2,93   | 0,34   | 0,95  | 1,96  | 3,67   | 0,32   | 1,57   |
| K <sub>2</sub> O               | 1,02  | 0,45   | 0,45   | 0,28   | 1,07   | 3,02   | 2,25  | 1,60   | 0,12   | 3,71  | 0,16  | 1,07   | 2,10   | 0,84   |
| H <sub>2</sub> O               | 0,26  | 0,32   | 0,30   | 0,02   | 0,24   | 0,10   | 0,12  | 0,14   | 0,05   | 0,17  | 0,11  | 0,24   | 0,14   | 0,14   |
| ppn                            | 1,84  | 1,01   | 1,00   | 0,61   | 1,66   | 2,18   | 0,92  | 2,48   | 3,91   | 3,34  | 1,23  | 1,66   | 1,44   | 1,17   |
| Сумма                          | 98,91 | 100,14 | 100,35 | 100,19 | 100,74 | 100,36 | 99,52 | 100,40 | 100,37 | 99,70 | 98,96 | 100,71 | 100,32 | 100,34 |

Базальт-андезит-дацит-липаритовая формация: 1 — андезитовый порфирит (среднее по 12 анализам); 2 — шаровой андезитовый порфирит (внешняя часть шара); 3 — то же, что и 2 (центральная часть шара); 4, 5 — липарито-дацитовые порфириты; 6, 7, 8, 9 — липарито-дацитовые порфириты, измененные железо-магнезиально-кальцевым метасоматозом; 10 — графитистый сланец; 11 — диабаз (среднее по 31 анализу) спилито-диабазовой формации; 12 — дацитовый порфирит; 13 — кварцевый туфопесчаник; 14 — хемогенный кварцит.

Аналитики: З. Я. Барменкова, Г. И. Капустина, Л. Н. Мокеева.

зональное распределение пирокластических фаций вокруг вулканического центра. Наиболее мощная и сложная вулканическая постройка закартирована в районе д. Игнойлы. Центральную часть занимают глыбовые вулканические брекчии (агломератовые туфы, частью, по-видимому, лавобрекчии) андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов. С удалением к северу, востоку и югу заметно убывает размерность обломочной части пирокластов. Появляются горизонты лапиллиевых и мелкообломочных туфов, которые с удалением постепенно вытесняют грубообломочные вулканические продукты. Наиболее удаленными от центра вулканизма являются тонкозернистые афанитовые породы (по-видимому, пепловые туфы и туффиты с прослоями хемогенных кварцитов) и отчетливо слоистые кремнистые туффиты и хемогенные кварциты. Среди них встречаются иногда горизонты грубообломочных вулканических брекчий и туфов различной зернистости. Формирование базальт-андезит-дацит-липаритового комплекса происходило многофазно и из нескольких сближенных вулканических центров. Главный из них находится, по-видимому, в районе д. Игнойлы. Здесь закартирован шток субвулканических андезит-дацитовых порфиритов, прорывающий вмещающие его вулканические брекчии. Он имеет грубо изометричную форму размером примерно 1,3 км в поперечнике с рядом апофиз. Судя по его положению в центре площади грубообломочных брекчий жерловой фации, он выполняет жерловину древней вулканической постройки. По ряду второстепенных признаков, локальности развития грубообломочных туфов одного состава, наличию субвулканических тел и других, намечается еще два вулканических центра: первый в 1,5 км севернее д. Игнойлы и второй — в 1,0 км к северо-западу от Игнойлы у р. Шуи. В целом описанная вулканическая постройка представляет собой полигенный стратовулкан центрального типа по классификации А. Ритмана (1964). Самостоятельная вулканическая постройка, вернее ее реликт среди различных интрузивов основного и ультраосновного состава, закартирована в 13 км севернее. Она сложена пирокластами и субвулканическими образованиями дацитового и липарито-дацитового состава и имеет асимметричное грубозональное строение благодаря тому, что западная и южная ее части «съедены» габбро-амфиболитами. С запада на восток наблюдается такая смена фаций: субвулканическое тело дацитовых порфиритов — глыбовые брекчии и лапиллиевые туфы дацитовых и липарито-дацитовых порфиритов — мелкообломочные туфы и туффиты липаритовых порфиритов — вулканогенно-осадочные графито-кремнистые сланцы.

**Лавовая фация.** Несколько потоков лав и лавобрекчий андезитовых порфиритов встречено среди грубообломочных вулканических брекчий. В современном виде это массивные, довольно однородные породы с порфировой структурой. Размер вкрапленников плагиоклаза (№ 28—40) 1—3 мм. Основная масса сложена обыкновенной роговой обманкой, биотитом, альбитом, эпидотом, меньше встречается кварца. Иногда отмечаются миндалекаменные разновидности андезитовых порфиритов. Мелкие, округлой формы миндалины, как правило, выполнены эпидотом с примесью сульфидов. Лавобрекчии отличаются от лав наличием обломков, составляющими не более 10—15% объема породы. Для лав и лавобрекчий характерны эпидотизация и альбитизация, которые связаны с процессами аутометаморфизма.

Пирокластическая фация базальт-андезит-дацит-липаритового комплекса представлена широким спектром обломочных вулканических пород различного состава. Среди них большое значение имеют грубообломочные вулканические брекчии андезитовых и андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов, которые развиты в районе д. Игнойлы на

площади около 30—40 км<sup>2</sup>. Следует заметить, что термин «вулканические брекчии» здесь является обобщающим, в котором объединены агломеративные туфы и лавобрекчии, плохо различающиеся между собой. Вулканические брекчии представляют собой породы обломочной текстуры, количество обломков в которых колеблется от 30—40 до 60—70%. Размеры их варьируют от 1—2 до 30—40 см, причем преобладают размеры 3—15 см. Форма чаще вытянутая вследствие складчатости. Соотношения осей обломков колеблются от 1:2 до 1:7. По составу обломков выделяются: а) вулканические брекчии с обломками одного состава; б) вулканические брекчии с обломками различного состава. Для первых характерны обломки андезитовых порфиритов, имеющие порфировую структуру. Вкрапленники представлены табличками среднего плагиоклаза размером 1—3 мм. В некоторых горизонтах вокруг обломков заметна светлая кайма дезинтеграции. Очень характерно, что большинство обломков в вулканических брекчиях осветлено благодаря наложенным процессам альбитизации и эпидотизации. Осветление начинается с периферии и в одних случаях образует узкую каемку, а в других — захватывает почти весь обломок. Благодаря осветлению обломков и меньшему содержанию в них амфибола в обнажениях они резко выделяются на фоне более темной массы цемента.

Среди вулканических брекчий с обломками различного состава встречаются горизонты с обломками дацитовых и андезитовых порфиритов и с цементом дацитового или андезито-дацитового состава. Размер обломков колеблется от 0,5—1,5 до 10—15 см, более крупные встречаются реже. Преобладают обломки размером 5—15 см. Обломки дацитовых порфиритов составляют 40—50%. Они характеризуются афанитовым строением с порфировой структурой. Во вкрапленниках находится плагиоклаз. Темноцветный минерал представлен биотитом. Обычно они эпидотизированы. Обломки андезитового состава, превращенные метаморфизмом в амфиболовые сланцы, составляют около 20%. В обнажениях они резко выделяются темным цветом за счет большого содержания в них амфибола. Около 5—7% составляют обломки эпидозитов — светлых афанитовых пород, сложенных преимущественно эпидотом. Генезис этих обломков неясен. Предположительно это могут быть измененные обломки дацитовых порфиритов, замещенные агрегатом эпидота. Вместе с тем встречаются в породах гнездообразные выделения эпидота, имеющие обломковидную форму. Цемент описываемых брекчий представлен мелкообломочным материалом дацитового состава. В одном километре севернее д. Игнойлы был встречен горизонт вулканических брекчий андезитовых порфиритов, в которых обломочная часть представлена более разнообразно. Мощность его около 100—120 м. Обломки составляют 70—80%. Преобладают размеры 2—10 см, реже достигают 15—25. Форма неправильная, изометричная со сглаженными контурами. Среди них различаются обломки: а) андезитовых порфиритов (40—45%); б) светлых плагиокварцевых порфиритов (5—10%); в) обломки эпидозитов (10%); г) единичные обломки мелкозернистых пород, похожих на граниты. В цементе мелкозернистые породы андезитового состава. В этих брекчиях встречаются обособления агрегатов крупнозернистого амфибола, которые по форме легко можно принять за обломки брекчий. Генезис этих обломковидных образований важен по той причине, что наводит на мысль о существовании древнего фундамента, сложенного подобными амфиболитами. Однако при внимательном изучении подобных образований на широкой площади возможно установить их метаморфический генезис подобно амфиболовым обособлениям в андезитовых порфиритах района Чалки. Можно наблюдать постепенные переходы от единичных порфиробласт амфибола к их мелким

агрегатам и, наконец, к обломковидным образованиям в вулканических брекчиях.

Непосредственно севернее площади вулканических брекчий андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов и вдоль восточного фланга структуры закартированы горизонты вулканических брекчий дацитовых и андезито-дацитовых порфиритов. Они сложены обломками дацитовых или андезито-дацитовых порфиритов угловатой или удлиненной формы, сцементированные хлоритизированным цементом дацитового состава. Обломки имеют порфиновую структуру, часто альбитизированы и эпидотизированы. Размерность обломков, в целом, меньше, чем в описанных выше вулканических брекчиях андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов. Среди них встречены породы (по-видимому, лавобрекчии) дацитового состава с крупными обломками, которые почти полностью замещены кварц-эпидот-альбитовым агрегатом. В этих породах много эпидотовых миндалин округлой формы размером 0,3—1,5 см. В них встречается вкрапленность халькопирита. Причем миндалины одинаково встречаются как в цементе, так и в обломках.

Горизонт глыбых вулканических брекчий липарито-дацитового состава ориентировочной мощностью 40—50 м был прослежен в 1,8 км западнее ст. Хаутаваара. Это своеобразные породы, на 50—60% сложенные крупными обломками, размер которых колеблется от 10×15 см до 0,7×1,1 м. Форма крупных обломков — вулканических бомб — плавно округлая, грушевидная, слабо вытянутая в направлении расланцевания (СЗ 340°). По составу различаются два вида обломков. Первая разновидность представлена породой, состоящей из относительно крупных (0,3—0,6 см) кристаллов плагиоклаза, реже кварца с лепидогранулоставовой основной массой, сложенной кварцем, плагиоклазом, биотитом, мусковитом и редкими зернами турмалина. Вторая разновидность обломков — это липаритовые (?) порфиры, для которых характерно наличие вкрапленников кварца и кислого плагиоклаза. В отличие от первой разновидности они более тонкозернистые, не содержат почти в своем составе биотита, а основная масса сложена альбитом, хлоритом, кварцем, серицитом, редко встречается калиевый полевой шпат. Цемент брекчий сложен мелкообломочным материалом того же состава. В верхней части горизонта размер обломков несколько уменьшается. Там не встречаются обломки, превышающие 20 см в поперечнике. Верхний контакт глыбых брекчий с лавобрекчиями липарито-дацитовых порфиритов неровный, с заплывами последних между обломками. По форме и размеру обломков, беспорядочному их расположению можно предполагать, что описанные глыбные вулканические брекчии — это бомбовый горизонт, образование которого происходило близко от центра извержения. К подобному выводу приводит сравнение со сходными образованиями более молодого возраста (Коптев-Дворников и др., 1967). Для подобных горизонтов, как отмечается в приведенной работе, состав крупных обломков цементирующей массы чаще всего одинаков, что наблюдается и в описанном случае.

Игнимбритоподобные образования липарито-дацитовых порфиритов слагают в верхней части андезито-дацитового комплекса несколько линзовидной формы покровов общей мощностью около 100—150 м, которые не прослеживаются на большие расстояния (не более 500—600 м). Каждый из таких покровов состоит из отдельных потоков, между которыми располагаются маломощные (1—10 м) прослойки мелкообломочных туфов аналогичного состава. Как правило, игнимбритоподобные липарито-дацитовые порфиры состоят из многочисленных обломковидных образований (фьямме), которые чаще всего непосредственно прилегают друг к другу.

Обломки имеют округлую или более сложную форму, нередко вытянутую в направлении расщеливания. Размер их колеблется от 0,5 до 3—4 см. Среди них встречаются глыбы до 30—40 см в поперечнике (рис. 13). Среди таких «обломковидных» пород встречаются участки афанитовых светлых пород с флюидалной текстурой. Подобной флюидальностью обладают некоторые обломки.

Лапиллиевые туфы дацитовых и андезито-дацитовых порфиритов сменяют к северу крупнообломочные вулканические брекчии Игнойльской вулканической постройки, которые встречаются и на восточном ее фланге. Они характеризуются наличием мелких обломков преимущественно дацитового, реже андезито-дацитового состава, составляющих от 20—30 до 60% объема породы. Размер их колеблется от 0,5 до 2—3 см. Обломки чаще имеют микропорфировую структуру. Цемент же афанитовый, по-видимому, раскристаллизованный пепловый туф. Характер-



Рис. 13. Игнимбритоподобные образования (лавобрекчии?) липарито-дацитовых порфиритов

но, что на площади развития лапиллиевых туфов часто встречаются прослойки кремнистых туффитов и иногда хемогенных кварцитов.

Лапиллиевые туфы липарито-дацитовых порфиритов западнее ст. Хаутаваара образуют небольшой мощности горизонты в тесной пространственной ассоциации с описанными выше игнимбритоподобными липарито-дацитовыми порфиритами. Они состоят на 60—70% из обломков афанитовых светлых пород, имеющих угловатую неправильную форму размером 0,5—2—3 см. В цементе много хлорита, кварца, альбита, эпидота. Среди них встречаются линзы вулканических брекчий близкого состава с размером обломков от 2—3 до 7—10 см. Один из таких горизонтов расположен в верхней части разреза, подстилая туффиты.

Тонкообломочные туфы и туффиты липаритовых порфиритов — это светлые, существенно кварцевые породы, по облику сходные с липарито-дацитовыми порфиритами. Химический состав их отличается от липарито-дацитов более высоким содержанием кремнезема и постоянным преобладанием окиси калия над окисью натрия (табл. 2). Они состоят из кластогенного кварца (размер зерен 0,3—3 мм) и основной массы, сло-

женной серицитом, альбитом, кварцем, эпидотом. Туффиты образуют горизонты небольшой мощности в верхней части разреза и постепенно переходят в вулканогенно-осадочные образования.

Мелкообломочные кристаллокластические и литокристаллокластические туфы дацитовых порфиритов занимают значительную площадь на периферии Игнойльской палеовулканической постройки, с севера и востока окаймляя ее. К востоку они, по-видимому, постепенно переходят в рудосланцевую вулканогенно-осадочную толщу. Их мощность колеблется от 200 до 400 м. Они характеризуются довольно однородным строением: среди мелко- и среднезернистой основной массы, сложенной альбитом, кварцем, биотитом, хлоритом, эпидотом, имеются многочисленные вкрапленники (частью это обломочки) плагиоклаза, как правило, сильно измененного и замещенного мелкозернистым агрегатом эпидота, серицита, альбита. Различная зернистость туфов (мелко- и среднезернистые), устанавливаемая по величине обломков плагиоклаза, подчеркивает грубую слоистость всей пачки туфов. В некоторых слоях наряду с плагиоклазом находится то или иное количество вкрапленников (?) кварца. Размеры вкрапленников (обломков) варьируют от 1 мм до 1—1,5 см. Во многих случаях они обжаты и развальцованы. Помимо обломков плагиоклаза и кварца, в некоторых горизонтах наблюдаются мелкие (2—5 мм) обломочки пород дацитового состава. Нередко в туфах устанавливается тонкая слоистость, обусловленная чередованием слоев с крупными (до 1 см) обломками плагиоклаза и слоев афанитового строения, почти без обломков плагиоклаза.

Среди мелкообломочных туфов в ряде мест устанавливаются линзы и прослои до 15—30 м мощности лапиллиевых туфов и вулканических брекчий аналогичного состава. Обломки представлены дацитового состава породой порфириковой структуры. Размеры обломков от 1,5 до 10—12 см. Обычно они сильно вытянуты по сланцеватости. Иногда в них бывает заметна грубая слоистость, мощность слоев 0,5—2,5 м. Очень характерно наличие опаловидных стяжений кремнезема (в настоящее время полностью раскристаллизованных) овальной или более сложной формы размером 3—15 см в поперечнике с нечетким зональным строением. Кроме того, в зоне перехода туффитов в графито-кремнистые сланцы в них постоянно устанавливаются характерные графито-кремнистые конкреции. В современном виде они представляют чаще довольно правильные линзы, вытянутые по простиранию и падению сланцеватости. Размеры их колеблются от 2×1 до 40×7 см. Конкреции характеризуются прекрасным зональным строением. Наблюдаются две зоны: внешняя — светлая, сложенная тонкозернистым кварцевым агрегатом, и внутренняя — черная, графито-кварцевая. Генетически описываемые конкреции, по-видимому, представляют стяжения геля кремнезема с примесью углеродного вещества. Следует заметить, что первичный химический состав липарито-дацитов и липаритов сильно изменен наложенными метасоматическими процессами (в том числе Fe — Mg — Ca метасоматозом), которые наиболее интенсивно развиты в верхней части разреза у контакта с диабазами. В результате этих процессов образовались такие минералы, как андалузит, кордиерит, антофиллит, железистый хлорит, турмалин, уваровит, фуксит, что нашло отражение и в химическом составе пород (табл. 2). Вопрос о природе и характере этих процессов требует специального рассмотрения.

Субвулканическая фация базальт-андезит-дацит-липаритового комплекса представлена андезито-дацитовыми, дацитовыми порфиридами и липаритовыми кварцевыми порфирами. Андезито-дацитовые порфириды образуют субвулканический шток в центральной части Игнойльской палеовулканической постройки. Он имеет неправильную форму,

близкую к изометричной, размером примерно  $1,4 \times 1$  км. Установлены рвушие контакты его с вмещающими вулканическими брекчиями, в сторону которых отходит целый ряд апофиз. Макроскопически — это однородные массивные породы порфировой структуры. Вкрапленники представлены плагиоклазом № 28—44. Размер вкрапленников 1—4 мм, иногда больше. Основная масса породы сложена амфиболом (обыкновенная роговая обманка), биотитом, эпидотом, альбитом; встречается немного кварца, хлорита. В приконтактовой части породы нередко брекчированы и имеют наиболее эффузивный облик: в тонкозернистой основной массе резко выделяются крупные порфиновые вкрапленники плагиоклаза. Размеры некоторых из них достигают 1—2 см. Характерны гнездообразные скопления крупных зерен плагиоклаза вместе с амфиболом. Размеры этих гнезд 3—10 см. В центральной части андезито-дацитовые порфириты приобретают облик диоритов. Кроме субвулканического штока, андезито-дацитовые порфириты нередко встречаются в виде даек среди вмещающих брекчий и туфов. Мощность их колеблется от первых метров до 50—70 м. Внешним обликом, составом и структурой они не отличаются от описанных андезито-дацитовых порфиритов, возможно несколько мелкозернистее.

Субвулканические тела и дайки дацитовых порфиритов встречаются только в пределах палеовулканической структуры, сложенной вулканическими продуктами дацитового и липарито-дацитового состава. На участке Игнойльской структуры они не встречены. Кроме того, аналогичные дайки часто встречаются среди диабазов на участке Хаутаварского месторождения. Дацитовые порфириты образуют небольшие тела, форма и размеры которых из-за плохой обнаженности неизвестны, и многочисленные дайки мощностью от 0,5 до 10—15 м. Макроскопически это светло-серые, тонкозернистые породы порфировой структуры. От сходных по составу вулканических брекчий отличаются массивной текстурой. Порфиновые вкрапленники сложены плагиоклазом № 22—40, а основная масса кислых — плагиоклазом, биотитом, кварцем, эпидотом, клиноцоизитом. В отдельных случаях, обычно в более крупных телах на выветрелой поверхности, заметна столбчатая отдельность.

Дайки липаритовых кварцевых порфиров встречаются довольно редко и только в пределах Игнойльской палеовулканической структуры, где они, по-видимому, завершают базальт-андезит-дацит-липаритовый вулканизм. Как правило, они имеют небольшую мощность, не превышающую 10—15 м, а чаще первые метры. Кварцевые порфиры сложены тонкозернистой кварц-альбит-серицит-биотитовой основной массой и многочисленными, довольно крупными (1—4 мм) вкрапленниками опаловидного кварца. Эти дайки не имеют определенной структурной приуроченности. Они прорывают вулканические брекчии как андезитового, так и андезито-дацитового состава и являются, по-видимому, завершающими крайними (по составу) членами кремнекислых дифференциатов базальт-андезит-дацит-липаритового вулканизма.

Вулканогенно-осадочная фация базальт-андезит-дацит-липаритового комплекса представлена различными кремнистыми осадками: мелкозернистыми кварцевыми туффитами, кремнистыми туффитами, хемогенными кварцитами и графито-кремнистыми сланцами, которые на значительной площади развиваются по периферии вулканических построек. Мелкозернистые кварцевые туффиты сложены мелким (0,5—2 мм) кластогенным кварцем, реже плагиоклазом, и тонкозернистой серицит-альбит-кварцевой основной массой. Иногда в них содержатся мелкие (0,5—1,5 см) кремнистые стяжения. В кварцевых туффитах, по-видимому, мало терригенного материала, и только наличие слоистости позво-

ляет рассматривать их как осадки. Нередко кварцевые туффиты переслаиваются с грубообломочными вулканическими брекчиями или лапиллиевыми туфами дацитов. Кремнистые туффиты характеризуются существенно кварцевым составом с примесью биотита и серицита, плотным афанитовым сложением, раковистым изломом и хорошо выраженной слоистостью. Мощность слоев в различных горизонтах колеблется от 2—5 см до 0,5—1 м. Как правило, среди них постоянно встречаются слои хомогенных кварцитов мощностью от первых см до 0,5—1,5 м. От кремнистых туффитов они отличаются более кварцевым составом. Химический и петрографический состав кремнистых туффитов не постоянен и зависит от количества примеси туфогенного материала. На западном фланге Игнойльской вулканической структуры встречаются горизонты тонкозернистых туффитов существенно амфиболового состава, которые имеют постепенные переходы с нормальными кремнистыми туффитами. Среди полей развития кремнистых осадков часто встречаются прослой лапиллиевых туфов и вулканических брекчий. Характерной особенностью кремнистых туффитов и хомогенных кварцитов является постоянное присутствие в них сингенетичной сульфидной минерализации в виде тонкой послойной вкрапленности.

Липарито-дацитовые вулканогенные образования на участке западнее ст. Хаутаваара завершаются горизонтом вулканогенно-осадочных графито-кремнистых, кремнистых и графитистых сланцев, которые вытягиваются полосой вдоль контакта с диабазами в виде дуги согласно со складчатыми структурами. Здесь они прорваны многочисленными интрузиями ультраосновных и основных пород. Мощность горизонта 40—80 м в его северной части, к югу увеличивается, но здесь графитистые сланцы и хомогенные кварциты находятся в виде реликтов (ксенолитов) среди прорывающих их основных и ультраосновных интрузивов.

Графито-кремнистые сланцы — это тонкослоистые, плейчатые породы, в которых слои графитистых сланцев переслаиваются со слоями афанитовых кварцитов, представляющих собой хомогенные осадки геля кремнезема и кварцевых туфопесчаников (туффитов). Мощность слоев от 1—2 до 10—15 см. Наряду со слоями кварцитов здесь же присутствуют кремнистые стяжения размером до 40 см, аналогичные описанным. Нередко в таких стяжениях заметна тонкая зональность, четко повторяющая контуры стяжения.

Тонкослоистые графито-кремнистые сланцы чередуются с более мощными (до десятков метров) прослоями графитистых сланцев, кварцитов, туффитов (химические анализы этих пород представлены в табл. 2). Графитистые сланцы по существу представляют собой те же кварциты и туффиты, но обогащенные графитом. Чаше это черные массивные, кремнистые (лидитоподобные) породы, иногда — тонкослоистые, и содержат многочисленные мелкие (0,5—1 см) стяжения кварца, благодаря которым имеют своеобразную оспенную текстуру. В некоторых шлифах бывает хорошо видна псаммитовая структура этих пород.

Кремнистые сланцы были обнаружены в 0,5 км к юго-западу от ст. Хаутаваара, где они представлены пачкой переслаивающихся хомогенных с афанитовой структурой кварцитов мелко- и среднезернистых кварцевых туфопесчаников — туффитов (рис. 14).

Кроме описанных графитистых и различных кремнистых сланцев, в этой же зоне встречаются мелкозернистые биотитовые и гранато-биотитовые (иногда с амфиболом) сланцы, по всей вероятности, также относящиеся к вулканогенно-осадочным образованиям.

Характерной особенностью вулканогенно-осадочных образований является то, что в них постоянно присутствует значительное количество сульфидов, преимущественно пирротина, халькопирита, реже сфалери-



та, пирита, галенита, арсенопирита. Содержание меди в отдельных участках достигает промышленных значений.

В километре западнее ст. Хаутаваара, среди вулканогенно-осадочных образований, наблюдались своеобразные псевдоконгломераты (тектоническая брекчия), состоящие из округлых овальных или резко вытянутых обломков (галек) кварцитов и графитистых сланцев с интенсивно амфиболизированным цементом дацитового состава. Размер обломков от 1—2 до 40—50 см. Здесь же присутствуют смятые линзы графитистых сланцев размером до 1,5—2 м. Мощность этих псевдоконгломератов 10—15 м.



Рис. 14. Кремнистые сланцы

Андезит-дацитовый вулканогенный комплекс, развитый на участке Чалка — Масельга, отличается от описанного выше базальт-андезит-дацит-липаритового комплекса значительной долей миндалекаменных лав андезитовых, андезито-дацитовых и дацитовых порфиритов. Наряду с массивными лавами встречаются потоки лав шаровой (подушечной) текстуры. Пирокластическая фация в общем объеме комплекса не превышает 50%. Она представлена грубообломочными вулканическими брекчиями андезитовых порфиритов, лапиллиевыми, мелкообломочными и другими туфами андезитовых и дацитовых порфиритов. Наличие слоистости в некоторых пачках туфов и туффитов, присутствие горизонтов графитистых и графито-кремнистых сланцев вблизи восточного контакта структуры свидетельствуют о том, что формирование комплекса происходило в подводной среде. Субвулканическая фация имеет резко подчиненное значение и представлена, в основном, дайками андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов. Для большинства разновидностей пород характерны афировые или микропорфировые структуры. Макроскопически заметные порфировые вкрапленники плагиоклаза встречаются только в субвулканических дайках и иногда в лавах. Химический состав пород комплекса колеблется от андезито-базальтов до дацитов (редко встречаются липарито-дациты). Резко преобладают породы ряда андезит-дацит. Базальты практически отсутствуют. В целом породы относятся к высокоизвестковистым образованиям при относительно низ-

ком содержании щелочей. В лавах, вулканических брекчиях и субвулканических дайках всегда окись натрия преобладает над окисью калия, а в тонкообломочных туфах и туффитах соотношение щелочей обратное.

Необходимо отметить некоторые особенности в пространственном размещении вулканических фаций комплекса. В северной части площади распространения пород комплекса закартирован небольшой участок грубообломочных вулканических брекчий (агломератовых туфов) андезитов, сильно рассланцованных и смятых в мелкие складки. Площадь этого участка не превышает 1—1,5 км<sup>2</sup>. Форма его близка к изометричной, несколько вытянута в субмеридиональном направлении. Поле миндалекаменных лав андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов с маломощными горизонтами туфов располагается вокруг грубообломочных брекчий и, сужаясь, прослеживается к югу. На широте д. Масельга андезитовые порфириты постепенно сменяются лавами и туфами дацитовых порфиритов, а первые отгесняются к западу. Шаровые лавы андезитовых порфиритов и грубообломочные вулканические брекчия появляются примерно в 2,5 км к северо-западу от д. Хаутаваара. Туфы, туффиты и вулканогенно-осадочные образования распространены по периферии площади развития комплекса. Такое распределение вулканогенных фаций дает основание предположить, что породами андезит-дацитового комплекса сложена единая вулканическая постройка, центр (или один из центров) которой находится, по-видимому, на участке развития грубообломочных вулканических брекчий в районе горы Чалки.

Лавовая фация. Лавы массивных андезитовых и андезит-дацитовых порфиритов встречены в районе озер Чалка, Карбозеро и д. Масельга, в северной части рассматриваемого района. Они образуют потоки мощностью от 4 до 12 м. Для наиболее мощных потоков, в отдельных случаях, удается установить дифференцированное строение потоков. Центральная часть обычно представлена массивным порфиритом с реликтами порфириновой структуры. В кровельной части выделяется миндалекаменная зона, в которой содержится до 20—30% миндалин иногда в форме шаровых обособлений. Миндалины выполнены кварцем, карбонатом, иногда с магнетитом, и сульфидами. Они имеют форму линзочек размером до 1,5 см, резко вытянутых по падению сланцеватости. Карбонатные миндалины с поверхности выщелочены, благодаря чему на поверхности обнажения наблюдается характерная ноздреватость. В подошвенной части потоков наблюдается плотная зона андезитового порфирита.

Характерной особенностью андезитовых лав и туфов является наличие амфиболовых обособлений, образующих чередующиеся полосы. На 70—80% они сложены амфиболом, часто присутствует гранат. Образование этих обособлений, по-видимому, обусловлено метаморфической дифференциацией.

Шаровые андезитовые порфириты не имеют широкого распространения. Несколько их потоков было изучено на участке Карбозера. Мощность потоков шаровых лав 2—6 м. Они переслаиваются с массивными андезитовыми порфиритами и туфосланцами. Шары, слагающие эти потоки, имеют линзовидную, эллипсоидальную, караваеобразную форму, вытянутую согласно с общим структурным направлением — СЗ 350°. Размеры шаров варьируют от 0,3×0,8 до 0,7×1,5 м. Крупные шары имеют зональное строение. Внешняя оторочка (0,2—1 см) сложена светлым кварц-альбит-клиноцоизитовым материалом и густо насыщена мелкими миндалинами кварца и альбита. Следующая за светлой оторочкой зона имеет темно-серый цвет, также миндалекаменная. Центральная часть сложена массивной лавой без миндалин. В химическом

составе внешней (табл. 2, ан. 2) и центральной зон шаров (табл. 2, ан. 3) различия невелики. Во внешней зоне несколько повышенное содержание кремнезема. Колебания в содержании остальных окислов незначительные. Это можно объяснить тем, что дифференциация вещества в шарах не происходила. Пространство между шарами составляет 5—8 см и выполнено рассланцованным кварц-биотит-амфиболовым материалом. При складчатости шары были сильно деформированы и растянуты в направлении, перпендикулярном воздействию давления. Соотношение осей изменяется от 1:3 до 1:12. Это обстоятельство затрудняет возможность определять по шарам кровлю и подошву потоков.

Пирокластическая фация представлена вулканическими брекчиями андезитовых порфиритов и различными метаморфизованными мелко-обломочными туфами и туффитами с линзами и прослоями лапиллиевых туфов.

Вулканические брекчии андезитовых порфиритов были встречены в районе горы Чалки, где они занимают овальной формы участок размером 1×0,5 км. Кроме того, аналогичные по составу и строению вулканические брекчии были встречены в трех километрах западнее д. Масельги и в четырех к северо-западу от д. Хаутаваары, вдоль р. Шуи. Здесь они переслаиваются с шаровыми андезитовыми порфиритами. Вулканические брекчии на 60—70% состоят из обломков, которые сложены преимущественно светлыми минералами: альбитом, клиноцоизитом (эпидотом), кварцем, биотитом, реже — амфиболом. Благодаря этому они резко выделяются в обнажении своим светлым цветом на фоне темного существенно амфиболового цемента. Размеры обломков колеблются от 2—3 до 10—15 см. У горы Чалки вулканические брекчии сильно рассланцованы, смяты в мелкие складки. Обломки вытянуты по сланцеватости настолько, что иногда напоминают будинированные слои.

Мелко- и тонкообломочные туфы и туффиты практически полностью перекристаллизованы и превращены при региональном метаморфизме в различные метаморфические сланцы. По этой причине нередко бывает затруднительно определить их первичную природу. В этом могут помочь различные косвенные признаки: а) наличие линз и прослоев крупнообломочных туфов; б) переслаивание с потоками лав и близкий химический состав; в) более сильное рассланцевание по сравнению с лавами.

Пачка амфиболовых туфосланцев ориентировочной мощностью 200—250 м прослеживается вдоль западного контакта структуры на западном берегу Шуи у д. Хаутаваары. Для туфосланцев характерны мелкая пloyчатость и густое насыщение мелкими жилками кварц-альбит-клиноцоизитового состава. С ними переслаиваются крупнообломочные туфы с ясной обломочной текстурой. На юго-восточном берегу Карбозера (Чалка) и у р. Шуи, на широте д. Масельги у западного контакта с гранодиоритами известны кварц-биотитовые туфосланцы (возможно, туфогенно-терригенные). Это темно-серые, мелкозернистые, отчетливо слоистые и интенсивно рассланцованные породы. Первичная природа их неясна, но по редким обломочкам кластогенного плагиоклаза и кварца и значительному колебанию в химическом составе можно предполагать участие в их образовании материала различного происхождения. Мощность туфосланцев около 150—170 м. На участке Карбозера изучен непосредственный контакт туфосланцев с предположительно архейскими (?) интенсивно огнейсованными гранодиоритами.

Несколько маломощных (2—6 м) пачек туфосланцев с прослоями туфобрекчий разделяют потоки шаровых лав андезитовых порфиритов.

Это отчетливо сланцеватые, мелкозернистые породы, сложенные кварцем, биотитом, альбитом, клиноцоизитом. По химическому составу (табл. 2) в целом они близки андезитовым порфирирам, но отличаются от последних преобладанием окиси калия над окисью натрия. Это объясняется, по-видимому, тем, что в их образовании участвовал глинистый материал.

Субвулканическая фация представлена небольшими телами и дайками андезитовых порфиритов, очень сходными с лавами. Отличаются они более массивным сложением, отсутствием миндалин, порфировой структурой. Каких-либо специфических признаков в них не обнаружено. Так же, как и лавы андезитовых порфиритов, они тонкозернисты, сложены вкрапленниками плагиоклаза (№ 20—38), альбитом, амфиболом (обыкновенной роговой обманкой), эпидотом (или клиноцоизитом), биотитом в основной массе. В изолированных обнажениях их легко можно принять за лавы. К субвулканическим можно отнести также многочисленные дайки диоритовых порфиритов. Мощность их колеблется от десятков см до 4—8 м. Это светло-серые мелкозернистые породы с порфировой структурой. Порфировые вкрапленники представлены характерным зональным плагиоклазом.

Дайки в целом залегают согласно с общеструктурным субмеридиональным направлением и нередко смяты в складки. Отнесение диоритовых порфиритов к интрузивной субвулканической фации андезито-дацитового комплекса вызвано близким химическим составом их с лавами андезито-дацитов, участием их в складчатости и пространственной приуроченностью только к названному комплексу.

Рудно-сланцевая вулканогенно-осадочная толща, неразрывно связанная с базальт-андезит-дацит-липаритовой формацией, занимает несколько обособленное положение. В виде полосы вдоль восточного контакта она протянулась через весь описываемый район и далее на юг. Главной ее особенностью является наличие пачек вулканогенно-осадочных пород, которые содержат пласты серноколчеданных руд. В районе Чалки мощность толщи колеблется от 50 до 150 м; до 800—900 м на участке Хаутаваарского серноколчеданного месторождения. Далее к югу ее мощность еще более увеличивается — до 1200—1500 м. Рудно-сланцевая толща сложена мелко- и тонкообломочными и пепловыми туфами дацитов, кварцевыми туфопесчаниками, кремнистыми туффитами, хемогенными кварцитами, графитистыми сланцами и серноколчеданными рудами. Наиболее хорошо разрез рудно-сланцевой толщи изучен на участке Хаутаваарского месторождения. Здесь подстилающими породами рудно-сланцевой толщи являются шаровые диабазы и перекрывающие их вулканогенно-осадочные породы, представленные кварц-магнетит-амфиболовыми, графитистыми, кварц-серицитовыми, амфиболовыми сланцами с линзами туфоконгломератов. Ее более высокое стратиграфическое положение устанавливается по направлению кровли лавовых потоков в подстилающих диабазах. Выше располагается пачка пород, сложенная тонкозернистыми туфами и туффитами дацитового состава завершающаяся кварцевыми туфопесчаниками. Мощность этой части разреза около 250 м. Кварцевые туфопесчаники, в свою очередь, постепенно сменяются пачкой хемогенных кварцитов, кварц-серицитовых и других сланцев с пластами серноколчеданных руд. Мощность их не более 70—80 м. Завершается разрез пачкой графитистых сланцев, которые в нижней части так же являются рудовмещающими. Общая мощность графитистых сланцев на Хаутаваарском месторождении не превышает 450 м. Рудно-сланцевая толща на Хаутаваарском месторождении перекрыта шаровыми диабазами надрудной толщи, которые через горизонт туфоконгломератов залегают на графитистых сланцах. Кровля шаровых диабазов здесь

направлена к северо-востоку, что свидетельствует о моноклинальном залегании всех пород.

Туфы, туффиты дацитовых порфиритов, как сказано выше, залегают в нижней части разреза на Хаутаваарском месторождении. Макроскопически это тонкозернистые, отчетливо слоистые породы дацитового или более кислого состава. Мощность слоистых пород 170—200 м. Редко встречаются маломощные прослои вулканических брекчий и амфиболовых сланцев. Эти породы постепенно сменяются мелкозернистыми кварцевыми туфопесчаниками с характерным кластогенным голубоватым кварцем, похожим на вкрапленники. Кроме кварца, в обломочной части содержится кислый плагиоклаз, реже микроклин. Характерно наличие мелких (0,5—2 см) линзовидной или овальной формы кремнистых выделений, напоминающих таковые в туфах липаритовых порфиритов и генетически являющиеся, вероятно, стяжениями геля кремнезема в осадках. В полированных образцах туфопесчаников отчетливо устанавливается ритмичная слоистость. Мощность ритма 6—12 см. Нижняя часть его крупнозернистая, верхняя мелкозернистая. Направление роста ритмов совпадает с направлением кровли потоков подстилающих диабазов, что еще раз подтверждает принятую стратиграфическую последовательность на данном участке.

По скважинам замечено, что вверх по разрезу кварцевые туфопесчаники постепенно сменяются более тонкозернистыми кварцитовидными породами (кремнистыми туффитами), переходящими в тонкорассланцованные серицит-кварцевые и графит-серицит-кварцевые сланцы. В верхней части пачки кварцевые туфопесчаники переслаиваются с пластинами пиритовых руд. В химическом составе (табл. 2) кварцевых туфопесчаников обращает внимание значительное колебание содержания кремнезема, достигающее в кремнистых разностях 80%. В меланократовых разностях процентное содержание кремнезема уменьшается и соответственно увеличивается содержание глинозема и щелочей. Характерным признаком кварцевых туфопесчаников является преобладание окиси калия над окисью натрия.

Кварциты занимают небольшой объем, но являются неотъемлемой частью парагенезиса рудно-сланцевой толщи и постоянно встречаются в рудных зонах в виде относительно маломощных (0,5—7 м) прослоев в различных частях разреза и постоянно вместе с рудой. Кроме того, кварциты известны среди графитистых сланцев и среди туфопесчаников, имея с теми и другими постепенные переходы. Внешне кварциты различаются серым или светло-серым цветом и плотным афанитовым сложением. Главной составной частью является кварц. В рассланцованных разностях встречается серицит (реже биотит), и кварцит превращается в кварц-серицитовые сланцы. Содержание кремнезема в кварцитах превышает 80% (табл. 2). Другим преобладающим компонентом в кварцитах является глинозем. Содержание прочих окислов невелико.

Раньше большим интересом исследователей описываемые кварциты рассматривались как «вторичные», возникшие в результате кварцевого метасоматоза по кварцевым порфирам (кварцевым туфопесчаникам) в процессе рудообразования, и считались одним из признаков эпигенетичности руд. По имеющимся у нас данным, кварциты являются хемогенными осадками геля кремнезема. Доказательством подобной точки зрения служат следующие обстоятельства. Во-первых, анализируя имеющийся материал по всем вулканическим комплексам района Чалка — Хаутаваара, замечено, что кварциты встречаются только в туфогенно-осадочных горизонтах. Причем описанные выше углисто-кремнистые конкреции и стяжения кремнезема убедительно свидетельствуют об их хемогенно-осадочном происхождении. Во-вторых, прослой кварцитов,

как говорилось выше, встречаются среди пород различного состава, графитистых и кварц-серицитовых сланцев, кварцевых туфопесчаников, и имеют с ними постепенные переходы. С точки зрения кварцевого метасоматоза этот факт трудно объяснить. При этом никаких признаков кварцевого метасоматоза не обнаружено. В-третьих, кварциты имеют массивное однородное строение без признаков реликтов замещаемых пород, которые нередки во вторичных кварцитах. В-четвертых, кварциты участками рассланцованы и явно метаморфизованы при региональном метаморфизме, что противоречит предположению об образовании их после регионального метаморфизма и связи их с внедрением гранитов. Образование кварцитов происходило на протяжении всего вулканического процесса в промежутки между излияниями лав и пирокластических выбросов. Вместе с кремнеземом мог осаждаться инородный материал: глинистые частицы, органическое вещество, сульфиды.

Графитистые сланцы — это черные, ритмично-слоистые (Робонен, 1960), тонкосланцеватые филлитовидные породы, в качестве постоянного компонента содержащие тонкодисперсное графитовое вещество. Количество его колеблется от первых процентов до 60—70% всего объема породы. Графитовым веществом обогащены пелитовые и псаммитовые осадки, иногда хемогенные кварциты. По составу различаются графит-серицит-кварцевые, кварц-графит-серицитовые, кварц-биотит-графитовые, кварц-биотит-графит-серицитовые и другие сланцы. Графитистые сланцы постоянно содержат до 10% сульфидов, главным образом пирротина с примесью халькопирита в виде жилок, гнезд и тонкой рассеянной вкрапленности. Нередко тонкозернистый рассеянный пирротин подчеркивает ритмичную слоистость графитистых сланцев. Генетически сульфиды графитистых сланцев являются сингенетичными осадочными, переотложенными при метаморфизме. Этот вывод следует из строгой приуроченности их к графитистым сланцам, где они нередко подчеркивают ритмичную слоистость. Многочисленные пирротиновые жилы возникли при метаморфизме в результате переотложения вещества.

На участке Чалка — Масельга рудовмещающие вулканогенно-осадочные образования залегают на лавах андезито-дацитовых порфиритов и перекрыты мелкообломочными туфами дацитового состава. Мощность рудно-сланцевой толщи здесь колеблется от 50 до 150 м. Ассоциация вулканогенно-осадочных пород, вмещающих колчеданные руды, аналогична Хаутаваарскому месторождению. Отличие заключается только в том, что здесь отсутствуют кварцевые туфопесчаники. Южнее д. Хаутаваары, где диабазы выклиниваются, рудно-сланцевая толща без видимого перерыва залегают на кристаллокластических туфах дацитов базальт-андезит-дацит-липаритовой формации пачка графито-кремнистых вулканогенно-осадочных пород, которые подстилают диабазы.

Несколько слов о положении серноколчеданных руд, которые также являются продуктами вулканогенно-осадочного процесса (Робонен, 1968; Рыбаков, 1969). Серноколчеданные руды пирротин-пиритового состава имеют форму пластов длиной до 700 м (на Хаутаваарском месторождении) при средней мощности 5—10 м, которые залегают согласно с вмещающими их кварц-серицитовыми, графитистыми и другими сланцами и кварцитами. (Необходимо уточнить, что вулканогенно-осадочными являются только пиритовые руды, пирротиновая же минерализация является продуктом регионального метаморфизма пиритовых залежей). Признаками вулканогенно-осадочной природы пиритовых руд, которые подробно разобраны в приведенных работах, можно считать следующее: 1) приуроченность пиритовых залежей к вулканогенно-осадочным породам; 2) тесная ассоциация пиритовых руд с графитистыми и другими сланцами, хемогенными кварцитами. Выдержанность этой ас-

социации на всех месторождениях; 3) первичная пластовая форма рудных тел, их слоистое, иногда ритмично-слоистое строение и согласное залегание с первичным напластованием вмещающих сланцев; 4) участие рудных тел в складчатости и глубокий метаморфизм руд; 5) наличие пиритовых оолитов в массивных пиритовых рудах и графитистых сланцах; 6) изотопный состав серы пирита из оолитов свидетельствует об участии в их образовании биогенной серы; 7) отложения пиритовых руд в одну стадию, простой минеральный состав руд, бедность элементами-примесями.

### **Недифференцированная спилито-диабазовая (базальтовая) формация**

Для недифференцированной спилито-диабазовой (базальтовой) формации характерен резко выраженный лавовый состав. Выделяются диабазовые порфиры, шаровые (подушечные) и массивные диабазы. Вулканические брекчии, туфы и вулканогенно-осадочные породы не превышают 10—15% объема формации. Последние при их небольшом объеме очень характерны для формации и свидетельствуют о подводных условиях ее накопления. Среди них выделяются кварц-магнетит-амфиболовые сланцы (железистые кварциты), магнетит-актинолитовые сланцы с конкрециями магнетита, кремнисто-амфиболовые и графитистые сланцы. Все вулканогенно-осадочные породы постоянно несут значительное сульфидное и магнетитовое оруденение. Субвулканическая фация представлена относительно редкими дайками роговообманковых порфиритов. Активное излияние лав диабазов сменялось периодами относительного покоя различной продолжительности. За время наиболее длительного перерыва была сформирована вулканогенно-осадочная рудно-сланцевая толща. Поэтому в разрезе спилито-диабазовой формации можно выделить две толщи: 1) подрудную, мощностью 1400—1500 м в центральной части и 500—600 м — на флангах; 2) надрудную, наибольшая мощность которой 500—600 м. Обе толщи фациально и по химическому составу практически одинаковы. Широкое распространение потоков шаровых диабазов, в которых хорошо устанавливаются кровля и подошва, позволяет вполне определенно установить положение диабазов в стратиграфическом разрезе. Шаровые (подушечные) диабазы в 2—3 км северо-западнее ст. Хаутаваара согласно перекрывают туффиты и графито-кремнистые сланцы базальт-андезит-дацит-липаритовой формации. Кровля лавовых потоков шаровых диабазов на протяжении нескольких километров вдоль контакта их с графито-кремнистыми сланцами однозначно устанавливается в противоположную сторону от последних. В западной части участка — к северо-западу, а в восточной после поворота всей структуры на юг кровля направлена к северо-востоку (рис. 12).

В районе Хаутаваарского месторождения подрудная толща завершается 25—35-метровым горизонтом вулканогенно-осадочных пород, представленных графитистыми сланцами, кварц-магнетит-амфиболовыми сланцами, кварцитами и, в самом верху, линзами туфоконгломератов. В единственном изолированном обнажении названные конгломераты ранее были предположительно отнесены к сариолийским образованиям (Робонен, 1960). Позже М. Г. Попов (1968) описал их как внутрiformационные полимиктовые конгломераты. В настоящее время эти обломочные породы нами рассматриваются как туфоконгломераты, парагенетически связанные со спилито-диабазовой формацией. Туфоконгломе-

раты залегают в виде линз мощностью от 1,5 до 6—7 м. Они сложены окатанными гальками основных пород (диабазов, габбро-диабазов) кварцитов, кварца, составляющих до 60—70% всего объема породы. Размер галек колеблется от 0,5—1 до 10—15 см, реже больше. Форма в большинстве случаев окатанная, реже угловатая. Цемент представлен мелкозернистым амфиболовым агрегатом с сульфидами, по-видимому, туфогенного происхождения. Отнесение описанных обломочных пород к туфоконгломератам обусловлено следующими причинами: 1) состав цемента близок составу диабазов и аналогичен цементу вулканических брекчий, встречающихся в различных частях разреза вулкаников основного состава; 2) между туфоконгломератами, тонко- и мелкозернистыми слоистыми туффитами основного состава существует постепенный переход, т. е. туфоконгломераты являются неотъемлемой частью вулканогенно-осадочной пачки пород и залегают на них без перерыва.

Стратиграфически выше располагаются породы рудно-сланцевой толщи, которая, в свою очередь, перекрывается диабазами надрудной толщи. Факт более высокого стратиграфического положения последних устанавливается по тому, что кровля лавовых потоков шаровых диабазов как подстилающих рудно-сланцевую толщу, так и перекрывающих при крутом падении первичного напластования направлена в одну сторону (на северо-восток), что позволяет говорить о моноклиальном строении участка Хаутаваарского месторождения. Подтверждением может служить и то обстоятельство, что рост ритмов кварцевых туфопесчаников и графитистых сланцев, вмещающих пласты серноколчеданных руд, а также в самой руде совпадает с направлением кровли лавовых потоков.

По составу и строению надрудная толща сходна с подрудной. В ней резко преобладает лавовая фация. Она сложена потоками шаровых и массивных диабазов, субвулканическими дайками роговообманковых порфиритов. Отличие в том, что среди лав не были обнаружены горизонты вулканогенно-осадочных пород, которые имеют место в подрудной толще. Не установлены также достоверно потоки диабазовых порфиритов. Анализ химического состава диабазов показывает, что они относятся к продуктам толеито-базальтовой родоначальной магмы и характеризуются повышенной известковистостью при постоянном пониженном содержании щелочей. Для последних характерно преобладание  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ . Более подробно фациальный состав и петрохимические особенности спилито-диабазовой формации даны в отдельном разделе настоящей работы.

### Соотношение вулканогенных формаций и условия их формирования

История развития вулканизма в Хаутаваарской зоне характеризуется значительной продолжительностью и сложностью. Непосредственные взаимоотношения вулкаников различных формаций показывают, что наиболее ранними по времени образования являются вулканические продукты последовательно-дифференцированной базальт-андезит-дацит липаритовой формации. Вулканическая деятельность в Хаутаваарской зоне, по-видимому, началась с пирокластических выбросов андезито-базальтов, с течением времени сменявшихся андезитами, андезито-дацитами, дацитами и липарито-дацитами. При этом в различных структурных участках в зависимости от геотектонической обстановки и характера магмы в вулканических продуктах преобладали пирокласты или лавы. Вулканиды недифференцированной спилито-диабазовой формации приурочены к непротяженным прогибам, расположенным между вулканами, давшими продукты последовательно-дифференцированной фор-



мации, вулканогенно-осадочная фация которой является как бы вмещающей средой для диабазов. В районе Хаутаваары по направлению кровли лавовых потоков шаровых (подушечных) диабазов устанавливается налегание последних на графито-кремнистые сланцы базальт-андезит-дацит-липаритовой формации. Наличие горизонтов вулканогенно-осадочных пород между лавовыми потоками диабазовых порфиритов и отсутствие в них заметного количества терригенного материала свидетельствуют о формировании спилито-диабазовой (базальтовой) формации в подводной глубоководной обстановке. Резкое различие характера вулканизма, состава вулканитов и степени их дифференциации последовательно-дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой и недифференцированной спилито-диабазовой (базальтовой) формации показывает, что формирование их связано с двумя различными типами магм. Для первой характерно преобладание в составе вулканитов андезит-базальтового, андезитового и андезит-дацитового состава при резко подчиненном значении пород базальтового состава. Это могло быть обусловлено тем, что источник андезит-базальтовой магмы был внутрикоровым. Появление же продуктов спилито-диабазовой формации связано с прогрессивным развитием геосинклинали, с заложением новых глубоких расколов в земной коре, достигших мантии, по которым симатические расплавы поступали на поверхность.

Излияние лав диабазов в целом происходило на фоне продолжающейся деятельности вулканов базальт-андезит-дацит-липаритовой формации. Об этом свидетельствует наличие среди диабазов горизонтов туфов и вулканогенно-осадочных пород, а также даек дацитовых порфиритов, образование которых неразрывно связано с формированием названной формации.

Особый интерес представляет формирование вулканогенно-осадочных образований, с которыми связано колчеданное оруденение. Анализ взаимоотношений вулканогенно-осадочных фаций с вулканитами различного состава, положения в разрезе и размещения в пространстве показывает, что их образование сопровождало вулканический процесс на всем протяжении его истории. Накопление осадков происходило в прогибах между вулканами и на периферии всей вулканической зоны. Вулканогенно-осадочная рудно-сланцевая толща на Чалкинском участке без перерыва залегает на лавах андезито-дацитов и перекрывается туфами дацитов. На Хаутаваарском участке 900-метровая рудно-сланцевая толща была сформирована после значительного перерыва, за время которого накопилась 1,5-километровая толща диабазов. Кроме того, эти же диабазы подстилаются кварцевыми туффитами и графито-кремнистыми сланцами, по составу и фациально сходными с породами рудно-сланцевой толщи. Маломощные горизонты вулканогенно-осадочных образований подобного состава встречаются и в других частях разреза спилито-диабазовой формации. К югу от Хаутаваары, где диабазы выклиниваются, все разновозрастные горизонты вулканогенно-осадочных пород сливаются в один более мощный горизонт. Между ним и туфами дацитов базальт-андезит-дацит-липаритовой формации не чувствуется никакого перерыва. Это обстоятельство, а также существенно кремнекислый состав пирокластической части продуктов вулканогенно-осадочных образований свидетельствуют о том, что формирование последних неразрывно связано с деятельностью вулканов, давших продукты базальт-андезит-дацит-липаритовой формации. В то же время чрезвычайно характерно такое обстоятельство. Наиболее крупные месторождения серного колчедана вулканогенно-осадочного генезиса (не только Хаутаваарского, но и других) среди вулканогенно-осадочных образований находятся только на участках развития спи-

лито-диабазовой формации и образовались после излияния определенного объема лав диабазового состава. А по мере выклинивания диабазов руды или исчезают вовсе, или встречаются небольшие рудопроявления. Отсюда может следовать вывод, что источником серы и железа крупных серноколчеданных месторождений был основной вулканизм.

С базальт-андезит-дацит-липаритовой формацией также связано сульфидное оруденение, например, Ялонваарское колчеданное месторождение в юго-западной Карелии, отличающееся от других серноколчеданных месторождений рядом особенностей геологического положения, составом и т. д.

## **ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ПЕТРОХИМИЯ СПИЛИТО-ДИАБАЗОВОЙ (БАЗАЛЬТОВОЙ) ФОРМАЦИИ РАЙОНА ХАУТАВААРЫ (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)**

В районе Хаутаваарского серноколчеданного месторождения широко развиты вулканогенные породы основного состава, относящиеся к спилито-диабазовой (базальтовой) формации. В составе формации выделяются две толщи: подрудная, мощность которой колеблется от 1400—1500 м в центральной части до 500—600 м — на флангах, и надрудная, мощность — около 500—600 м.

Хорошо сохранившиеся при метаморфизме первичные текстурные признаки вулканогенных пород при хорошей обнаженности дали возможность подробно изучить и установить целый ряд особенностей в развитии основного вулканизма в изученном районе, что, несомненно, важно при изучении общих закономерностей докембрийского вулканизма.

В составе вулканитов формации резко преобладает лавовая фация, представленная диабазовыми порфиритами, массивными и шаровыми диабазами. Вулканические брекчии, туфы и вулканогенно-осадочные породы не превышают 10—15%, причем большую часть занимают последние. Субвулканическая фация представлена дайками и небольшими телами роговообманковых порфиритов.

**Лавовая фация. Диабазовые порфириты.** В центральной части подрудной толщи диабазовые порфириты образуют самостоятельные пачки мощностью до 400—500 м, которые состоят из отдельных потоков, чередующихся с вулканогенно-осадочными породами. На флангах диабазовые порфириты чередуются с шаровыми и массивными диабазами. В современном виде диабазовые порфириты представляют собой однородные мелкозернистые амфиболиты с отчетливой кристаллизационной сланцеватостью, обусловленной ориентированным расположением кристаллов амфибола. Достаточно определенные текстурные признаки лав в них отсутствуют. Но регулярное чередование диабазовых порфиритов с шаровыми диабазами, вулканогенно-осадочными породами, а также наличие реликтов бластоофитовой и, в некоторых случаях, микроскопически заметной порфировой структур дает основание считать эти породы потоками основных лав.

Мощность отдельных потоков диабазовых порфиритов колеблется от 20—30 до 60—80 м. В них не наблюдается ни дифференцированного строения потоков, ни шаровой отдельности. Породы различных потоков весьма сходны друг с другом. По сравнению с шаровыми диабазами

диабазовые порфириты имеют более основной состав и отличаются большей зернистостью, в некоторых случаях макроскопически заметной порфировой структурой и однородным строением потоков. Только в подошвенной части потоков наблюдаются зоны закалки мощностью до 0,5—0,8 см.

Шаровые и массивные диабазы. Переслаивающиеся потоки шаровых и массивных диабазов в центральной части площади их распространения, примерно в 1500—1600 м к северо-западу от ст. Хаутаваара, образуют несколько отдельных горизонтов мощностью 250—350 м каждый. На юго-запад и северо-запад по простиранию на периферии площади развития, потоки шаровых диабазов переслаиваются с диабазовыми порфиритами. Шаровые (подушечные) диабазы представляют собой типичные «pillow — lava» и характеризуются прекрасно выраженной шаровой текстурой (рис. 4, 5). Мощность отдельных потоков шаровых диабазов изменяется от 2,5 до 30—40 м. Отдельные из них по простиранию прослежены до первых километров. Падение лавовых потоков, как правило, крутое, нередко опрокинутое.

Шаровые и массивные диабазы хорошо различаются макроскопически. Это — зелено-серые, тонкозернистые, почти афанитовые породы, сложенные актинолитовой (реже обыкновенной) роговой обманкой, альбитом, плагиоклазом, клиноцоизитом. Хорошо сохраняются реликты офитовой структуры. Состав плагиоклаза в лейстах варьирует в широких пределах от альбита-олигоклаза до лабрадора. Породы массивные, без видимых признаков рассланцевания. Лишь иногда на вертикальной стенке обнажения удается различить кристаллизационную сланцеватость, обусловленную ориентированным расположением иголок амфибола.

Выделяются несколько морфологических типов лавовых потоков диабазов: 1) потоки шаровых диабазов; 2) потоки массивных диабазов; 3) потоки массивных диабазов с шаровой текстурой в кровле потоков; 4) потоки массивных диабазов с шаровой текстурой в подошве потоков; 5) потоки массивных диабазов с автобрекцией в кровле потоков; 6) потоки «ленточных» диабазов.

1. Лавовые потоки диабазов с шаровой текстурой (шаровые диабазы) сложены целиком четко сформированными шарами, имеющими собственную поверхность охлаждения, находящимися в тесных пространственных соотношениях между собой и отдаленных друг от друга цементом, состоящим или из рассланцованного амфиболового агрегата, нередко с гранатом, или межшаровыми пустотами, заполненными гидротермальными минералами — кварцем, альбитом, клиноцоизитом, карбонатом. Форма шаров в шаровой лаве самая разнообразная, чаще округлая, овальная, эллипсоидальная, с выпуклой кровельной и провисающей в межшаровое пространство нижней частью, встречаются также шары от слегка округленных четырехугольных блоков до сплюснутых, вытянутых по длинной оси подушек, наползающих друг на друга. Характерной и важной особенностью формы шаровой текстуры является то, что постоянно выпуклая сторона шара обращена в сторону кровли потоков, а к их подошве отходит острый хвост (рис. 6). В условиях сложной докембрийской складчатости, каким является описываемый район, при крутом и часто опрокинутом залегании толщ, использование этой особенности для выяснения направления кровли потоков особенно важно. Размеры шаров, даже в пределах одного лавового потока, испытывают значительные колебания от 2,3 до 0,2 м по длинной оси. Соотношение осей изменяется от 1:2 до 1:7,5. Как правило, они сильно вытянуты по падению на 1,5—3 м. Мелкие шары, размером 0,15—0,4 м в поперечнике, обычно заполняют пространство

между крупными шарами. Шары имеют зональное строение, причем устанавливается несколько типов зональности, характерных для определенных потоков. Например, на участке в 1,5 км к северо-западу от ст. Хаутаваара было установлено три типа зонального строения шаров. В первом типе зона закалки представлена темно-зеленым афанитовым диабазом мощностью 0,5—1 см. Далее идет миндалекаменная зона мощностью 5—10 см, для которой характерны скопления зональных миндалин, располагающихся по радиальным линиям перпендикулярно к поверхности шара. Миндалины имеют размеры от 0,3 до 3 см. Для них устанавливается большое количество типов зональности, обусловленной различной последовательностью кайм (зон), состоящих из минералов различного состава. Чаще всего встречается альбит-хлорит-кварц; альбит-хлорит, альбит-кварц. В некоторых потоках, наряду с перечисленными минералами, встречаются пирротин и халькопирит. Иногда миндалины имеют мономинеральное выполнение — кварц — альбит — хлорит. Центральная часть шара сложена мелкозернистым диабазом с крупными центральными миндалинами (5—20 см по длинной оси), как правило, выполненными кварцем и ориентированными длинной осью параллельно кровле шаров. Часто наблюдается смещение центральных миндалин к кровле шара.

Во втором типе шары имеют мощную зону закалки, достигающую 3—6 см независимо от размеров шара, представленную темно-зеленым афанитовым диабазом. Далее следует в одних потоках вариолитовая зона, а в других миндалекаменная мощностью 10—30 см. Центральная часть шара сложена среднезернистым диабазом с крупными миндалинами, выполненными кварцем, реже хлоритом. Центральные миндалины часто располагаются ближе к кровле шара. Иногда в таких шаровых лавах вариолитовая зона занимает и центральную часть шара.

Третий тип зональности шаровых лав характеризуется тонкой зоной закалки шаров мощностью 0,5—1 см. Внутренняя часть шара сложена мелкозернистым или среднезернистым диабазом с редкими миндалинами, заполненными кварцем, альбитом, клиноцоизитом, хлоритом, тяготеющими к центральной и прикровельной частям шаров. Шаровые лавы такого вида пользуются широким распространением в изученных разрезах эффузивов.

В потоках шаровых диабазов нередко встречаются крупные (до 5—7 м по длинной оси) участки, окруженные более мелкими шарами. Такие участки представляют собой нераспавшиеся на шаровые блоки крупные глыбы лавы. Причем начало подобного распада отчетливо видно в обнажении по тому, как от окружающих шаров в сторону массивного участка отходят в виде незамкнутых хвостов многочисленные зоны закалки, аналогичные таковым в шарах. Описанный случай, а также потоки третьего и четвертого типов представляют собой переходные различия между массивными и шаровыми диабазами.

Химический состав отдельных зон шара, как видно из табл. 3, значительно колеблется, что вызвано химической дифференциацией вещества внутри отдельного шара при застывании.

Химический состав зоны закалки шара отличается от состава других зон того же шара более низким содержанием  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и повышенным содержанием железа и магния. Для зоны миндалин характерно самое высокое содержание кремнезема, содержание суммарного железа значительно ниже количества железа в зоне закалки и несколько ниже, чем в центральной части шара. Химический состав центральной части шара наиболее соответствует среднему составу основных вулканитов Хаутаваара.

2. Лавовые потоки массивных диабазов представлены зелено-серыми породами, имеющими массивное сложение и довольно однородную текстуру. В подошве и кровле потоков устанавливаются маломощные (3—5 см) зоны закалки, представленные афанитовыми диабазами. В непосредственной близости от кровли и подошвы наблюдаются миндалины, выполненные хлоритом, кварцем, альбитом и клиноцоизитом. Количество миндалин увеличивается в прикровельной части потока. Большая часть потоков этого типа имеет мощность в среднем 6—20 м.

Таблица 3

Химические составы различных зон шара  
из потока шаровых диабазов

| Оксиды                         | Центральная<br>часть шара | Зона минда-<br>лин | Зона закалки | Средний состав<br>основных эф-<br>фузиев по<br>31 анал. |
|--------------------------------|---------------------------|--------------------|--------------|---|
|                                | -935-5                    | 935-6              | 935-7        |   |
| SiO <sub>2</sub>               | 54,00                     | 58,12              | 46,12        | 53,46   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,61                      | 0,64               | 0,63         | 0,78  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,73                     | 14,56              | 10,65        | 13,94   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,78                      | 1,95               | 3,64         | 2,27  |
| FeO                            | 7,04                      | 4,74               | 12,06        | 7,41  |
| MnO                            | 0,14                      | 0,20               | 0,28         | 0,23  |
| MgO                            | 6,63                      | 4,30               | 12,34        | 6,53  |
| CaO                            | 12,92                     | 12,94              | 11,10        | 11,88   |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,60                      | 1,27               | 1,20         | 1,96  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,10                      | 0,10               | 0,38         | 0,16  |
| H <sub>2</sub> O               | 0,06                      | —                  | 0,20         | 0,11  |
| п. п. п.                       | 1,48                      | 1,58               | 0,95         | —   |
| Сумма                          | 100,09                    | 100,40             | 99,59        | —   |

Анализы выполнены аналитиком З. Я. Барменковой

3. Лавовые потоки массивных диабазов с шаровыми лавами в кровле сложены тонко- и мелкозернистыми диабазами в основании потока, далее, примерно в средней части потока, появляются эмбриональные шаровые лавы. Границы отдельных шаров нечеткие, и они определяются или по концентрическим зонам скоплений миндалин, повторяющих форму шара, или по появлению корочек закалки. Постепенно эмбриональные шары сменяются выше по разрезу потока четко сформированными шаровыми лавами.

4. Лавовые потоки массивных диабазов с шаровыми лавами в подошве потока сложены в основании зоной четко сформированных шаровых лав, выше них следуют типичные тонкозернистые диабазы, которые в кровле потока имеют корочку закалки.

5. Лавовые потоки массивных диабазов с автобрекцией в кровле представлены массивными тонко- и мелкозернистыми диабазами, которые в кровле и подошве потока имеют зоны закалки мощностью 2—5 см. В кровле потока устанавливается автобрекция, сложенная обломками корочки закалки поверхности лавового потока, цементирован-

ных диабазом. Обломки остроугольной, неправильной формы, располагаются в плоскости параллельной поверхности лавового потока.

6. Ленточные диабазы. Под таким названием были изучены диабазы по составу и структуре аналогичные шаровым, но в отличие от последних, обладающие своеобразной ленточной текстурой. Такие потоки (кстати сказать, встреченные только в двух местах) состоят из узких (3—5 см) лент тонкозернистых диабазов, вытянутых на 1—1,5 м. Такая текстура очень напоминает слоистость осадочных пород. Каждая лента окаймлена тонкой зонкой закалки мощностью 1—2 мм. В остальном они имеют однородное строение. Мощность потока ленточных диабазов порядка 18—20 м. На одном контакте их с диабазовыми порфиритами наблюдался маломощный (10—15 см) прослой тонкослоистых хемогенных кварцитов.

Контактные поверхности лавовых потоков в большинстве случаев слабоволнистые, неровные, с небольшими впадинами. При залегании потока массивных диабазов на нижележащем потоке шаровых лав, первые заполняют все неровности поверхности, обусловленные положением отдельно лежащих шаров, и также имеют четкую корочку закалки, в виде 2—3 см зоны афанитового диабазы. В случае залегания потока шаровых лав на массивных диабазах, наблюдалось заполнение шарами карманообразных углублений в кровле подстилающего потока (рис. 6). Реже потоки массивных и шаровых диабазов разделяются маломощными прослоями туфов.

Для описанных шаровых и массивных диабазов очень характерно широкое развитие процессов осветления, что хорошо бывает видно непосредственно в обнажении. Осветление выражено в развитии альбита, клиноцоизита, хлорита, карбоната, которые нередко почти полностью замещают породу. Этот процесс носит объемно-площадный характер и развивается в виде сплошного осветления значительных участков отдельных потоков, гнезд и жил сложной формы, которые выполняются перечисленными минералами. Часто наиболее интенсивное осветление бывает отчетливо приурочено к определенным частям потоков или отдельных шаров. В массивных диабазах сплошное интенсивное осветление приурочено к подошве потоков. Для шаровых диабазов характерно, что в одних потоках осветление приурочено к центральной части шара, а в других, к периферийной части шара. Такая определенная закономерность дает основание связывать этот процесс осветления диабазов с автометаморфической стадией их формирования и рассматривать его как явление спилитизации, хотя минеральные ассоциации, образующиеся при этом процессе, аналогичны таковым регрессивной стадии регионального метаморфизма. С автометаморфической стадией, по-видимому, связано образование в шаровых диабазах жил и гнезд плагиоклаза (натровый метасоматоз). Эти процессы требуют более детального изучения.

Вулканические брекчии основного состава были встречены в отдельных местах между лавовыми потоками, как правило, в ассоциации с различными вулканогенно-осадочными породами — графитистыми сланцами, кварцитами, кварц-магнетит-амфиболовыми сланцами. Один разрез (сверху вниз) подобного типа был изучен в 1,5 км к северо-западу от ст. Хаутаваара на границе между шаровыми диабазами и диабазовыми порфиритами:

- |                                      |        |
|--------------------------------------|--------|
| 1. Диабазовые порфириты              | —      |
| 2. Кварц-магнетит-амфиболовые сланцы | 2,5 м  |
| 3. Графитистые сланцы                | 8—10 м |
| 4. Пирротиновая руда                 | 0,3 м  |
| 5. Хемогенные кварциты               | 10 м   |

6. Вулканические брекчии основного состава 2,5—3 м

7. Массивные диабазы 9 м

8. Шаровые диабазы —

Вулканические брекчии в этом разрезе на 60—70% сложены обломками диабазов размером от 1 до 10—15 см по длинной оси. Часто они имеют тонкую зонку закалки. Цемент сложен мелкозернистым амфиболовым агрегатом, несколько пористым с поверхности обнажения. Контакт вулканических брекчий с нижележащими диабазами неровный, с запылами в виде карманов брекчий в диабазы.

В 0,5 км к юго-западу от описанных брекчий вскрыт другой их горизонт мощностью около 30 м. Вулканические брекчии этого горизонта на 60—70% сложены обломками диабазов и роговообманковых порфиритов, аналогичных субвулканическим дайкам. Форма их неправильная, линзовидная или угловатая. Размер от 2—3 до 20 см в поперечнике. Цемент представлен амфиболовым агрегатом с гранатом, среди которого много мелкообломочного материала. Характерны в цементе графито-кремнистые выделения. По простиранию к востоку и, очевидно, несколько выше по разрезу, брекчии сменяются вулканогенно-осадочными породами, представленными амфиболовыми и графитистыми сланцами.

Несколько иного состава и строения вулканические брекчии в отдельных обнажениях были вскрыты в 5—5,5 км юго-западнее ст. Хаутаваары, в месте резкого поворота Шуи с юго-запада на юго-восток. Здесь вулканические брекчии имеют диабазовый облик, но в отличие от диабазов отчетливо видно обломочное строение. Обломки тонкозернистых диабазов угловатые, сложной формы, составляют около 50—60%. Размер их варьирует от 0,5—1 до 10—12 см. В цементе диабазового состава материал более крупнозернистый. Характерна интенсивная альбитизация, эпидотизация, развитие вкрапленности сульфидов. На вулканических брекчиях залегают графитистые сланцы.

Субвулканическая фация. Субвулканические дайки, связанные с диабазовым комплексом, картируются с трудом вследствие их сходства с лавовыми потоками. Хорошо выделяются дайки роговообманковых порфиритов, характеризующиеся наличием вкрапленников роговой обманки. Мощность таких даек колеблется от первых метров до 40—60 м. Залегают они чаще согласно с напластованием лавовых потоков, но нередко также по отношению к потокам лав занимают секущее положение. У контакта обычно роговообманковые порфириты мелкозернистые с плохо заметными вкрапленниками роговой обманки, размер которых здесь 1—1,5 мм. В центральной части дайки зернистость пород резко увеличивается. Размер вкрапленников достигает 5—7 мм. В химическом составе (табл. 2) центральной и периферийной частей даек практически нет различия.

Вулканогенно-осадочная фация. Вулканогенно-осадочные породы в составе диабазового комплекса, как отмечалось, имеют подчиненное значение. Пачки вулканогенно-осадочных сланцев находятся, в основном, среди диабазовых порфиритов. Значительно меньше их среди горизонтов шаровых и массивных диабазов. Среди последних на Хаутаваарском участке между потоками шаровых и массивных диабазов встречались маломощные, не более 0,5 м, прослои гранат-амфиболовых туфосланцев с участками лавобрекчий.

Интересными в смысле расшифровки закономерностей основного вулканизма и связанного с ним рудообразования являются прослои вулканогенно-осадочных пород, переслаивающиеся с потоками диабазовых порфиритов. Среди них выделяются кварц-магнетит-амфиболовые сланцы, магнетит-актинолитовые сланцы с конкрециями магнетита



(актинолититы), кремнисто-актинолитовые графитистые, серицит-кварцевые сланцы и кварциты, несущие пиротиновое и пиритовое оруденение.

Кварц-магнетит-амфиболовые сланцы в пределах Хаутаваарского рудного участка образуют несколько горизонтов. Один из них подстилает туфы дацитовых порфиритов рудно-сланцевой толщи Хаутаваарского месторождения. Второй горизонт залегает на шаровых диабазах, которые подстилают диабазовые порфириты юго-западнее от месторождения, по простиранию вскрыт в обнажениях и подсечен скважиной примерно в 2,5 км юго-восточнее. Здесь же, через поток диабазовых пор-



Рис. 15. Кварц-магнетит-амфиболовые сланцы.

фиритов, вскрыт третий горизонт. Мощность горизонтов кварц-магнетит-амфиболовых сланцев колеблется от 2—2,5 до 8—12 м. Макроскопически это отчетливо слоистые, часто пльщчатые породы, для которых характерно переслаивание слоев кварца, амфибола, магнетита. Мощность кварцевых и амфиболовых слоев от 1 до 8—10 см (рис. 15). Амфибол представлен яркой сине-зеленой роговой обманкой ( $N_g-N_p=0,028$ ;  $2 Y=-78^\circ$ ;  $C:N_g=22^\circ$ ) или куммингтонитом ( $N_g-N_p=0,032$ ;  $2 Y=+84^\circ$ ;  $C:N_g=8^\circ$ ) и грюнеритом. Последний образует слойки мощностью 1—4 см. Широко представлен гранат ( $N_m=1,095$ ). Содержание его в отдельных амфиболовых слоях достигает 30—40%. Магнетит слагает тонкие от 1 мм до 3—4 см слои, а также развит в виде тонкой вкрапленности. Содержание его достигает, примерно, 15—20%. Кроме того, в кварц-магнетит-амфиболовых сланцах содержится до 10—20% сульфидов пирротина с примесью халькопирита и единичных зерен арсенопирита. Наряду с этим пирротин встречается в виде вкрапленности и жил мощностью до 0,3—0,4 м.

Среди горизонтов кварц-магнетит-амфиболовых сланцев постоянно встречаются слои графитистых сланцев и кварцитов. В графитистых сланцах содержится до 10% пирротина, меньше халькопирита, сфалерита, галенита, арсенопирита.

Магнетит-актинолитовые сланцы, описанные ранее под названием актинолититов, вместе с хемогенными кварцитами в виде горизонта

мощностью 15—18 м, разделяющего потоки диабазовых порфириров, прослежены на расстоянии 3—3,5 км. Магнетит-актинолитовые сланцы представляют собой серо-зеленые массивные, с тонкой слоистостью, мелкозернистые породы, сложенные иголочками актинолита, магнетитом, ильменитом, с небольшой примесью биотита, альбита, сульфидов. Содержание ильменита и магнетита достигает 15—20%. Они присутствуют в форме тонкой густой вкрапленности и главным образом в форме конкреций. Морфологически ильменит-магнетитовые конкреции представляют довольно правильные округлые стяжения, сложенные тонкозернистым агрегатом магнетита, ильменита и актинолита. Размеры их варьируют в узких пределах 0,5—1,5 см. На полированной поверхности образца бывает заметно их зональное строение. Конкреции присутствуют не по всей мощности слоя. Наибольшее количество их содержится в его центральной части (до 20%), к подошвенной части конкреции постепенно исчезают. Вместо магнетита здесь появляется тонкая вкрапленность сульфидов, наряду с которыми присутствуют округлой формы стяжения более крупнозернистого актинолита в тонкозернистой актинолитовой массе. По форме они сходны с ильменит-магнетитовыми конкрециями, но без магнетита и ильменита.

Материал, слагающий магнетит-актинолитовые сланцы, по всей вероятности, имеет преимущественно туфогенное происхождение, о чем свидетельствует и их химический состав, близкий к составу диабазов (табл. 2), и расположение между потоками основных лав. По внешнему виду они также похожи на диабазы, только при внимательном рассмотрении становятся видны иголочки актинолита, чего не бывает в диабазовых. Скорее всего, описанные породы являются пепловыми туфами, которые осели в водной среде и образовали своеобразные пепловые илы. Присутствующий в них магнетит, вероятно, осаждался в форме гелиевых сгустков гидроокислов железа. В шлифах устанавливается, что между конкрециями и вмещающей массой нет резкой границы. По существу состав и структура основной массы породы и конкреций одинаковы и различаются только количественными соотношениями слагающих их минералов: актинолита, магнетита и ильменита. Описанная выше смена в сторону подошвы слоя магнетита сульфидами, очевидно, отражает изменение физико-химической обстановки в иловом осадке от окислительной в верхней части к восстановительной — в его подошвенной части.

Кремнисто-амфиболовые сланцы в отличие от описанных выше не содержат магнетита и ильменита. На 70—80% они сложены актинолитом, с примесью графитового вещества, среди массы которого множество миндалевидных кремнистых выделений, размер которых от 1 до 3—5 иногда 30 см. В верхней части горизонта, мощность которого достигает 60 м (прослежен на 2 км), развиты кварциты и графит-кварц-серпичитовые сланцы. Кремнисто-амфиболовые сланцы насыщены пирротином с примесью халькопирита. Содержание сульфидов достигает 10%.

Графитистые сланцы, помимо совместного их нахождения с различными туфогенно-осадочными, преимущественно амфиболсодержащими сланцами, встречаются в виде самостоятельных горизонтов западнее и юго-западнее Хаутаваарского месторождения. Мощность таких горизонтов колеблется от 7—10 до 15—16 м. Графитистые сланцы — это черные, тонкосланцеватые породы, в которых главными компонентами являются кварц, плагиоклаз, серпичит, биотит и тонкодисперсное графитовое вещество. Все разновидности графитсодержащих пород насыщены пирротином с примесью халькопирита, сфалерита, галенита. Иногда среди них находятся небольшие тела пирротиновых руд.

Химические составы пород спилито-диабазовой (базальтовой) формации Хаутаваары

| Оксиды                         | Анализы |       |        |        |        |        |        |        |        |        |       |       |       |        |        |        |       |        |       |       |
|--------------------------------|---------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|
|                                | 1       | 2     | 3      | 4      | 5      | 6      | 7      | 8      | 9      | 10     | 11    | 12    | 13    | 14     | 15     | 16     | 17    | 18     | 19    | 20    |
| SiO <sub>2</sub>               | 52,86   | 50,58 | 49,72  | 52,82  | 56,90  | 50,63  | 52,72  | 52,04  | 58,62  | 53,36  | 48,92 | 55,93 | 55,18 | 50,62  | 49,76  | 49,72  | 47,66 | 48,40  | 50,26 | 45,92 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,80    | 0,80  | 0,75   | 0,61   | 0,79   | 0,95   | 0,90   | 0,85   | 0,61   | 0,91   | 0,84  | 0,89  | 0,68  | 0,96   | 0,58   | 0,73   | 1,74  | 1,11   | 1,12  | 1,24  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,10   | 15,34 | 14,50  | 15,10  | 14,17  | 16,30  | 15,95  | 15,75  | 12,93  | 15,44  | 14,12 | 16,52 | 15,11 | 12,46  | 15,06  | 14,64  | 14,13 | 4,39   | 4,70  | 4,58  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,83    | 0,85  | 1,68   | 1,35   | 3,10   | 1,56   | 1,41   | 1,93   | 1,28   | 1,55   | 1,58  | 0,84  | 1,63  | 4,07   | 1,61   | 1,31   | 2,71  | 2,17   | 1,98  | 2,57  |
| FeO                            | 7,48    | 8,76  | 10,78  | 7,47   | 4,30   | 7,46   | 6,74   | 5,69   | 6,32   | 7,16   | 9,21  | 5,37  | 6,32  | 9,62   | 8,18   | 9,24   | 10,44 | 14,68  | 14,94 | 16,96 |
| MnO                            | 0,18    | 0,15  | 0,15   | 0,05   | 0,29   | 0,19   | 0,08   | 0,25   | 0,19   | 0,19   | 0,23  | 0,19  | 0,20  | 0,26   | 0,18   | 0,20   | 0,27  | 0,17   | 0,24  | 0,14  |
| MgO                            | 8,69    | 8,98  | 7,90   | 7,59   | 3,92   | 6,47   | 5,64   | 5,80   | 7,14   | 5,66   | 7,58  | 5,63  | 5,84  | 8,47   | 8,85   | 8,80   | 6,91  | 18,02  | 18,69 | 20,02 |
| CaO                            | 10,12   | 11,48 | 11,02  | 11,18  | 13,72  | 13,17  | 12,40  | 13,67  | 8,94   | 11,66  | 13,56 | 9,88  | 11,42 | 9,82   | 13,20  | 11,71  | 12,28 | 7,74   | 6,28  | 5,02  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,33    | 2,31  | 1,80   | 2,58   | 1,03   | 1,73   | 1,85   | 1,35   | 3,26   | 1,85   | 1,85  | 3,07  | 2,28  | 2,69   | 1,10   | 2,12   | 2,43  | 0,30   | 0,35  | 0,08  |
| K <sub>2</sub> O               | —       | —     | 0,25   | 0,15   | 0,10   | 0,12   | 0,18   | 0,30   | 0,08   | 0,25   | 0,15  | 0,15  | 0,10  | 0,25   | 0,12   | 0,19   | 0,30  | 0,09   | 0,08  | 0,05  |
| H <sub>2</sub> O               | 0,11    | 0,09  | 0,12   | 0,14   | 0,10   | 0,12   | 0,12   | 0,11   | 0,09   | 0,12   | 0,14  | 0,21  | 0,16  | 0,07   | 0,06   | 0,17   | 0,13  | 0,09   | 0,04  | 0,09  |
| п. п. п.                       | 0,64    | 0,42  | 1,62   | 1,24   | 1,73   | 1,77   | 2,10   | 2,45   | 0,56   | 2,05   | 1,80  | 1,14  | 0,65  | 0,95   | 1,51   | 1,43   | 0,60  | 2,97   | 1,06  | 2,92  |
| CuO                            | —       | —     | —      | —      | 0,014  | 0,010  | 0,009  | 0,006  | 0,005  | 0,006  | 0,009 | 0,024 | 0,013 | —      | —      | —      | —     | —      | —     | —     |
| CoO                            | —       | —     | —      | —      | 0,005  | 0,007  | 0,007  | 0,006  | 0,004  | 0,007  | 0,006 | 0,006 | 0,006 | 0,0045 | —      | —      | —     | —      | —     | —     |
| NiO                            | —       | —     | —      | —      | 0,015  | 0,022  | 0,022  | 0,016  | 0,015  | 0,015  | 0,025 | 0,023 | 0,018 | 0,015  | —      | —      | —     | —      | —     | —     |
| Сумма                          | 100,16  | 99,81 | 100,29 | 100,29 | 100,06 | 100,47 | 100,10 | 100,19 | 100,04 | 100,28 | 99,98 | 99,82 | 99,61 | 100,27 | 100,21 | 100,26 | 99,63 | 100,13 | 99,74 | 99,59 |

## Числовые характеристики

|     |       |       |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |       |       |       |
|-----|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------|
| a   | 7,0   | 4,7   | 2,2  | 5,7  | 2,4  | 3,9  | 4,5  | 3,5  | 6,9  | 4,5  | 4,2  | 6,9  | 5,1  | 5,9  | 2,6  | 4,7  | 5,7  | 0,7   | 0,71  | 0,36  |
| b   | 27,6  | 34,4  | 31,6 | 27,3 | 22,3 | 27,1 | 24,4 | 25,7 | 24,1 | 24,4 | 32,3 | 20,1 | 23,3 | 32,7 | 31,6 | 31,8 | 32,5 | 47,3  | 45,9  | 49,9  |
| c   | 6,3   | 7,1   | 7,8  | 7,2  | 8,5  | 9,2  | 8,7  | 9,1  | 4,8  | 8,3  | 7,3  | 7,8  | 7,7  | 5,1  | 8,7  | 7,2  | 6,5  | 2,2   | 2,4   | 2,4   |
| s   | 59,1  | 53,8  | 58,4 | 59,8 | 66,1 | 59,8 | 62,4 | 61,7 | 64,2 | 62,8 | 56,2 | 65,2 | 63,9 | 56,3 | 57,1 | 56,3 | 55,3 | 49,7  | 47,4  | 47,3  |
| a'  | —     | —     | —    | —    | —    | —    | —    | —    | —    | —    | —    | —    | —    | —    | —    | —    | —    | —     | —     | —     |
| f'  | 27,9  | 24,5  | 38,0 | 30,0 | 31,6 | 32,1 | 32,2 | 29,1 | 29,0 | 34,4 | 31,9 | 30,0 | 33,0 | 37,7 | 29,5 | 31,5 | 38,3 | 29,9  | 30,4  | 33,1  |
| m'  | 51,7  | 40,5  | 43,3 | 46,8 | 30,3 | 41,3 | 39,9 | 39,6 | 47,8 | 40,1 | 39,7 | 47,9 | 42,7 | 42,3 | 47,3 | 46,7 | 35,9 | 57,2  | 60,2  | 60,9  |
| c'  | 20,4  | 35,0  | 18,7 | 23,2 | 38,1 | 26,6 | 27,9 | 31,3 | 23,2 | 25,5 | 28,4 | 22,1 | 24,3 | 20,0 | 23,2 | 21,8 | 25,8 | 12,8  | 9,4   | 5,9   |
| n   | 100,0 | 100,0 | 93,5 | 97,6 | 94,1 | 96,4 | 93,8 | 88,0 | 98,1 | 93,8 | 96,8 | 98,0 | 97,3 | 95,6 | 95,0 | 94,4 | 92,8 | 83,3  | 83,3  | 66,6  |
| φ   | 2,4   | 1,6   | 4,4  | 4,0  | 1,2  | 4,7  | 5,2  | 6,6  | 4,3  | 5,2  | 4,2  | 3,4  | 5,9  | 10,1 | 4,31 | 3,4  | 7,1  | 3,33  | 3,1   | 3,9   |
| t   | 1,1   | 1,2   | 1,1  | 0,9  | 1,0  | 1,3  | 1,2  | 1,1  | 0,8  | 1,2  | 1,2  | 1,2  | 0,97 | 1,4  | 0,96 | 1,07 | 2,6  | 1,7   | 1,6   | 1,9   |
| Q   | -2,1  | -8,9  | 0,46 | 1,0  | 19,6 | 2,6  | 0,71 | 0,73 | 0,98 | 0,83 | -3,3 | 0,88 | 0,99 | -4,3 | 0,3  | -4,0 | -7,3 | -4,19 | -5,43 | -8,48 |
| a:c | 1,1   | 0,7   | 0,28 | 0,8  | 0,3  | 0,4  | 0,5  | 0,4  | 1,4  | 0,5  | 0,6  | 0,9  | 0,7  | 1,2  | 0,3  | 0,65 | 0,87 | 0,32  | 0,3   | 0,15  |

Примечание: 1—4 — диабазовые порфиристы; 5—9 — диабазы с шаровой текстурой; 10—13 — массивные диабазы; 14—17 — дайки роговообманковых порфиристов; 18—20 — туфы.

Анализы выполнили: 1, 2, 14, 15, 18, 19, 20 — З. Я. Барменкова; 3, 4, 5, 6, 7, 10, 11, 16 — Т. М. Брагина; 8, 12 — З. П. Помазан; 13, 17 — Л. Н. Мокеева.

Основная масса их является, главным образом, вулканической — хемогенный кремнезем, кластогенный и пепловый материал. Графитовое вещество имеет иную, вероятно, биогенную природу. В некоторых горизонтах совместно с графитистыми сланцами переслаиваются хемогенные кварциты и серицит-кварцевые сланцы с маломощными (до 0,8 м) пластами пиритовых и пирит-пирротиновых руд.

Кварциты присутствуют в виде отдельных слоев в различных горизонтах вулканогенно-осадочных пород. Мощность их достигает 7—10 м. Их характеризует исключительная тонкозернистость, массивное сложение и преимущественно кварцевый состав с примесью биотита, серицита и значительным содержанием сульфидов. По химическим анализам содержание кремнезема достигает свыше 80%. Ассоциация с вулканогенно-осадочными породами, высокое содержание кремнезема в составе кварцитов, исключительная тонкозернистость и отсутствие реликтов обломочных текстур — все это может дать основание для вывода, что кварциты являются хемогенными осадками кремнезема, источник которого — вулканические процессы. Кварциты имеют широкое распространение среди вулканогенных образований, особенно в зонах серноколчеданного оруденения.

Кроме описанных вулканогенно-осадочных пород, для диабазового комплекса характерно присутствие среди лав основного состава пачек мелкозернистых пород дацитового состава (кварц-плаггиоклаз-серицитовых сланцев, рассланцованных дацитовых порфиритов). Мощность их бывает 10—15 иногда до 60 м. С ними изредка связаны мелкие рудопроявления серного колчедана. Присутствие среди основных лав кислых туфов (?) можно объяснить, скорее всего, наложением во времени и пространстве продуктов извержений различных вулканических очагов.

### Петрохимические особенности вулканогенных образований

Для изучения химизма основных вулканитов Хаутаваарской зоны использован 51 полный силикатный анализ, выполненный в химической лаборатории Института геологии. Лавовая фация представлена 37 анализами, из них: шаровые диабазы — 22, массивные диабазы — 11, диабазовые порфириты — 4. Субвулканическая фация — 7 анализами (дайки роговообманковых порфиритов), вулканогенно-осадочная — 7 анализами (табл. 4).

Для выяснения особенностей химического состава пород, сравнения и определения их положения среди других естественных вулканических ассоциаций составлены вариационные диаграммы по методу А. В. Заварицкого, тройная диаграмма состава  $Fe_2O_3 + FeO - MgO - Na_2O + K_2O$ , диаграммы по А. Ритману, Е. Ф. Осборну и К. Г. Мурата. Анализ векторной диаграммы А. Н. Заварицкого, на которую дополнительно вынесены средние составы пород по Р. Дэли (серия пикрит-плато-базальт-андезит-дацит-липарит-риолит) показывает, что в целом основные лавы по химическому составу являются производными базальтовой магмы, отличаясь от типичных базальтов слабо повышенной кислотностью и пониженной щелочностью (рис. 16).

Лавовая фация испытывает довольно широкие колебания кислотности. Характеристика «в» меняется от 20 до 30, в то время как щелочность (характеристика «а») колеблется в довольно узких пределах от 2,5 до 7. При этом устанавливается более основной состав диабазовых порфиритов по сравнению с шаровыми диабазами. Рой фигуративных точек вытянут вдоль оси «в».

Химические анализы, принадлежащие отдельным лавовым потокам в разрезе вулканической толщи, занимают на диаграмме достаточно обособленное положение и их частные вариационные линии почти параллельны оси «в», что свидетельствует, по-видимому, о ведущей роли кристаллизационной дифференциации в процессе их формирования. Различие химических составов пород, принадлежащих разным частям потоков, больше, чем различие в химизме в целом по отдельным лавовым потокам (рис. 17). В результате кристаллизационной дифференциации в пределах отдельных потоков намечается резкое изменение кислотности и увеличение роли кальция в темноцветных минералах. Для основных лав изученной свиты характерно преобладание натрия над калием в составе полевых шпатов.

Интрузивные аналоги основных лав — дайки роговообманковых порфиритов — на векторной диаграмме занимают несколько обособленное положение и характеризуются более высокой основностью (характеристика «в» равна 31—33), большей, чем вмещающие их эффузивы.

Однако наиболее высокую основность среди пород рассматриваемого комплекса имеют туфы (характеристика «в» от 41 до 56), которые занимают самое низшее положение на диаграмме. Для туфов характерно более высокое содержание  $TiO_2 > 1\%$ ,  $MgO$  до 20% и значительно меньшее содержание  $Al_2O_3$  — 4—5%. Это объясняется, по-видимому, тем, что в результате поствулканической деятельности в осадках привносится железо, а  $SiO_2$  и  $Na_2O$  выщелачиваются с поверхности раскаленных пепловых частиц в результате их взаимодействия с водой бассейна.

Для определения исходной магмы основных вулканитов Хаутаваары использована диаграмма Murata (1960), на которой выделены толеитовая и щелочная серии базальтовой магмы, а вариации химического состава связываются с вариациями состава основных породообразующих минералов (пироксена, плагиоклаза) (рис. 18). Вынесенные вариационные точки тяготеют к толеитовой серии, располагаясь с некоторым разбросом вдоль вариационной линии толеитов. Средний состав по данному комплексу на диаграмме располагается в районе точек С — В — кварцевый базальт — толеитовый базальт.

Лавы характеризуются низким содержанием щелочей (от 1,3 до 3,3%) при преобладании натрия над калием и повышенным содержа-

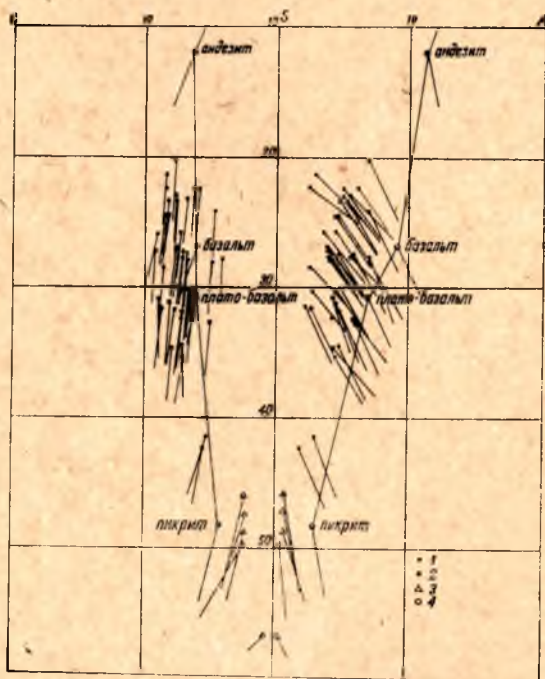


Рис. 16. Вариационная диаграмма А. Н. Заварицкого для основных вулканогенных пород Хаутаваары.

1 — лавовая фация; 2 — субвулканическая фация; 3 — туфы основных пород; 4 — средние составы: дацит-андезит-базальт (по Р. Дэли)

нием полевошпатовой извести ( $s=7,1$ ). Нами произведено сопоставление основных вулканитов хаутаваарской серии и петрогенетических серий по диаграмме Rittman (1957) (рис. 19), где поведение щелочей является показателем изменения режима магмообразования в первую очередь. На диаграмме Al к  $SiO_2$  с помощью сериального индекса ( $\sigma = \frac{AlK^2}{SiO_2 - 43}$ ) Ритманом рассчитаны вариационные кривые магматических серий пород, образовавшиеся в результате глубинной дифференциации магматических очагов. Расположение фигуративных точек вынесенных химических анализов позволяет отнести изученные основные лавы к сверхизвестковистой серии. Индекс Ритмана для сверхизвестковистой серии в среднем для основных вулканитов Хаутаваары составляет 0,56.

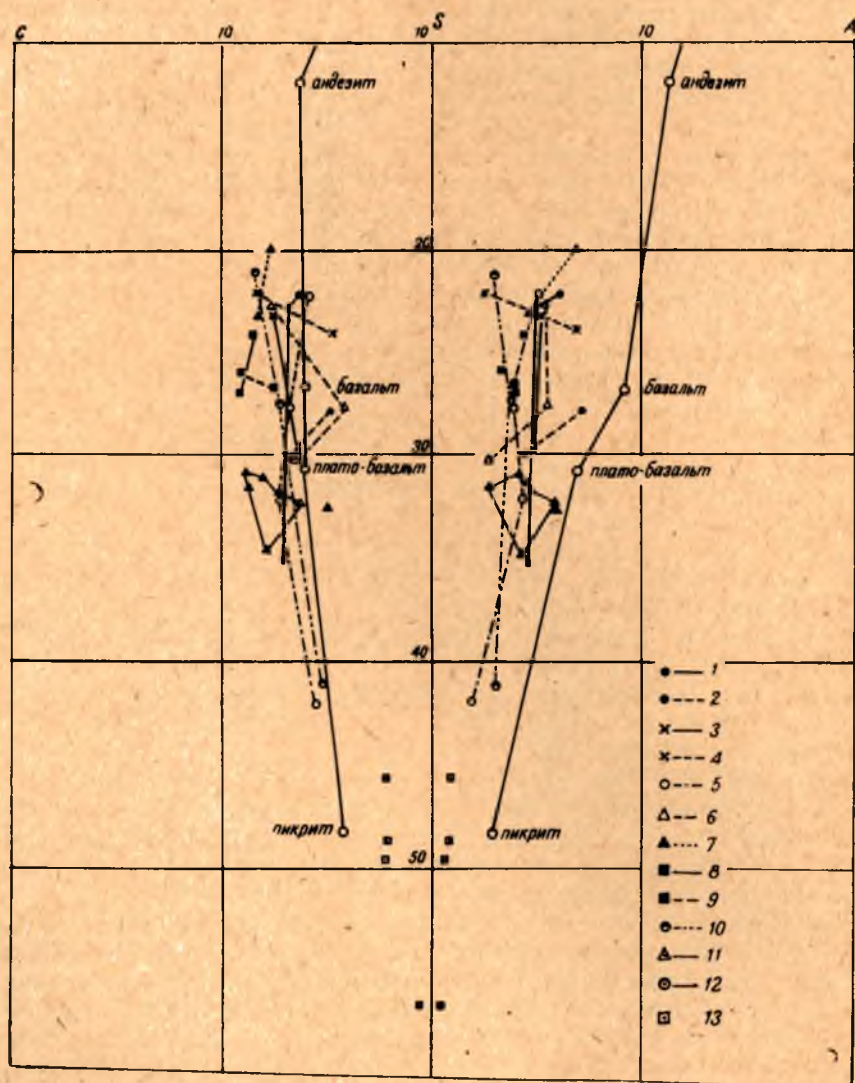


Рис. 17. Вариационная диаграмма химических составов основных вулканогенных пород Хаутаваары.

1—10 — вариационные линии и фигуративные точки составов пород отдельных лавовых потоков; 11 — порфирыты субвулканической фации; 12 — средние составы: андезит, базальт, плато-базальт, пикрит (по Р. Дэли); 13 — туфы

Попытка рассмотрения хода дифференциации основных лав сделана при помощи тройной диаграммы состава  $Fe_2O_3 + FeO - MgO - Na_2O + K_2O$  (рис. 20). Вынесенные химические анализы образуют довольно обособленные поля точек химических составов пород различных потоков, хотя в совокупности и дают достаточно компактное поле составов. В ходе развития вулканизма намечается некоторая тенденция к увели-

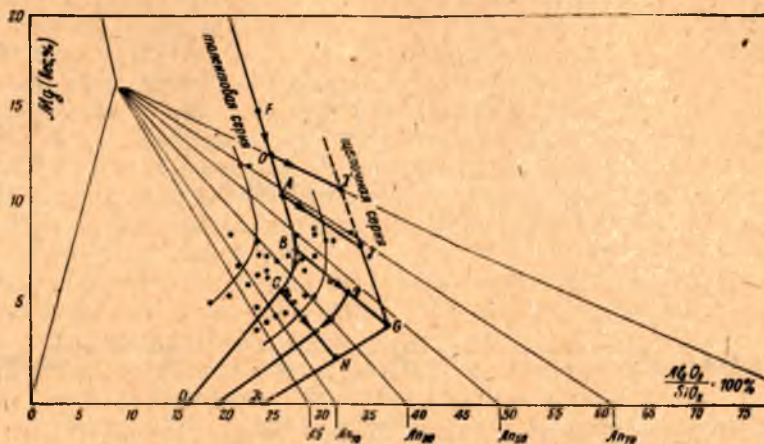


Рис. 18. Диаграмма  $MgO - \frac{Al_2O_3}{SiO_2}$  (К. Murata, 1960) основных лав.

*FABCD* — толеитовая серия, *I,IGHI* — щелочная серия, *A* — толеитовый оливиновый базальт, *B* — толеитовый базальт, *C* — кварцевый базальт, *D* — гранофир, *F* — океанит по К. Murata

чению основности лав по мере их излияния (при рассмотрении вариационных линий по отдельным потокам в стратиграфической последовательности), хотя некоторые последующие потоки перекрывают поля более ранних и затушевывают эту зависимость. Все же можно говорить об антидромной тенденции в эволюции магматических расплавов основных лав.

Породы субвулканической фации на этой диаграмме также имеют обособленные положения и соответствуют наиболее основным породам вулканического комплекса.

Дополнительно анализы диабазов были вынесены на диаграмму (рис. 21) состава  $Fe_2O_3 + FeO / Fe_2O_3 + FeO + MgO - SiO_2$  (по Е. Ф. Осборну).

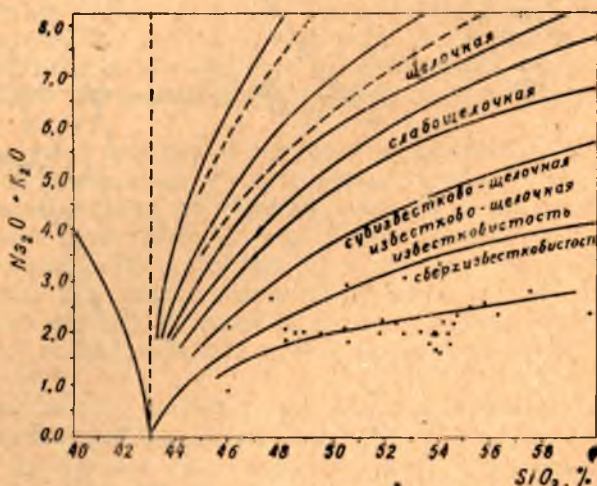


Рис. 19. Диаграмма петрохимических серий (по А. Ритману) основных лав (треугольником показан средний состав диабазов по данным 37 анализов).

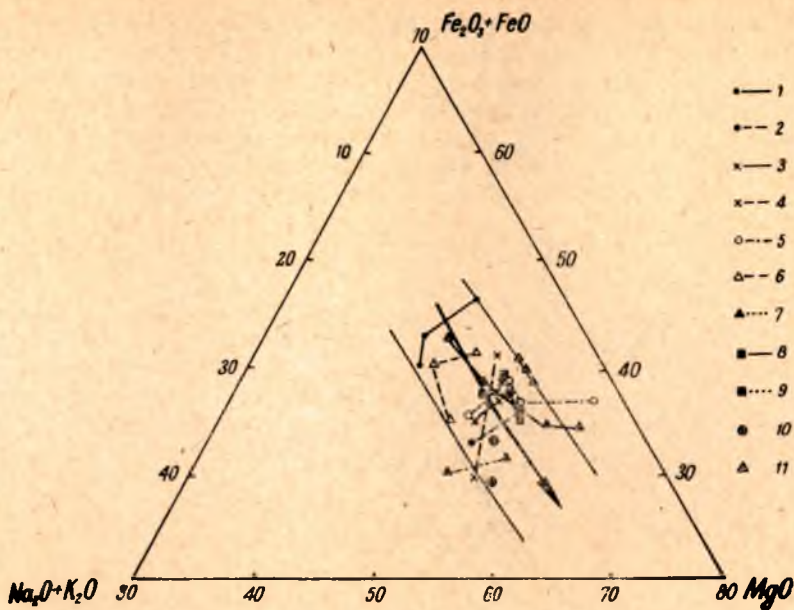


Рис. 20. Часть вариационной диаграммы состава  $MgO - Fe_2O_3 + FeO - Na_2O + K_2O$  для отдельных лавовых потоков.

1-10 — вариационные линии и фигуративные точки составов пород отдельных лавовых потоков снизу вверх по разрезу; 11 — субвулканическая фация

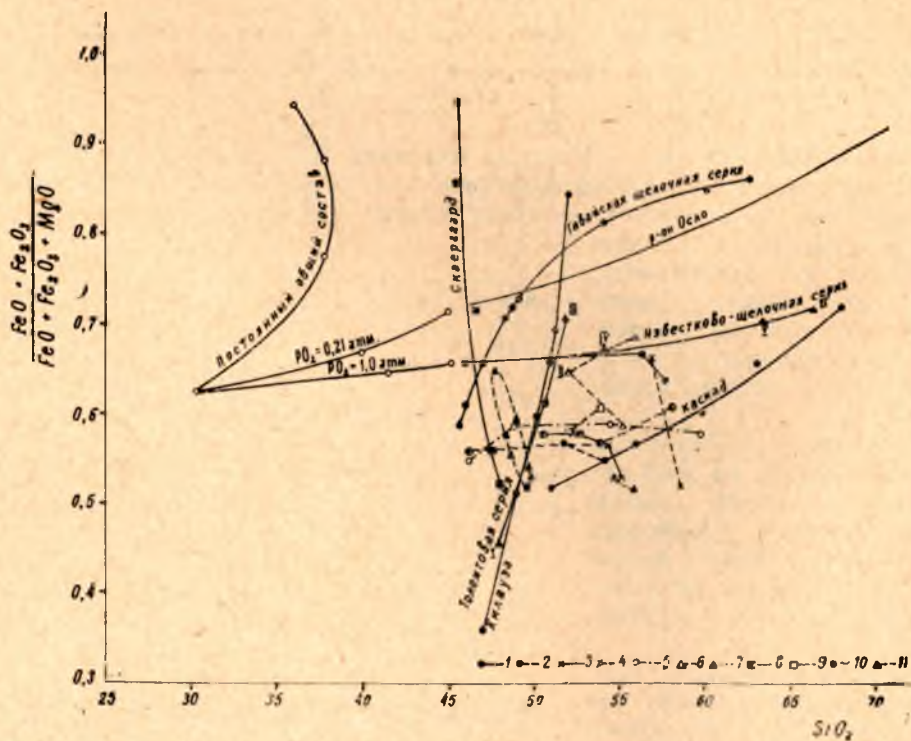


Рис. 21. Диаграмма  $\frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} - SiO_2$  основных пород

1-9 — вариационные линии и фигуративные точки составов пород отдельных лавовых потоков; 10 — разные зоны одного шара из потока шаровых лав; 11 — порфириды субвулканической фации



Данная диаграмма позволяет оценить основную тенденцию в эволюции химизма вулканического комплекса и выявить влияние парциального давления кислорода на процессы кристаллизации исходного магматического расплава. В левой верхней части диаграммы приведены экспериментальные кривые кристаллизации базальтов в условиях закрытой системы, когда общий состав сохраняется постоянным и кристаллизация идет с уменьшением парциального давления кислорода, и линии, соответствующие кристаллизации расплава в открытой системе ( $PO_2=0,21$  атм.) и в условиях высокого давления кислорода ( $PO_2=1,0$  атм). Прежде всего, из рассмотрения этой диаграммы следует, что основные лавы кристаллизовались при постоянном высоком содержании кислорода в кристаллизующейся системе, их частные эволюционные линии по направлению параллельны соответствующим линиям Е. Ф. Осборна. Намечается смещение эволюционной линии отдельных потоков сверху вниз, что свидетельствует об уменьшении отношения Fe к Mg (антидромная тенденция) при одновременно относительном уменьшении содержания  $SiO_2$ .

Субвулканическая фация (роговообманковые порфириды) дает резко обособленную ветвь изменения химического состава, соответствующую экспериментальной линии кристаллизации расплава в закрытой системе с последовательным уменьшением содержания кислорода при кристаллизации расплава. Обращает на себя внимание низкий коэффициент окисленности лав. 
$$\frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO}$$
 колеблется от 0,13 до 0,42 (в среднем 0,23), что может служить признаком глубоководных условий формирования диабазового комплекса, где активность кислорода была низкой.

### Заключение

Проведенный фациальный анализ в районе Хаутаваарского месторождения позволяют установить, что спилитодиабазовая (базальтовая) формация с перерывом была сформирована в условиях эвгеосинклинального трога и сложена продуктами вулканов центрального типа. Об этом свидетельствуют относительно небольшая площадь ее распространения (не более 70—80 км<sup>2</sup>), большая мощность вулканических продуктов в центральной части этой площади (центр вулканизма) и быстрое выклинивание на периферии.

При небольшом объеме для комплекса основных вулканитов очень характерны горизонты вулканогенно-осадочных пород, которые являются несомненным признаком подводных условий формирования комплекса, при этом необходимо подчеркнуть, это были глубоководные условия. Этот вывод подтверждается тем, что: а) в вулканогенно-осадочных породах практически отсутствует терригенный материал; б) коэффициент окисленности лав низкий. Наличие большого количества шаровых лав, по мнению ряда исследователей, также является признаком глубоководности (Иванов, 1969).

Рассмотрение петрохимических особенностей основных вулканитов Хаутаваары с помощью различных диаграмм показывает, что изученные породы относятся к продуктам толеито-базальтовой родоначальной магмы и принадлежат к сверхизвестковистой серии по А. Ритману.

По химическому составу в изученном комплексе различаются два типа лав: шаровые, массивные диабазы и диабазовые порфириды. Последние характеризуются большей основностью по сравнению с шаро-

выми и массивными диабазами. Это отличие объясняется, по-видимому, различными условиями их формирования и последующего преобразования. Для диабазов характерно широкое осветление пород, тогда как подобного процесса не наблюдается в диабазовых порфиритах. Возможно, это объясняется тем, что шаровые диабазы формировались в более глубоководных условиях, когда давление океанической воды препятствовало выходу из кристаллизующейся магмы газовой фазы. Скапливающиеся в трещинах и полостях потоков газы и водные растворы оказывали аутометаморфическое воздействие на породы.

В процессе образования отдельных лавовых потоков ведущую роль играла кристаллизационная дифференциация. В целом намечается антидромная тенденция в эволюции магматического расплава.

## **СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ПЕБОЗЕРСКОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНАЯ КАРЕЛИЯ)**

Рассматриваемый район находится в 90 км к западу от Беломорска. В его пределах расположены озера Лежево, Пибозеро, Воронье. Повышенный интерес геологов к этому району объясняется особенностями геологического строения и расположением его в зоне сочленения карелид с беломоридами. В 1967 г. лаборатория региональной геологии Института геологии Карельского филиала АН СССР приступила к тематическим исследованиям по литологии нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных толщ указанного района, в процессе которых получены новые фактические материалы, позволяющие по-иному рассматривать некоторые вопросы геологии, стратиграфии и тектоники этого района.

### **Об истории изучения стратиграфии района**

Первые геологические исследования в районе озер Лежева — Пибозера — Вороньего проводил Н. Г. Судовиков (1934а, 1934б), установивший широкое развитие кварцитовых и метадиабазовых толщ, возраст которых определялся им как ятулийский. Учитывая данные геологических съемок, проведенных С. А. Дюковым и Л. А. Кириченко, в результате специальных тематических исследований по стратиграфии Карелии в 1951—1953 гг. В. И. Робонен выделил в рассматриваемом районе две формации: нижнюю — флишоидную и верхнюю — зеленосланцевую (вулканогенную), впоследствии названные парандовской и тунгудско-надвоицкой сериями нижнего протерозоя (Перевозчикова, 1957). Такое подразделение нижнепротерозойских образований восточной Карелии на две серии — существенно сланцевую (парандовскую), занимающую низы разреза, и существенно вулканогенную (тунгудско-надвоицкую) получило в дальнейшем наибольшее признание.

Позднее К. О. Кратцем (1963), по данным В. И. Робонена, была составлена стратиграфическая схема супракрустальных образований района озер Вороньего — Пибозеро — Лежево. Согласно этой схеме, на сложнодислоцированных архейских образованиях с базальными конгломератами в основании залегает парандовская серия, в составе которой выделяются две свиты: нижняя (сланцевая) вороньезерская свита мощностью 240—380 м и верхняя (амфиболитовая) пибозерская свита мощностью 600—830 м. Выше залегает тунгудская серия, представленная

спилитовыми диабазами, диабазовыми порфиридами, зелеными сланцами, амфиболитами с линзами туфоконгломератов. В основании этой серии линзы кварцитов с прослоями кварцевых конгломератов. Л. Я. Харитонов (1966) приводит схему последовательности залегания метаморфизованных осадочных и вулканических пород района озер Пезозера — Вороньего относя их к карельской формации нижнего протерозоя. Эта схема отличается от приведенной выше лишь мощностями выделенных свит. Сотрудниками Ленинградского университета предложена новая стратиграфическая схема района (Богданов и др., 1968). Нижнюю границу среднего протерозоя авторы проводят по подошве косослоистых кварцитов с прослоями кварцевых галечников и конгломератов, залегающих в основании тунгудско-надвоицкой серии, т. е. относят эту серию к низам среднего протерозоя. В составе же нижнего протерозоя выделяют две новые серии: нижнюю — тикшезерскую (по составу, но не по мощности), соответствующую выделяемой ранее вороньезерской свите, и верхнюю — пезозерскую, соответствующую части вороньезерской и пезозерской свит. Последняя их схема по существу повторяет вышеуказанную. Отличие ее в том, что в основании нижнего протерозоя авторы помещают базальные конгломераты.

### Стратиграфия и литология

Нижний протерозой. Нижний комплекс супракрустальных образований района (рис. 22) слагает крупную антиклинальную складку, пространственно расположенную между озерами Рокково и Гангазлампи и продолжающуюся на восток вдоль северного берега оз. Роккова и далее на северо-восток, открываясь в сторону Охтинского купола гранито-гнейсов. Соотношения пород этого комплекса с беломорскими

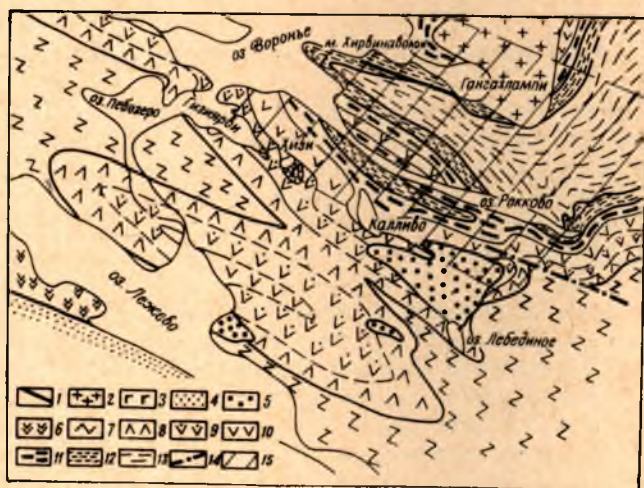


Рис. 22. Схематическая геологическая карта района озер Лежево — Воронье:

- 1 — дайки габбро-амфиболитов; 2 — гранодиориты; 3 — метадиабазы ятулия; 4 — кварциты ятулия; 5 — конгломераты; 6 — метадиабазы-андезит-дациты (?); 7 — кварцевые порфиры; 8 — основные вулканиды четвертой пачки; 9 — третьей пачки; 10 — второй и 11 — первой; 12 — горизонт кислых пирокластов; 13 — слоистые биотито-кварцево-полевошпатовые сланцы; 14 — разломы; 15 — зона проявления амфиболового бластеза

гранито-гнейсами Охтинского купола неясны, хотя наблюдается их полная структурная согласованность.

Породы этого комплекса представлены преимущественно мелко- и среднезернистыми кварцево-полевошпатовыми сланцами (гнейсо-сланцами). Из темноцветных присутствует биотит, эпидот, гранат, иногда ставролит и реже — серицит и хлорит. Среди сланцев выделяется несколько разновидностей. Слоистые разности — обычно мелкозернистые породы, состоящие из чередующихся между собой слоев свет-

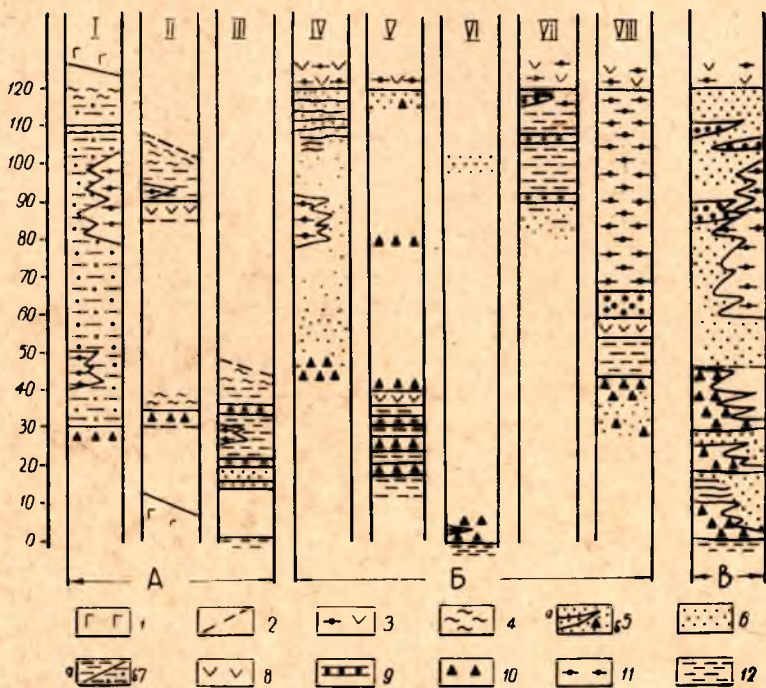


Рис. 23. Стратиграфические колонки горизонта кислых пирокластов:

1 — габбро-амфиболит; 2 — разломы; 3 — перекрывающие основные вулкани-  
ты; 4 — филлитовидные сланцы (бластомилониты); 5а — слоистые туфы; 5б —  
они же с редкими обломками; 6 — тонкозернистые кварцево-плагноклазовые  
породы (кислые туфы и вулканиты); 7а — биотитовые, гранатовые, ставролитовые  
и др. сланцы по кислым туфам; 7б — биотитизированные кислые вулкани-  
ты; 8 — амфиболиты по днабазам; 9 — туфопесчаники; 10 — туфоконгло-  
мераты; 11 — порфиробластические амфиболиты; 12 — кислые вулканиты. А —  
колонки северной полосы горизонта кислых пирокластов; Б — колонки юж-  
ной полосы; В — сводная колонка. I — сев. берег Хирвинаволака; II — в 2 км.  
восточнее I; III — южный берег Гангазлампи; IV — южный берег Хирвинаво-  
лака; V—VIII — последовательно через 1 км к востоку от IV

ло-серых песчаных кварцево-полевошпатового состава мощностью 2—4 см и темно-серых биотито-кварцево-плагноклазовых той же мощ-  
ности. По-видимому, существуют и более мощные слоистые пластины, так как  
встречаются обнажения, целиком сложенные песчанистыми или биоти-  
товыми разностями. Значительные площади занимают мелко- и тонко-  
зернистые, часто афанитового облика, породы, состоящие из кварца  
и полевого шпата — лептиты или геллефлинты. Довольно часто встре-  
чаются породы серицито-кварц-полевошпатового состава с вкраплен-  
никами кварца и альбита — альбитофиры. Как правило, вкрапленники  
в них разлинзованы, т. е. порода милонитизирована. Внешне и по хи-  
мическому составу они аналогичны кварцевым порфирам и отличаются  
от них цветом вкрапленников кварца и преобладанием натрия над ка-

лием. В восточной и северо-восточной частях полосы развития этих пород в них появляется ставролит. Гранат же распространен по всей полосе. Существенно полевошпатовый состав сланцев и пространственная связь их с геллефлинтами и кварцевыми альбитофирами позволяют предположить их туфогенную природу. Кроме перечисленных разнообразных сланцев, в составе толщи часто отмечаются пласты мелкозернистых амфиболитов. Вблизи таких пластов и даек габбро-амфиболитов сланцы часто амфиболизируются, превращаясь иногда в порфиробластические амфиболиты.

Стратиграфически выше залегает своеобразный горизонт туфогенных пород кислого состава мощностью 100—120 м (рис. 22, 23), протягивающийся двумя полосами шириной 200—300 м. Южная полоса прослежена от восточного конца Роккова на запад по его северному берегу до западной оконечности мыса Хирвинаволок. Северная же — по северному берегу указанного мыса и далее на восток до оз. Гангазлампи. Здесь горизонт поворачивает на северо-восток к оз. Морозному. Северная полоса местами нарушена субширотными разломами, подчеркнутыми дайками габбро-амфиболитов.

Наличие слоев туфоконгломератов по всему разрезу горизонта и четкая приуроченность его к границе слоистых сланцев и вышележащих основных вулканитов позволяют выделить эту часть разреза в самостоятельный горизонт. Этот горизонт характеризуется пестрым составом разреза. В его строении, кроме туфоконгломератов (наиболее характерный член), принимают участие туфопесчаники как с полимиктовым составом обломков (или мелкообломочный туфоконгломерат), так и с обломками одного опаловидного кварца; афанитовые кварцево-плаггиоклазовые породы типа геллефлинтов; тонкослоистые удивительно тонкозернистые туфы и, наконец, разнообразные сланцы кварцево-плаггиоклазового состава, среди которых по присутствию темноцветных выделяются следующие разновидности: гранатовые, биотитовые, хлоритовые, серицитовые, ставролитовые и т. д. Кроме того, местами присутствуют мелкозернистые амфиболиты, видимо, по эффузивам, так как иногда удается наблюдать миндалекаменные текстуры. Амфиболитизация пород выделяемого горизонта более интенсивная, чем в подстилающих сланцах, и местами они превращены в порфиробластические амфиболиты. Горизонт не выдержан по составу, поэтому сводный разрез его (рис. 23) составлен довольно условно, тем более, что большинство сланцев (гранатовых, биотитовых, хлоритовых и пр.) образуются часто по геллефлинтам, туфопесчаникам и другим породам. И только с уверенностью можно сказать, что в нижней части разреза чаще встречаются слои туфоконгломератов, тогда как к верхним частям его приурочены тонкозернистые песчанистого облика породы плаггиоклазового состава (геллефлинты и туфы) и прослои полимиктовых и мономиктовых туфопесчаников.

Туфоконгломераты обычно слагают пласты мощностью 1—5 м среди слоистых туфов или биотитовых и других плаггисланцев. Они характеризуются значительным разнообразием строения в зависимости от размеров, формы и состава обломков и соотношения обломочного и цементирующего материала. Наиболее широко развиты серые, реже — темно-серые разности и значительно реже — светло-серые. Цементирующий материал представлен биотито-кварцево-полевошпатовыми сланцами, часто с гранатом и ставролитом. Обломки обычно неправильной, субугловатой формы, чаще вытянуты по сланцеватости. И только обломки гранита и кварца имеют более или менее округлую форму. Размер обломков колеблется от нескольких сантиметров до 15—20 см (реже больше) по длинной оси при ширине 6—8 см. Встречаются и ок-

руглые обломки диаметром 20—30 см. Большая часть обломков имеет такой же состав, как вмещающие туфоконгломератные пласты сланцы. Это кварцево-биотито-полевошпатовые сланцы, совершенно лейкократовые, кварц-альбитовые афанитовые породы, реже — амфиболиты, гранит и кварц-турмалиновая порода. Мелкообломочный туфоконгломерат или полимиктовый туфопесчаник отличается от вышеописанного величиной обломков. Здесь только редкие обломки достигают длины 2—3 см.

Мономиктовые туфопесчаники — это светло-серые мелкозернистые породы кварц-плагиоклазового состава, часто с биотитом и гранатом с мелкими (до 2—3 мм) обломками опаловидного кварца. Как в туфоконгломератах, так и в туфопесчаниках сортировка материала внутри слоев отсутствует. Только в одном выходе северной полосы устанавливается нечеткая слоистость. Не наблюдается также никакой закономерности в соотношении обломочного и цементирующего материалов. Чаще количество их примерно равное. Но встречаются выходы как с единичными обломками, так и с обломками, составляющими 80—90% от объема породы.

Афанитовые породы этого горизонта совершенно белые (с выветрелой поверхностью) очень тонкозернистые кварц-плагиоклазовые сланцы, иногда с биотитом и гранатом. Хотя вкрапленников наблюдать и не удалось, но по минералогическому и химическому составу они полностью аналогичны геллефлинтам западной Карелии.

Тонкослоистые туфы представляют собой очень тонкозернистые породы, в которых слои, полностью аналогичные вышеописанным породам, чередуются со слоями, обогащенными мелкочешуйчатым биотитом, иногда хлоритом. Мощность слоев не более 0,5 см. Различные сланцы, слагающие большую часть разреза, обычно серые и темно-серые среднезернистые породы с явным преобладанием плагиоклаза над всеми остальными минералами.

Из-за одинакового состава развитых в этом горизонте различных плагиосланцев, чередующихся с туфоконгломератами, и подстилающих плагиосланцев невозможно однозначно решить вопрос о контакте этого горизонта с подстилающими породами. Поэтому положение его в общем разрезе определяется тем, что горизонт расположен ниже толщи основных эффузивов. В этой связи обращает на себя внимание внутреннее строение самого горизонта. Все грубообломочные слои (туфоконгломераты) сосредоточены в нижней части (рис. 23), т. е. вблизи контакта с подстилающими сланцами. В кровле же горизонта обычны тонкозернистые породы и редкие слои туфопесчаников. По-видимому, здесь проявляется макроритмичность, заключающаяся в смене пород от грубых (обломочных) в подошве горизонта до тонких (пепловых) разностей в кровле.

Выше по разрезу залегает толща основных вулканитов, пользующаяся в исследуемом районе наибольшим распространением. Нижняя часть этих вулканитов (в разном объеме) всеми исследователями относилась к пезозерской свите, сложенной существенно порфиробластическими амфиболитами и отделенной от вышележащих основных метавулканитов тунгудско-надвоицкой серии пачкой кварцитов. Проведенные в 1968—1970 гг. исследования позволили установить, что пезозерская свита сложена вулканитами, превращенными в порфиробластические амфиболиты. Последние не занимают определенного стратиграфического положения (рис. 22), поэтому описание их приводится совместно с основными вулканитами, по которым преимущественно и образованы порфиробластические амфиболиты. Основные вулканиты в исследуемом районе образуют несколько полей (рис. 22). Се-

верная площадь, ограниченная с юга северными берегами озер Вороньего и Гангазлампи, прослеживается далеко на север (до р. Кеми) и окружена полями гнейсо-гранитов. Небольшая синклинальная складка основных вулканитов по обоим берегам Роккова прослеживается с северо-запада на юго-восток на 4,5—5 км. И, наконец, самое крупное поле их развития расположено в центральной части района. Северная граница его прослеживается с островов оз. Вороньего на западный конец оз. Рокково, далее она протягивается южнее Роккова параллельно ему и у восточного конца поворачивает на северо-восток в район озер Большого и Малого Кривого и далее на северо-восток. В южном направлении это поле прослеживается почти до оз. Лежева. Примерно посередине между озерами Вороньим и Лежево основные метавулканиты разделены двумя встречными «клиньями» кварцевых порфиров, образующих синклинальную складку. Стратиграфическое положение и внутреннее строение толщи основных вулканитов удалось с достоверностью установить в результате тщательного изучения их текстурных особенностей, в частности, благодаря расчленению на отдельные потоки и определению в них кровли и подошвы.

Выделение потоков и определение в них кровли и подошвы производится на основании закономерного распределения массивных, миндалекаменных и пенистых разностей метадиабазов, учета формы миндалек и характерных форм шаров в шаровых разностях. Более подробная характеристика перечисленных текстур приводится ниже.

По форме особенно часто встречаются мелкие (0,3—0,5 см в диаметре) круглые и овальные миндалины, реже — слегка уплощенные и эллипсоидальные. Значительно реже наблюдаются крупные неправильной или «желвакообразной» формы миндалины, а также очень своеобразные серповидные и клиновидные, характерные для некоторых лавовых потоков. Морфологически весьма интересны редко встречающиеся стержневые (трубкообразные) миндалины. По составу чаще встречаются миндалины кварцевые, карбонатные и хлоритовые, реже — сложного состава: биотито-кварцевые, хлорито-кварцевые, альбито-кварцевые. Значительно реже миндалины выполнены несколькими минералами (кварц, кальцит, хлорит, биотит). Иногда наблюдается зональное строение миндалины: оторочка — биотитовая или карбонатная, а центральная часть — кварцевая. Размеры миндалины варьируют в широких пределах: от 1—2 мм до 5—8 см, причем существует определенная связь формы и величины миндалины с положением их в той или иной части лавового потока. Округлые и уплощенные миндалины образуют иногда в прикровельной части потока шарообразные, сферические или удлиненно-овальные (в плане) скопления, внешне напоминающие шаровые текстуры (рис. 8). Размеры таких обособлений колеблются от нескольких сантиметров до десятков. Вероятно, некоторые из таких образований являются срезом «столбообразных» скоплений миндалины, характерных для вулканитов позднего докембрия (Соколов, Светов, 1968) и молодых эпох (Коптев-Дворников и др., 1967). Другой интересный морфологический тип миндалины серповидные (рис. 9), довольно крупные по размерам (до 5—8 см). Они концентрируются в средней, центральной частях потока или ближе к подошве, и своей выпуклой частью указывают направление кровли. Естественно, что это определение следует делать не по отдельным миндалинам, а по возможно большему их числу на значительной площади обнажения. Сравнительно редко встречаются стержневидные (трубчатые) миндалины (рис. 7), ранее не отмечавшиеся для нижнепротерозойских вулканитов, имеющие важное значение при определении кровли потока. Простые стержневидные миндалины представляют кварцевые «стерженьки» длиной от 3—5 до



10—15 см, диаметром от 3—5 до 10 мм. Эти стержни наблюдаются только в подошве потока (или отдельного шара в шаровых лавах) под прямым углом к ней (вертикальные, восстающие миндалины) или слегка наклоненны в одну сторону, в направлении течения лавового потока. Зона, в которой концентрируются такие миндалины, отделена от подошвы потока (2—5 см) корочкой закалки, содержащей мелкие (1—2 мм) округлые миндалинки (рис. 8). Некоторые близко расположенные трубчатые полости сливались в одну, и таким образом возникали ветвящиеся вилокподобные миндалины. Поэтому «схождению» двух миндалин в одну определенно устанавливается направление кровли — подошвы потока. Аналогичные стержневидные и вилокподобные миндалины описаны в верхнетриасовых лавах горного Крыма (Лебединский, 1961). Довольно часто встречаются столбообразные скопления миндалин, перпендикулярные линии раздела потоков. Такие вертикальные обособления миндалин имеют длину до 30—40 см и диаметр 3—5 см. Иногда, аналогично трубчатым миндалинам, два соседних обособления сливаются в одно с разветвлением в сторону подошвы потока.

Как текстурная особенность интересна линия раздела двух соседних потоков. Как правило, контакты довольно четкие, извилистые с затеками в неровности нижележащих потоков (рис. 8). Совокупность обнаруженных текстурных признаков позволяет не только выделять потоки, но и устанавливать их зональное строение. Хотя внутреннее строение довольно разнообразно и часто зависит от их мощности, можно выделить несколько типов потоков в толще нижнепротерозойских основных метаэффузивов района озер Пезозера — Лежева (рис. 10). Большинство маломощных потоков (1—6 м) построено примерно по одному типу (снизу вверх): тонкая зона закалки (2—5 см) в подошве, часто насыщена мелкими округлыми миндалинками, зона массивных метадиабазов. В некоторых потоках в нижней части этой зоны, над зоной закалки, развиваются трубчатые миндалины. В большинстве потоков в средней части встречаются крупные неправильной, желвакообразной формы и серповидные миндалины. В верхней части появляются редкие мелкие миндалины, количество которых к кровле постепенно увеличивается. Мощность этой зоны сильно изменчива в зависимости от мощности потока. Довольно часто в одном потоке ее ширина изменяется по простиранию потока. И, наконец, зона, насыщенная миндалинами, — кровля потока. Иногда материал миндалин составляет 70—80% от общей массы породы. Эту часть потока мы называем пенистой лавой. В некоторых потоках миндалины распределяются по всей породе неравномерно, а концентрируются в виде шароподобных обособлений (рис. 8, 10). Довольно часто, особенно в потоках мощностью 0,7—1,5 м, центральная зона массивных пород отсутствует (рис. 8). После зоны закалки в подошве следуют миндалекаменные метадиабазы, в которых в кровле постепенно увеличивается количество миндалин. Потоки большой мощности (10 и более метров) построены несколько иначе. В них после зоны закалки следует зона массивных метадиабазов с пятнистым расположением миндалин. Миндалины концентрируются в виде линзообразных выделений.

В описанной эффузивной толще шаровые текстуры встречаются значительно реже миндалекаменных и слагают как самостоятельные потоки, так и часть их, обычно прикровельную. Мощности потоков шаровых метадиабазов небольшие, порядка первых метров. Шары четко очерчены темной (существенно актинолит-биотит-эпидот-кварцевого состава) каймой шириной 2—5 см, форма их, как правило, удлинено-овальная (шары, подушки, баллоны), эллипсоидальная, плавных очер-

таний. Размер шаров от 20 см в диаметре до 2,5—3 м по длинной оси. Шары нагромождены, плотно прилегают друг к другу, ориентированы длинными осями в одном направлении, параллельно контакту. В разрезе вкрест контакта (и потока) они заметно уплощены, их верхняя,

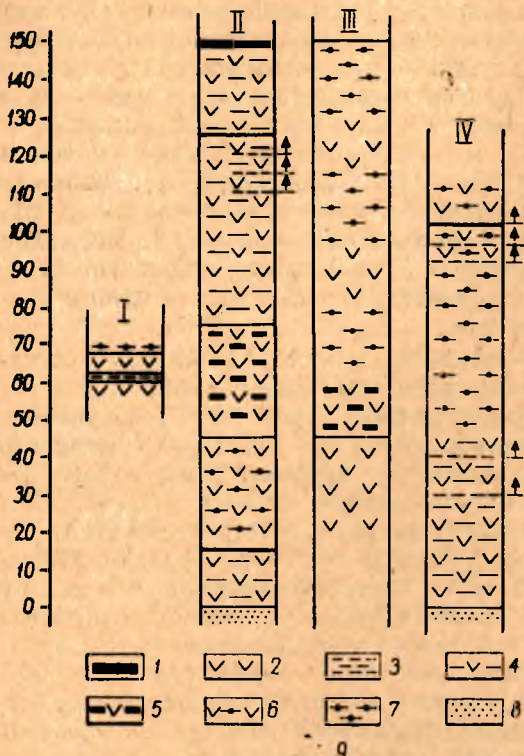


Рис. 24. Стратиграфические колонки первой пачки толщи основных вулканитов:

1 — прослой лейкократовых кварцево-плагноклазовых пород; 2 — метаднабазы и метамандельштейны; 3 — тонкозернистые амфиболовые сланцы (туфы); 4 — полевошпатовые амфиболиты по основным эффузивам; 5 — существенно порфиробластические амфиболиты по основным метаэффузивам и кварцево-плагноклазовым породам (чередование их); 6 — порфиробластические амфиболиты по основным метаэффузивам; 7 — порфиробластические амфиболиты (первичная порода неизвестна); 8 — подстилающие кислые пирокласты; 9 — контакты соседних потоков. I — озеро Воронье; II — южный берег оз. Вороньего; III — по. бережье оз. Каллиовярви; IV — южный берег оз. Роккова

кровельная часть выпуклая, а очертания нижней (подшо- ва) части зависят от характера налегания на нижележащие шары — вогнутые, неровные или вогнуто-выпуклые, с заметным (иногда до 20—30 см) грушевидным отступом. Устанавливается внутреннее зональное строение шаров: вдоль зоны закалки шара следует зона мелких миндалин (существенно кварцевых или кварц-биотитовых), а в центральной, ближе к выпуклой — одна или несколько разнообразной формы крупных миндалин («газовый пузырь»). Межшаровое пространство заполнено более лейкократовым существенно кварцевым (биотит, эпидот) материалом. Очень своеобразно внутреннее, зональное строение шаров. Вдоль верхнего выпуклого края шара следует узкая (2—3 см) кайма, насыщенная мелкими круглыми и овальными кварцевыми миндалинами, а вдоль нижнего ровного или слегка выпуклого, или вогнутого края наблюдаются выступающие удлиненные (стержневые, трубчатые) миндалины длиной 3—5 см и диаметром 1 см.

Данные замеров кровли — подошвы свидетельствуют о том, что основные вулканиты залегают выше горизонта пи-

рокластов и ниже толщи кварцевых порфиров. Наиболее полно нижняя часть разреза основных вулканитов представлена на хорошо обнаженных южных берегах озер Вороньего, Роккова и Гизиярви. Здесь направление кровли потоков от самого основания везде определяется с севера на юг. Верхняя часть разреза вулканитов наиболее достоверно устанавливается в районе оз. Лебедино, где кварцевые порфиры залегают в ядре узкой субширотной синклинали, соединяющейся на востоке с основным полем развития кварцевых порфиров. Хотя непосредственные контакты между указанными разностями наблюдать не удалось (перерывы 2—15 м), кровля потоков в основных вулканитах везде направлена в сторону кварцевых порфиров.

Стратиграфически толща основных вулканитов разбивается на несколько пачек, отличающихся друг от друга как набором пород, так и составом, и мощностями слагающих их потоков.

Нижняя часть — первая пачка — толщи основных вулканитов мощностью около 150 м сложена пластами амфиболовых пород (часто состоящих из нескольких потоков) мощностью 1—30 м, переслаиваемыми с пластами лейкократовых пород мощностью 1—5—8 м (рис. 24). В северном поле в этой части разреза амфиболовые породы представлены мелкозернистыми темно-серыми, иногда зеленовато-серыми полевошпатовыми амфиболитами, часто с миндалекаменной текстурой. Лейкократовые пласты — это тонкозернистые афанитовые породы серого, розовато-серого и светло-серого цвета, сложенные кварцем и альбитом, часто с биотитом, карбонатом и реже — гранатом. По структурным особенностям и химизму они сходны с лептитами. Как амфиболовые, так и лейкократовые пласты частично превращены в порфиробластические амфиболиты. В синклинали оз. Роккова и южном поле развития основных вулканитов эта часть разреза сложена преимущественно порфиробластическими амфиболитами. Несмотря на значительную переработку слагающих эту пачку пород, в наименее измененных местах удается установить, что и здесь развито чередование полевошпатовых амфиболитов и лейкократовых плагиопород, аналогичных вышеописанным.

Следующая, вторая, пачка мощностью 250 м (рис. 25) сложена также метадиабазами, метамандельштейнами и частью шаровыми лавами, превращенными в порфиробластические амфиболиты (побережье оз. Вороньего). В отличие от нижележащей пачки пласты лейкократовых пород здесь встречаются значительно реже. Мощность потоков превышает 10 м. Метадиабазы и метамандельштейны — это мелкозернистые, темно-серые и темно-зеленые породы, состоящие из альбита, актинолита, реже — хлорита или роговой обманки с кварцем, карбонатом и эпидотом, в различной степени рассланцованные. Лейкократовые породы, пласты которых довольно редки, аналогичны пластам в первой нижней пачке толщи. Венчается пачка пластом плагиопорфира — зеленовато-серой мелкозернистой породы с крупными (до 1 см) вкрапленниками плагиоклаза.

Вышележащая третья пачка мощностью 325 м (рис. 25) представлена также метадиабазами, метамандельштейнами, пенистыми и шаровыми разностями (местами превращенными в порфиробластические амфиболиты), образующими потоки мощностью 1—5 м. В отличие от предыдущих эта пачка почти полностью лишена лейкократовых прослоев. И только ближе к кровле встречен прослой туфов кварцевых порфира с опаловидным кварцем мощностью около 4 м.

Венчается толща основных вулканитов четвертой пачкой (рис. 25) мощностью 200—210 м. Сложена она преимущественно метадиабазами и метамандельштейнами с редкими пластами туфобрекчий, заключенных между потоками. В отличие от нижележащих пачек здесь отсутствуют слои лейкократовых пород, а мощности потоков превышают 10 м. Породы менее рассланцованы и чаще содержат в своем составе биотит. Пласты туфобрекчий, залегающие между потоками, имеют мощность в пределах первых метров. Это темно-серые грубообломочные породы, состоящие на 70—90% из обломков метадиабазов и метамандельштейнов. Обломки, как правило, вытянуты по сланцеватости. Размер их колеблется от нескольких миллиметров до 8—12 см по длинной оси. Цементирующий материал более светлый, среднезернистый и представлен кварцево-полевошпатово-биотито-амфиболовой породой.

Выше основных вулканитов залегают кислые вулканиты, представленные кварцевыми порфирами. Это обычно серые, светло-серые, розовато-серые, как правило, сильно рассланцованные породы мелко-

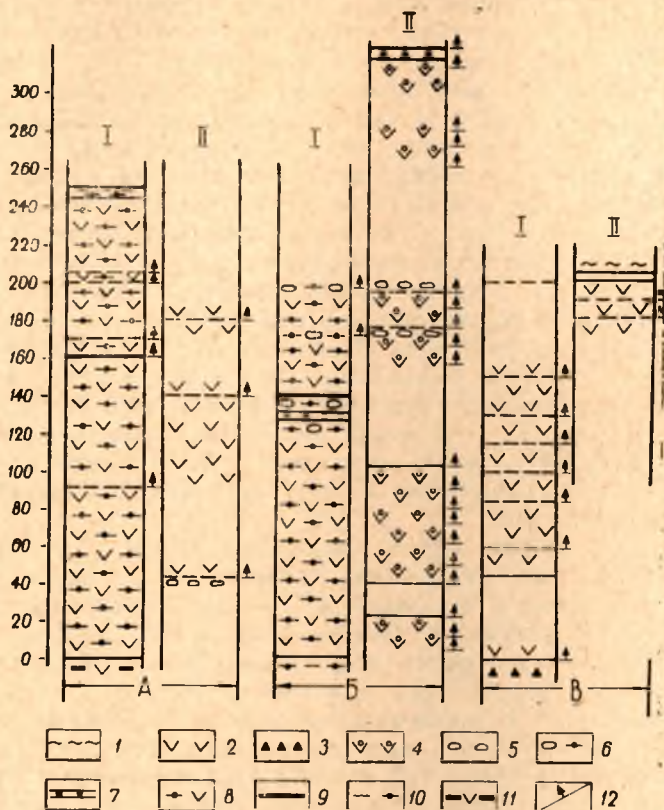


Рис. 25. Стратиграфические колонки второй, третьей и четвертой толщ основных вулканитов:

1 — перекрывающие кварцевые порфиры; 2 — метадиабазы, метамандельштейны и туфобрекнии, составляющие потоки более 10 м мощности; 3 — туфобрекнии; 4 — метадиабазы, метамандельштейны и пенитые разности вулканитов, составляющие потоки 1—8 м мощности; 5 — шаровые метадиабазы; 6 — порфиробластические амфиболиты с шаровой текстурой; 7 — туфопесчаники; 8 — порфиробластические амфиболиты по основным метаэффузивам; 9 — лейкократовые кварцево-полевошпатовые породы; 10 — порфиробластические амфиболиты по ним; 11 — вулканиты первой пачки; 12 — контакты соседних потоков. А — колонки второй пачки: I — южный берег оз. Вороньего; II — ручей Калливоеки; Б — колонки третьей пачки: I — побережье оз. Вороньего; II — южный берег Гизьярви. В — колонки четвертой пачки: I — побережье Гизьярви; II — район оз. Лебединого.

зернистого строения. На общем фоне мелкозернистой массы кварцево-полевошпатового или серицит-кварц-полевошпатового состава, часто с карбонатом и биотитом, видны характерные, обычно округлой формы, вкрапленники опаловидного кварца и кремового плагиоклаза, количество которых сильно варьирует, и наблюдать какую-либо закономерность в их распределении не удалось. Размер вкрапленников кварца не более 2 мм, плагиоклаза — до 1,5—2 см. Местами, в результате интенсивной сланцеватости вкрапленники полевого шпата превращаются в линзочки: кварц иногда разлинзовывается, чаще же дробится на мелкие обломки и теряет опаловидный облик, а порода становится

похожей на гнейс. На берегу Лежева, к северо-западу от одноименной деревни, наблюдалась ритмичная слоистость кварцевых порфиров, с мощностью ритмов до 15—20 см. Этот факт свидетельствует о туфовой природе части кварцевых порфиров. В смежном районе А. С. Пекки (1971) выделены туфовые, эффузивные и интрузивные разновидности кварцевых порфиров. По аналогии с ними кварцевые порфиры района озер Лежево — Пибозеро можно считать туфогенно-эффузивными образованиями. Отличительной особенностью этих пород на всей площади их развития является преобладание окиси калия над окисью натрия, реже — равное их количество, что позволяет отнести их к кислым вулканитам калиевого ряда. В изученном районе они пользуются широким распространением. Развита кислая вулканика вдоль всего северного берега Лежева. От юго-восточного конца озера полоса кварцевых порфиров поворачивает на северо-восток и протягивается до восточного конца оз. Роккова и далее на северо-восток к оз. Кривому. Здесь отмечаются отдельные «языки» — синклинали кварцевых порфиров — среди основных метаэффузивов. Аналогичным же образом ведут себя кварцевые порфиры и в западной части района.

Толща кварцевых порфиров, образующих несколько синклиналей в исследуемом районе, прослеживается и за его пределами в направлении на юго-восток и северо-запад, обрамляя непрерывной полосой почти всю Лехтинскую структуру, и является стратифицированной единой толщей. Эта толща на всем своем продолжении подстилается и перекрывается основными вулканитами.

Вышележащие основные вулканиты изучены в данном районе в основном на островах оз. Лежева. В связи с незначительной обнаженностью не удалось получить полного обоснованного разреза толщи в этой части района, хотя и обнаружено несколько мест, где достоверно определены кровля и подошва потоков. Морфологически потоки аналогичны описанным в нижележащих основных вулканитах, поэтому останавливаться на них подробнее нет необходимости. И здесь породы представлены темно-серыми и темно-зелеными метадиабазами, метамандельштейнами, пенистыми и шаровыми разновидностями, более массивными и биотитизированными по сравнению с вышеописанными. Чаше встречаются обнажения с более кислым составом пород — андезитами, обычно миндалекаменной текстуры.

### Средний протерозой

Отложения среднего протерозоя представлены конгломератами сарниоля и кварцито-песчаниками, кварцитами и основными эффузивами ятуля. В связи с этим следует отметить, что до сих пор маломощные линзы обломочных пород, развитые между озерами Лежево и Рокково, относились к туфоконгломератам и включались в разрез тунгудско-надвоицких вулканитов. В результате проведенных исследований обнаружены новые значительные площади развития этих образований. Кроме известных двух линз к северу и северо-востоку от д. Лежево, южнее оз. Роккова (рис. 22), обнаружено большое поле ( $7 \times 3,5$  км<sup>2</sup>) конгломератов, частично превращенных в порфиробластические амфиболиты и, видимо, поэтому не принятых за конгломераты. Внешне это темно-серые и зеленовато-серые породы обычно с большим количеством обломков. Довольно часто удается наблюдать в них чередование слоев с обломками различных размеров и прослоев без обломочного материала. Цемент их состоит, как правило, из актинолита, хлорита,

кварца, полевого шпата. Часто присутствует карбонат и биотит. Характерной особенностью цемента является наличие в нем мелких обломочных зерен кварца, диабаз и кварц-полевошпатовой породы, т. е. цемент туффитовый. Прослой, лишенные обломочного материала, имеют тот же состав, что и цемент конгломерата. Количество цемента по разным выходам различно, но в целом обломки преобладают над цементом. Обломки, в основной своей массе, представлены метадиабазами и метамандельштейнами, но в каждом выходе встречаются обломки кварца и почти в каждом — гранита и аплита. В местах, где конгломераты находятся в непосредственной близости от кварцевых порфиров, в них преобладающую роль играют обломки последних и афанитовой кварц-плагиоклазовой породы. Почти все обломки зеленокаменных пород сильно вытянуты по сланцеватости, часто косо секущей слоистость, поэтому трудно говорить об их окатанности. А обломки кварца, гранита и кварцевых порфиров обычно имеют довольно округлую форму. Размер обломков колеблется в очень широких пределах — от микроскопических до 20—25 см по длинной оси, чаще же от 3 до 12 см.

Непосредственных взаимоотношений описываемых конгломератов с подстилающими породами почти нигде вскрыть не удалось. Исключение составляют несколько выходов на мысе оз. Лежево, но интенсивное расланцевание контактовой зоны полностью затушевывает первичные особенности контакта. Поэтому выводы о стратиграфическом положении конгломератов сделаны на основании косвенных данных. Во всех случаях, где наблюдаются сближенные выходы, устанавливается, что среди обломочного материала конгломератов преобладают окружающие их породы. Например, к северу от д. Лежево вскрыты сближенные выходы конгломератов и кварцевых порфиров (несколько выходов). В конгломератах преобладают гальки кварцевых порфиров. Количество этих обломков к северу, т. е. по мере удаления от кварцевых порфиров, резко сокращается, и начинают преобладать гальки метадиабазов. Особенно характерно распределение галек лейкократовых пород в районе оз. Лебединого, где конгломераты перекрывают клин — синклиналь кварцевых порфиров. По составу галек здесь можно провести контур распространения этой синклинальной складки (рис. 22). В местах же, где конгломераты окружены основными вулканитами, обломки на 95—100% представлены метадиабазами и метамандельштейнами с редкими обломками гранита и кварца. Таким образом, наличие галек метадиабазов и их миндалекаменных разностей, галек кварцевых порфиров и кварцево-плагиоклазовых пород, не говоря уже о гранитах, т. е. пород, занимающих разное стратиграфическое положение, свидетельствует в пользу более молодого возраста указанных конгломератов и их несогласного залегания. С другой стороны, внешний вид и непосредственная связь обломков в конгломератах и подстилающих пород позволяют сравнивать их с конгломератами Косозера — Вотулмы, развитых на юго-западном крыле той же Лехтинской структуры, в аналогичной геологической обстановке. Для конгломератов же Косозера — Вотулмы устанавливается более молодой возраст по отношению к окружающим породам (Кратц, 1963). Отсутствие выше лежащих образований не позволяет определить истинную мощность описываемых конгломератов.

Следующая группа рассматриваемых пород представлена кварцитами. Как правило, это светло-серые или белые породы. Встречаются сливные и песчанистые разности. Довольно часты прослой кварцевых гравелитов и значительно реже встречаются прослой мелкогалечных кварцевых конгломератов. Почти во всех выходах отлично выражена как параллельная, так и косая слоистость. Серии с косой, ре-

же волнистой или перекрестной слоистостью мощностью 10—20 см чередуются между собой и с горизонтально-слоистыми сериями. Слоистость обусловлена чередованием слоев мощностью 1—3 см различного гранулометрического состава и реже разной окраски. В отдельных слоях наблюдается ритмичная слоистость. Слойки в косых сериях изогнуты. В подошве серии угол 8—10°, в кровле — до 40—50°.

Выходы кварцитов были известны на южном берегу оз. Лежева (северо-восточное крыло Лехтинской структуры), на побережье Гизиярви, и в двух пунктах восточней Гизиярви. Если стратиграфическое положение и распространение кварцитов южного берега оз. Лежева ни у кого из исследователей не вызывает сомнения, то распространение и геологическое положение кварцитов губы Гизиярви остается спорным, и поэтому на них следует остановиться несколько подробней. Кварциты губы Гизиярви обнажены на острове и на коренном берегу. Их видимая мощность 30 м, и прослежены они на 100—120 м по простиранию. Нами обнаружен новый выход кварцитов в юго-восточном углу губы. Обнаженная мощность 6—8 м прослежена на 50—60 м. У Хизилампи известная полоса кварцитов мощностью 95—100 м прослеживается на 400—500 м. Здесь нами обнаружены кварциты северо-западной ранее известных, а также южной озера. В районе Калливойки также обнаружены три новых выхода кварцитов к северо-западу и к югу от ранее известных обнажений. В возрастном отношении эти кварциты, по данным предыдущих исследователей, расположены на границе двух серий — парандовской и тунгудско-надвоицкой и якобы документируют перерыв в осадконакоплении между указанными сериями.

Находка новых выходов кварцитов в сочетании с другими данными позволила по-иному трактовать стратиграфическое их положение. Судя по замерам косой слоистости, кварциты губы Гизиярви известные и вновь обнаруженные, образуют периклинальное окончание синклинали складки с субширотной (290°) осевой плоскостью. Метадиабазы же и шаровые лавы южного берега губы простираются на СЗ 340°, т. е. почти поперек простирания осевой поверхности складки, образованной кварцитами. Кровля потоков южнее южного крыла синклинали и юго-восточнее ее замковой части имеет стабильное юго-западное направление. Таким образом, отчетливо наблюдается структурное и азимутальное несогласие кварцитов с подстилающей толщей основных вулканитов. В непосредственных контактах кварцитов с подстилающими основными вулканитами (в северо-восточном углу губы и на южном берегу) вскрываются хлорито-серицитовые и хлоритовые сланцы, иногда с сохранившимися миндалинами, очень напоминающие кору выветривания.

Во всех известных выходах кварцитов у оз. Хизилампи, судя по косой слоистости, кровля имеет направление на юг. В метадиабазях, расположенных южнее этих выходов, кровля потоков также имеет направление на юг. В еще более южных выходах у южного конца озера направление кровли потоков в диабазях северное. Южнее озера, т. е. южнее диабазов с кровлей на север, обнаружены ранее не известные выходы кварцитов, но из-за сильного рассланцевания косой слоистости в них наблюдать не удалось. Таким образом, и здесь по литологии (две полосы кварцитов) и по замерам кровли в диабазях, расположенных между кварцитами, устанавливается их синклинальное строение.

Во всех окружающих (вмещающих) эту синклинальную складку основных вулканитах кровля потоков имеет стабильное направление на юг, в отличие от метадиабазов внутренней части синклинали со встреч-

ным направлением кровли. Следовательно, и здесь обнаруживается явное структурное несогласие между кварцитами среднего протерозоя (ятулия) и основными метавулканитами нижнего протерозоя. Мощность кварцитового горизонта не менее 100 м.

Установленное по косой слоистости и по направлению кровли в метадиабаз (оз. Хизилампи) синклинальное залегание кварцитов, а также структурное и азимутальное несогласие с подстилающими основными вулканитами и наличие коры выветривания (?) на вулканитах позволяют сопоставлять кварциты района оз. Гизиярви и Хизилампи с кварцитами оз. Лежево (Робонен и др., 1970), для которых достоверно установлен среднепротерозойский возраст.

Метадиабазы и метамандельштейны ядра синклинали оз. Хизилампи являются наиболее молодыми вулканогенными образованиями района. Это темно-зеленые плотные мелкозернистые породы, состоящие из кварца, альбита, хлорита и актинолита. Как внешне, так и по минеральному составу они не отличаются от вышеописанных основных вулканитов, поэтому нет необходимости останавливаться на них более подробно. Мощность этих вулканитов не менее 150—200 м.

Интрузивные породы пользуются незначительным развитием и представлены гранодиоритами и амфиболитами по габбро-диабазам (рис. 22). Гранодиориты образуют массив овальной формы (1,5×1,5 км), расположенный на северном берегу Гангазлампи. Внешне это серые и темно-серые, иногда с зеленоватым оттенком, среднезернистые породы, как правило, массивного строения, состоящие из плагиоклаза и амфибола с небольшой примесью кварца и биотита. Довольно часто, особенно в приконтактных частях массива, гранодиориты превращаются в порфиробластические амфиболиты и не отличимы от вмещающих амфиболитов. Наличие секущих основных вулканитов жил гранодиоритов свидетельствует об их более молодом возрасте по отношению к основным породам. С остальными породами района возрастные взаимоотношения гранодиоритов не установлены.

Группа габбро-диабазов представлена несколькими дайками северо-западного простирания (300—310°), прослеживающимися параллельно друг другу по южному берегу протоки Гангазлампи — оз. Воронье (северный берег мыса Хирвинаволок). Мощность их различна, но не более 60 м. Внешне это темно-зеленые среднезернистые, обычно массивной текстуры породы, состоящие преимущественно из амфибола. Кроме амфибола, присутствует биотит, карбонат, кварц и плагиоклаз. В рассланцованных разностях преобладают хлорит и карбонат. Амфиболиты по габбро-диабазам — наиболее молодые геологические образования района, так как они не затронуты наложенной складчатостью, а дайки их следуют параллельно осевым плоскостям наложенных последних складок. Жилы же гранодиорита изогнуты наложенной складчатостью.

### О тектоническом строении района

Особенности тектоники района обусловлены, с одной стороны, положением его на северо-восточном крыле Лехтинской структуры, с другой — близостью с беломорским гранито-гнейсовым комплексом, с характерными куполовидными брахиструктурами. Это в значительной степени определяет различие складчатых структур в разных частях района.

Для юго-западной части характерны линейные складчатые формы с прямолинейными осевыми плоскостями. Простирание пород здесь выдержанное в северо-западных румбах (310—320°) с падением на юго-



запад под углом 60—80°. При таком общем моноклинальном залегании толщ наблюдениями над кровлей — подошвой потоков в основных вулканитах устанавливается несколько сжатых, чуть запрокинутых на северо-восток синклиналей и антиклиналей. В северо-восточной части района тектоника значительно отличается от вышеописанной. Характерной особенностью этой части района является, во-первых, наличие сильно сжатых и опрокинутых изоклинальных складок с изогнутыми осевыми плоскостями и, во-вторых, наличие двух обособленных направлений простираения толщ — в западной части северо-западное 290—300° с падением на юго-запад 40—45°, в восточной — северо-восточное 40—45° с падением на юго-восток 50—60°, до вертикального. В районе с северо-восточным простираением выделяется одна крупная синклинальная складка с кварцевыми порфирами в ядре. Северо-западное крыло ее усложнено несколькими дополнительными синклиналями и антиклиналями, смыкающимися с линейными структурами северо-западного простираения.

В районе с северо-западным направлением простираений выделяется несколько синклиналей и антиклиналей, сильно опрокинутых на северо-восток (40—50°). Моноклинально залегающие основные вулканиты широты губы Гизиярви — южной части Калливоярви, сменяются на южном берегу оз. Роккова узкой антиклинальной складкой, которая на северном берегу этого же озера переходит в синклиналь с основными вулканитами в ядре. Лейкократовые слоистые плагиосланцы мыса Хирвинаволок образуют крупную антиклинальную складку, подчеркнутую горизонтом пирокластов, замыкающуюся на самой западной оконечности мыса. На северном берегу озер Вороньего и Гангазлампи основные вулканиты образуют крупную синклиналь, прослеживающуюся далеко на север среди куполовидных структур беломорских гранито-гнейсов. Кроме линейных складок, диагностируемых в поле определенной кровли—подошвы потоков, на плане отчетливо видна крупная открытая складка, фиксируемая изменением простираений толщ и линейных складчатых структур с северо-западного на северо-восточное и обусловленная облеканием куполовидной структуры гранито-гнейсов беломорид.

Кроме перечисленных крупных складок в районе озер Вороньего, Роккова, Гангазлампи и частично Гизиярви, широким развитием пользуются наложенные складчатые формы с отлично выраженными плоскостными и линейными структурами, с широко развитыми мелкими складками волочения, вплоть до микроплочатости. Наложенный характер этих складок подтверждается искривлением ранней кристаллизационной сланцеватости и изгибанием осевых плоскостей более ранних складчатых форм, видимых как в обнажениях, так и в масштабе карты. В интенсивности проявления наложенной складчатости наблюдается определенная закономерность. Южнее Гизиярви, где преимущественным развитием пользуются метадиабазы и метамандельштейны, строение пород не несет следов воздействия наложенной складчатости.

В полосе, ограниченной примерно южным и северным берегами Гизиярви, где наряду с метадиабазами встречаются мелкозернистые порфиробластические амфиболиты, наложенные складки имеют амплитуду в сотни метров. Здесь в крупных наложенных синклиналях обнажены ятулийские кварциты (Робонен и др., 1970). Наиболее интенсивно наложенная складчатость проявлена в полосе развития порфиробластических амфиболитов (рис. 22). Размеры складок колеблются в очень широких пределах. Амплитуда их от нескольких сантиметров до нескольких десятков, реже — сотен метров. Все без исключения

складки ассиметричны, с различными направлениями коротких и длинных крыльев в западной и восточной частях северо-восточной части района. В западной части длинные крылья имеют простирание СЗ  $300^\circ$  и падение на юго-запад под углом  $35^\circ$ , короткие простираются на СВ  $40-60^\circ$  и падают на северо-запад и юго-восток под различными углами, часто вертикальные. В восточной же части длинные крылья простираются на СВ  $40-50^\circ$  и падают на юго-восток под углом  $50-60^\circ$ , короткие на СЗ  $280-290^\circ$  и падают на юго-запад под углом  $45-50^\circ$ . Аналогично ведут себя и оси складок в разных частях района. Для западной части все без исключения оси наложенных складок погружаются на ЮЗ  $250^\circ \angle 30-35^\circ$ . Для восточной же части характерно погружение осей на ЮВ  $140-150^\circ \angle 30^\circ$ . Эти разноориентированные наложенные складки объединяет общий для них кливаж осевой плоскости, характерный для всего района распространения наложенных складок —  $280^\circ$ , падение на ЮЗ  $\angle 40^\circ$ . Пересечение его с разнозалегающими (до наложенной складчатости) породами (с северо-западными и северо-восточными простираниями) и дает такие по-разному ориентированные, но одновозрастные складки.

Также различно (для разных частей района) ведет себя минеральная линейность, замеренная в основном по порфиروبластам амфибола. В восточной части минеральная линейность полностью соответствует осям складок и погружается на ЮВ  $140-150^\circ \angle 30^\circ$ . В западной же части линейность по амфиболу несколько отличается от погружения осей и погружается на ЮЗ  $220-230^\circ \angle 30^\circ$ . Чем вызвано такое отклонение осей и линейности, пока неясно. С одной стороны, оси разнонаправленных складок одновозрастны, так как генетически связаны единым кливажом осевой плоскости. Казалось бы и минеральная, замеренная по одному и тому же минералу, линейность должна вести себя одинаково. Однако оси и линейность в западной части несколько отличаются друг от друга. Амфибол же, образующий линейность, располагается в плоскости трещин кливажа осевой плоскости, что явно свидетельствует о несколько более позднем образовании амфибола, значит линейность не может относиться к более ранним этапам. Возможно, что в процессе этой складчатости несколько изменились оси напряжения, особенно в западной части, что и вызвало отклонение в ориентировке осей и линейности.

Кроме вышеописанных наложенных складок, существуют еще более молодые наложенные структуры. Проявлены они локально, в виде узких зон, обычно вытянутых на СЗ  $300^\circ$  вдоль проток, проливов. Представлены эти структуры также плоскостными и складчатыми формами. Плоскостные — в виде наложенной сланцеватости и иногда трещин кливажа осевой плоскости. Складки типа скальвания редкие, обычно мелкие с амплитудой в  $10-20$  см. Оси складок погружаются на СЗ  $300^\circ$  или ЮВ  $120^\circ$  под углом  $5-8^\circ$ , часто горизонтальные. Наложённый характер этих структур наблюдается непосредственно в обнажениях, где отчетливо видно, как трещины сланцеватости и кливажа их осевых плоскостей пересекают ранее образованные кристаллы амфибола, граната и биотита. В шлифах же часто отчетливо видны обжатые порфиробласты граната и биотита, в которых сохраняется ранняя сланцеватость, подчеркнутая включениями в порфиробластах. В зонах, где наиболее интенсивно проявлены эти структуры, породы обычно приобретают филлитовидный облик, так как в них широким развитием пользуются серицит и хлорит. По-видимому, этими зонами документируются зоны разломов, тем более что здесь же обнаружены дайки габбро-амфиболитов, прослеживающиеся параллельно этим зонам.

## Заключение

Детальное изучение текстурных особенностей вулканитов Пезозерского района восточной Карелии позволило расчленить их и установить следующий разрез протерозойских образований этого района.

### I. Нижний протерозой

1. Толща нижних кислых вулканитов натрового ряда, представленных различными слоистыми полевошпатовыми сланцами с пластами амфиболитов. Мощность толщи более 350 м.

2. Пачка кислых пирокластов с редкими пластами амфиболитов. Мощность пачки 120 м.

3. Толща нижних основных вулканитов, состоящих из нескольких пачек. Мощность 935 м.

а) Пачка существенно порфиробластических амфиболитов по переслаивающимся кислым и основным эффузивам и их туфогенным разностям. Мощность 150 м.

б) Существенно порфиробластические амфиболиты по основным эффузивам с редкими пластами кислых вулканитов (эффузивов и туфов). Мощность 250 м.

в) Пачка основных метаэффузивов, с потоками 1—5 м. Основные эффузивы частично превращены в порфиробластические амфиболиты. Мощность пачки 325 м.

г) Пачка основных метаэффузивов с пластами туфобрекчий и потоками более 10 м. Мощность пачки 210 м.

4. Толща верхних кислых вулканитов калиевого ряда, представленных преимущественно кварцевыми порфирами. Мощность около 500 м.

5. Толща верхних основных эффузивов с редкими потоками эффузивов андезитового состава. Мощность толщи более 500 м.

### II. Средний протерозой

6. Толща полимиктовых конгломератов.

7. Толща кварцитов, кварцито-песчаников с прослоями кварцевых гравелитов и конгломератов и корой выветривания (?) в основании. Мощность толщи более 100 м.

8. Толща метадиабазов и метамандельштейнов, залегающая на кварцитах и кварцито-песчаниках, мощность более 150 м.

Пезозерский участок восточной Карелии является одним из районов, где сочленяются карельские образования (карелиды) с гнейсами и мигматитами беломорского комплекса (беломоридами). Для понимания характера этого сочленения определенный интерес представляют следующие особенности геологического строения рассматриваемой территории. Антиклинарная структура мыса Хирвинаволок, в которой вскрыты полевошпатовые сланцы нижней толщи, раскрывается к северо-востоку в сторону мигматитов и гнейсов беломорского комплекса, т. е. основание толщи нижних кислых вулканитов «тонет» в поле мигматитов беломорид. К северу от исследуемого района, синклиналь, образованная толщей нижних основных вулканитов (синклиналь северных берегов озер Вороньего и Гангазлампи), прослеживается далеко на север среди поля гнейсов и мигматитов, относимых большинством исследователей к беломорскому комплексу, т. е. толща нижних кислых вулканитов (в отличие от структуры мыса Хирвинаволок) полностью мигматизирована. Таким образом, нижняя часть разреза карельских толщ в разном объеме (в разных участках) гранитизируется и мигматизируется, что затрудняет выявление характера сочленения каре-

лид и беломорид, а с другой стороны, свидетельствует о более широком развитии карельских образований среди мигматитов беломорского комплекса.

Конгломераты северной полосы, прослеживающиеся вдоль северного берега Хирвинаволока и южного берега Гангазлампя, многими исследователями (Робонен, Кратц, 1963; Богданов, Воинов, 1968) были отнесены к базальным образованиям нижнего протерозоя, залегающим в основании вороньезерской свиты (по Кратцу К. О. и Робонену В. И.) или тикшезерской серии (по Богданову Ю. Б. и Воинову А. С.). Имеющиеся материалы позволяют предполагать, что обломочные породы, принимаемые за базальные конгломераты, являются туфоконгломератами, залегающими в виде маломощных линз внутри пачки кислых пирокластов, которая окаймляет антиклинальную структуру мыса Хирвинаволока, т. е. полевошпатовые сланцы (вороньезерская свита или тикшезерская серия), представляет наиболее нижнюю часть известной части разреза. Соотношение пачки пирокластов с подстилающими полевошпатовыми сланцами не всегда решается однозначно, т. к. основная масса пород пачки также представлена различными полевошпатовыми сланцами, что и затрудняет проведение границ между ними и в то же время свидетельствует о сходных условиях их образования (кислые вулканиты). С другой же стороны, наличие в пачке пирокластов линз туфоконгломератов может указывать на наличие перерыва между нижней толщей кислых вулканитов и пачкой пирокластов. Переход от пачки пирокластов к толще основных вулканитов осуществляется путем чередования пластов кислых эффузивов, их туфов и туфопесчаников с пластами основных вулканитов и их туфов (первая пачка толщи основных вулканитов), т. е. постепенно.

Кварциты озер Гизиярви и Калливоярви, отнесенные всеми предыдущими исследователями к низам тунгудско-надвоицкой серии, являются ятулийскими (Робонен и др., 1970), т. е. основные вулканиты тунгудско-надвоицкой серии без видимого перерыва прослеживаются от пачки кислых пирокластов до перекрывающих кварцевых порфиров и являются единой стратиграфической единицей. К основанию ее, вероятно, относится пачка кислых пирокластов.

Нижняя толща кислых вулканитов, по-видимому, слагает верхнюю часть парандовской серии (тикшезерской по Богданову Ю. Б. и Воинову А. С.), разрез которой в исследуемом районе еще недостаточно изучен.

Имеющиеся материалы по Пибозерскому району свидетельствуют в пользу сопоставления нижней толщи кислых вулканитов натрового ряда (вороньезерская свита парандовской серии по Кратцу К. О. и Робонену В. И. или тикшезерская серия по Богданову Ю. Б. и Воинову А. С.) с керетской свитой беломорид Кемско-Беломорского района. Основание этих свит «тонет» в мигматитах. Нижняя толща основных вулканитов Пибозерского района по простирацию переходит в области беломорид в хетолампинскую свиту, которая, вероятно, представляет собою метаморфизованные вулканиты преимущественно основного состава.

К среднепротерозойским образованиям относятся сариолийские полимиктовые конгломераты (типа косозерских), пользующиеся значительно большим распространением, чем считалось ранее. Характерные черты полимиктовых конгломератов: относительно плохая окатанность обломков, отсутствие сортировки, прямая зависимость состава обломочного материала от окружающих пород свидетельствуют о том, что эти конгломераты являются межформационными, типа моласс и знаменуют собой внутриккарельский стратиграфический перерыв (Кратц, 1963).

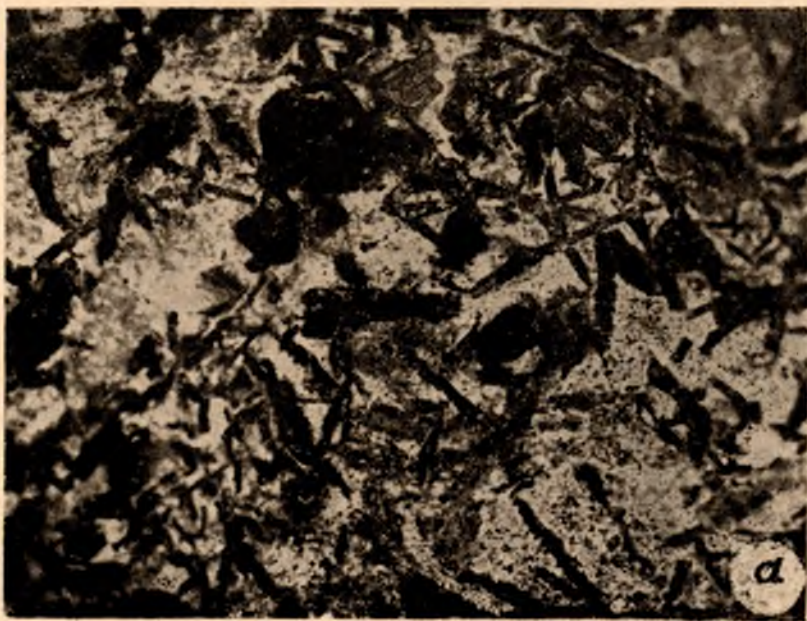
Выше конгломератов залегают ятулийские слоистые и косослоистые кварциты и кварцито-песчаники, залегающие с угловым и структурным несогласием на нижепротерозойских вулканитах. Это отчетливо устанавливается в губе Гизиярви и у оз. Хизилампи, где кварциты образуют синклиналичную структуру, ядро которой сложено основными вулканитами среднепротерозойского возраста (Робонен и др., 1970).

Не менее сложными и важными, чем стратиграфия, проблемами геологии района являются тектоника и метаморфизм, которые в настоящее время могут быть представлены в общих чертах. Для описываемой территории характерно различие складчатых структур в разных частях района. В юго-западной части наблюдается несколько сжатые, чуть запрокинутые на северо-восток синклиналичные и антиклиналичные складки северо-западного простирания, с прямыми осевыми плоскостями, а в северо-восточной части характерны сильно сжатые и опрокинутые изоклиналичные складки двух направлений: северо-западного и северо-восточного, с изогнутыми осевыми плоскостями. В этой же части района развиты наложенные складки и локально, в виде узких зон, еще более молодые наложенные структуры, фиксируемые зонами филлитовых сланцев и связанные с разломами северо-западного направления. Данная территория подверглась структурным преобразованиям, по крайней мере, в три этапа, с каждым из которых связаны и метаморфические преобразования пород.

Наблюдаемая в направлении с севера на юг минеральная зональность не является метаморфической зональностью, связанной с постепенным уменьшением степени метаморфизма от беломорид к карелидам, а прямо связана с наложенной складчатостью, т. е. зависит от места ее проявления. Образование порфиробластических амфиболитов связано с одной из последних фаз складчатости, проявившейся в сравнительно узкой полосе субширотного простирания в северной части района. При этом амфиболовому порфиробластезу подвергаются сариолийские конгломераты и ятулийские вулканиты, т. е. возраст амфиболового бластеза постъятулийский.

## О ПРИРОДЕ ПОРФИРОБЛАСТИЧЕСКИХ АМФИБОЛИТОВ ПЕБОЗЕРСКОГО ТИПА (ВОСТОЧНАЯ КАРЕЛИЯ)

Исследованиями последних лет, проводимыми Институтом геологии Карельского филиала АН СССР в пределах восточно-карельской синклинойной зоны, получены новые данные о порфиробластических амфиболитах, развитых в районе озер Вороньего — Пибозера — Рокково и известных под названием «порфиробластических амфиболитов пибозерского типа». Такое название по предложению Н. Г. Судовикова получили «...крупнозернистые ...амфиболиты, имеющие обычно порфиробластическую и пойкилобластическую структуру без определенной ориентировки минералов» (1934а, стр. 38), являющиеся метаморфизованными производными основных эффузивов. В последующем (Харитонов, 1966; Богданов и др., 1966) большую часть порфиробластических амфиболитов относили к парапородам. В. И. Робонен (1960) считал, что порфиробластические амфиболиты являются как пара- так и ортопородами, образовавшимися в результате метаморфизма туффитов



и основных эффузивов. Аналогичные образования, развитые к юго-востоку от Пезозера в районе Парандовского месторождения, Н. И. Пипаева (1966) и другие также считают метаморфическими производными парапород. Хотя мнение большинства исследователей расходится в отношении первичной природы порфиробластических амфиболитов, все единодушно признают возможность стратификации этих образований по всей площади их распространения от Парандовского месторождения до южного берега оз. Топозера. Все исследователи, за исключением



Рис. 26. Структура порфиробластических амфиболитов:

а — массивные (темные овалы — перпендикулярный срез кристаллов амфибола);  
 б — сланцеватые (фотоплоскости кристаллизационной сланцеватости); в — линейно-сланцеватые

М. А. Гиляровой, относят порфиробластические амфиболиты к верхам парандовской серии нижнего протерозоя к так называемой пебозерской свите.

В районе озер Вороньего и Пебозера, по данным предыдущих исследований, пебозерская свита, существенно состоящая из порфиробластических параамфиболитов, развита в полосе субширотного простиранья между оз. Гизиярви (северный берег Пебозера) с юга и центральной частью оз. Вороньего с севера, прослеживаясь на восток по обоим берегам оз. Роккова, а на запад — вдоль р. Средняя Охта. Ширина полосы колеблется от двух до пяти километров.

В ходе исследований Института геологии порфиробластические амфиболиты изучались преимущественно по берегам и островам озер Роккова, Вороньего и Пебозера, так как низкое стояние воды в последние годы создало благоприятные условия для наблюдений над обнажениями вдоль берегов. При этом изучались их структурные и текстурные особенности, что позволило по-новому трактовать вопросы о первичной природе порфиробластических амфиболитов (Коросов, Елисеев, 1969), их стратиграфического положения и уточнить внутреннюю микроструктуру.

Наиболее характерной чертой порфиробластических амфиболитов является наличие порфиробласт амфибола в гранобластовой кварцево-полевошпатовой основной массе. Характер расположения порфиробласт в амфиболитах позволяет выделить несколько их разновидностей (рис. 26): а) массивные амфиболиты с беспорядочным расположением порфиробласт амфибола; б) сланцеватые — порфиробласты амфибола, располагаются параллельно плоскостям кристаллизационной сланцеватости и не имеют в них определенной ориентировки; в) линейно-сланцеватые, в которых порфиробласты амфибола располагаются параллельно кристаллизационной сланцеватости или трещинам кливажа осевой плоскости и большинство из них имеют линейную ориентировку. Последняя разновидность пользуется преобладающим распространением, хотя все они часто встречаются в одном обнажении, пространственно сменяя друг друга. В зависимости от величины порфиробласт амфибола выделяются мелкозернистые (не более 0,5 см), среднезернистые (0,5—1,5 см) и крупнозернистые (свыше 1,5 см) порфиробластические амфиболиты. Иногда порфиробласты достигают 5—8 и даже 10—12 см в длину. Для выяснения первичной природы порфиробластических амфиболитов наиболее надежными критериями оказались их текстурные особенности. Выделяется несколько типов текстур.

## 1. Первичные текстуры

Местами в порфиробластических амфиболитах сохранились реликты первичных магматических (миндалекаменные, шаровые и др.) осадочных (слоистые, обломочные и др.) текстур. Выявление их особенно важно для решения вопроса о первичной природе амфиболитов.

### А. Магматические текстуры

1. Миндалекаменные (рис. 27). В обнажениях южного берега Гизиярви, где преимущественным развитием пользуются метадиабазы, метамандельштейны, пенистые и шаровые лавы, встречаются участки мелкозернистых порфиробластических амфиболитов с миндалекаменной текстурой. Здесь устанавливается тесная пространственная связь метамандельштейнов и порфиробластических амфиболитов, на



что указывал еще Н. Г. Судовиков (19346). Амфиболиты представляют собой светло-зеленые породы, с беспорядочно ориентированными мелкими (до 0,5 см) кристаллами роговой обманки. По всей породе разбросаны овальные вытянутые, эллипсоидальные обособления кварца — миндалины. Породы с миндалекаменной текстурой, развитые в районе озер Вороньего, Роккова (в так называемой пезозерской свите), имеют обычно средне- и крупнозернистую структуру. Это породы пятнистой окраски. На светло-сером фоне основной массы выделяются

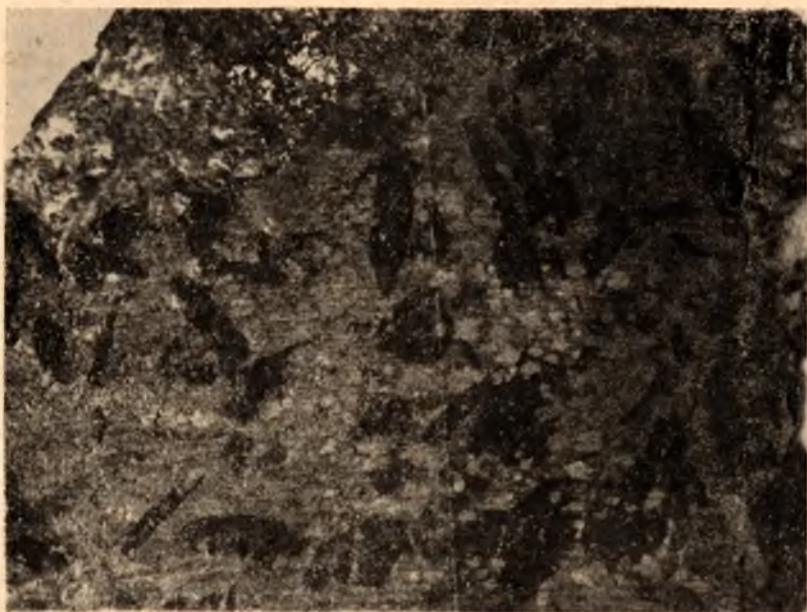


Рис. 27. Порфиробластические амфиболиты с миндалекаменной текстурой

неориентированные крупные порфиробласты роговой обманки до 1—2 см и овальные серые обособления кварца — миндалины. Иногда они имеют кварцево-карбонатный или полевошпатово-кварцевый состав. Размер миндалин колеблется в широких пределах от микроскопических до 1—3 см. Местами миндалин настолько много, что порода напоминает пенные лавы. Здесь, как и на берегу Гизиярви, также видна пространственная связь миндалекаменных порфиробластических амфиболитов с мелкозернистыми полевошпатовыми амфиболитами с миндалекаменной текстурой, пласты которых встречаются среди порфиробластических разностей. Миндалекаменные текстуры встречаются не только по берегам и островам озер Вороньего и Рокково, но и по всей полосе развития порфиробластических амфиболитов. Амфиболиты такого типа встречаются и в районе оз. Хизилампи, которое расположено в километре к юго-востоку от Гизиярви. Здесь миндалекаменные крупнозернистые порфиробластические амфиболиты развиты в поле ятулийских основных метаэффузивов (Робонен и др., 1970).

2. Шаровые текстуры (рис. 28). Как правило, текстуры такого типа наиболее полно сохраняются в массивных порфиробластических амфиболитах. Центральные части шаров представлены крупно- и среднезернистыми разновидностями со светло-серой и зеленовато-серой основной массой с включенными в нее крупными кристаллами роговой

обманки. Межшаровые пространства, мощностью 5—10 см, сложены крупнозернистыми темно-серыми, почти черными, мономинеральными амфиболитами, иногда с гранатом и карбонатом. Они почти лишены основной массы и состоят из широкопластинчатых беспорядочно ориентированных кристаллов амфибола. По форме встречаются округлые, чаще овальные и эллипсоидальные, а также матрацевидные шары с характерными втеками в подошвенной части шара. Размеры по длинной оси шара колеблются от 20—40 см до метра и более. Порфиробласти-



Рис. 28 Порфиробластические амфиболиты шаровой текстуры

ческие амфиболиты с такими текстурами встречены в обнажениях северного берега Гизиярви, по берегам пролива, соединяющего озера Пибозеро и Воронье, в юго-западной части оз. Вороньего (на берегу и островах), а также по берегам оз. Роккова. При изучении магматических текстур в порфиробластических амфиболитах большое внимание уделялось вопросам соотношения кровли-подошвы. Большинство выходов побережья и островов озера Вороньего — Рокково имеют макрополосчатое строение. Полосы мощностью от 1 до 30 м представлены полевошпатовыми амфиболитами, порфиробластическими амфиболитами и лейкократовыми кварцево-плаггиоклазовыми породами, часто превращенными в гранатовые порфиробластические амфиболиты. В соотношении вышеуказанных трех разновидностей пород во многих обнажениях наблюдается определенная закономерность. Вкрест простираения этих полос часто можно наблюдать, как мелкозернистые полевошпатовые амфиболиты, образовавшиеся по метаэффузивам, постепенно переходят в мелкозернистые, а затем в средне- и даже крупнозернистые порфиробластические амфиболиты, которые с четким контактом сменяются вновь полевошпатовыми амфиболитами. Иногда порфиробластические амфиболиты сменяются (резко) кварцево-плаггиоклазовыми породами или тонкозернистыми амфиболовыми сланцами. В ря-

де случаев в порфиробластических амфиболитах сохраняются шаровые или миндалекаменные текстуры, обычно встречающиеся в прикровельных частях потоков. Здесь, видимо, как и на южном берегу Гизиярви, происходит закономерная смена внутри потоков от массивных метадиабазов (полевошпатовые амфиболиты) в подошве до пенистых лав (порфиробластические амфиболиты) в кровле. В данном случае бластез развивается предпочтительнее по миндалекаменным и пенистым разновидностям метаэффузивов. На основании этого признака на южных берегах озер Вороньего и Рокково, т. е. в поле развития порфиробластических амфиболитов, удалось выделить несколько потоков с четким определением кровли-подошвы. Но чаще наблюдается, как амфиболовому бластезу подвергаются все без исключения разности пород (полевошпатовые амфиболиты, их миндалекаменные разности и лейкократовые сланцы), так что обычно их невозможно отличить друг от друга. И только непосредственное прослеживание по простираению может указать, что порфиробластические амфиболиты образованы по различным породам. Поэтому признак кровля-подошва в полосе развития порфиробластических амфиболитов должен применяться очень осторожно.

## Б. Осадочные текстуры

Типично осадочных текстур в порфиробластических амфиболитах в пределах пезозерской свиты не встречено. Большинство же полосчатых текстур, широко развитых в районе озер Вороньего и Роккова, носят явно выраженный вторичный характер и описание их приводится ниже в разделе вторичных или псевдотектур. Амфиболиты слоистой текстуры встречаются в пределах вороньезерской свиты (между озерами Роккова и Гангазлампи), а амфиболиты с обломочной текстурой — южной оз. Роккова в поле развития тунгудско-надвоицкой серии.

1. Слоистые текстуры. Вороньезерская свита сложена преимущественно слоистыми (часто ритмичнослоистыми) биотито-полевошпатовыми сланцами. Слойки кварцево-полевошпатового состава мощностью 1,5—5 см (реже больше) чередуются с биотитополевошпатовыми (часто с эпидотом) слойками такой же мощности. По этим породам иногда в виде неправильных участков, реже вытянутыми полосами, образуются порфиробластические амфиболиты. Порфиробласты амфибола равномерно распределяются по всей массе породы вне зависимости от состава слоек. Первичная же слоистость как бы «просвечивает» сквозь наложенный амфиболовый бластез. Под микроскопом основная масса таких амфиболитов сохраняет все свойства сланцев (лепидобластовая структура с вытянутыми по сланцеватости чешуйками биотита) и резко отличается от основной гранобластовой массы типичных порфиробластических амфиболитов.

2. Обломочные текстуры (рис. 29). Из первично-осадочных текстур в порфиробластических амфиболитах наибольшим развитием пользуются обломочные текстуры. Этот термин применен к амфиболитам, образованным по конгломератам.

О развитии порфиробласт амфибола как в гальках, так и в цементе конгломерата на южном берегу Гангазлампи указывали еще Ю. Б. Богданов, А. С. Воинов и др. (Богданов и др., 1968). Но масштаб этого явления (бластеза) настолько незначительный, что породу, даже в первом приближении, нельзя назвать порфиробластическим амфиболитом. Наиболее интересны в этом отношении конгломераты косозерского типа, широко развитые южной оз. Роккова. Детальные маршрутные исследования района позволили установить более широкое развитие этих пород. В неизменных разностях отлично видна их обломоч-

ная природа. Это темно-зеленые породы с большим количеством обломочного материала. Обломки большей частью вытянуты по сланцеватости, представлены, в основном, метадиабазами и метамандельштейнами. Кроме зеленокаменных обломков, встречаются обломки кварца и гранита, обычно окатанные. Размер обломков по длинной оси колеблется от нескольких сантиметров до 20—30, чаще меньше. Цемент конгломератов зеленосланцевый, а в слоях, лишенных обломков, граувакковый.

Среди неизменных конгломератов встречаются как отдельные выходы, так и отдельные участки в одном выходе мелко-, средне- и круп-



Рис. 29. Порфиробластические амфиболиты по конгломератам

нозернистых массивной текстуры порфиробластических амфиболитов, образовавшихся по конгломератам. Особенно хорошо заметен амфиболовый бластез в местах, где встречаются граувакковые слои, которые амфиболизируются в значительно меньшей степени. Наиболее же четко первичная природа этих амфиболитов устанавливается в выходах с обломками кварца и гранита.

## II. Вторичные текстуры

Среди вторичных текстур наибольшим развитием пользуются плосчатые текстуры, напоминающие первично-осадочные и значительно реже — первично-магматические.

1. Псевдослоистые текстуры. Среди них выделяется несколько разновидностей в зависимости от первичного состава пород:

а) псевдослоистость, образовавшаяся в результате изменения шаровых лав. Группа выходов порфиробластических амфиболитов север-

ного берега Гизиярви, сложенных несколькими потоками шаровых лав и метадиабазов (ныне порфиробластические амфиболиты), включает в себе пласт кварцевых порфиров, который является отличным маркирующим горизонтом. Эти кварцевые порфиры прослежены от северного берега Гизиярви до островов оз. Вороньего. Порфиробластические амфиболиты, вмещающие этот пласт, имеют различный вид. На северном берегу Гизиярви, где развиты массивные порфиробластические амфиболиты, шаровая текстура отлично сохранилась. Здесь по шарам местами удается замерить даже направление кровля-подошва. На островах же оз. Вороньего, где особенно интенсивно проявлена наложенная складчатость, вблизи кварцевых порфиров обнажаются «слоистые» порфиробластические амфиболиты. Здесь полосы крупнозернистого мономинерального амфиболита, мощностью 2—5 см, чередуются с полосами светло-зеленых крупнозернистых линейно-сланцеватых амфиболитов мощностью от 5—8 до 10—15 см. И только при очень внимательном изучении этих выходов удалось установить, что все лейкократовые полосы имеют линзовидную форму, которые окружены полосами мономинерального амфиболита (рис. 1), т. е. шары превращены в сильно вытянутые (до 1,5—2 и более метров) линзы, форма которых обусловлена наложенной складчатостью. Здесь особенно убедительно видно, как первично-магматические текстуры переходят в псевдослоистые. Не исключено, что такого типа текстуры имеют более широкое распространение в полосе развития порфиробластических амфиболитов;

б) полосчатость вдоль трещин кливажа осевой плоскости (рис. 3). Почти во всех выходах островов и берегов оз. Вороньего встречаются тонкослоистые порфиробластические амфиболиты, в которых полосы лейкократового материала кварцево-полевошпатового состава обычно с карбонатом, мощностью от 1 мм до 1—1,5 см, чередуются с полосами амфиболового состава такой же мощности. Амфибол в них располагается либо беспорядочно, либо (чаще) имеет линейную ориентировку, причем чем крупней амфибол, тем толще полосы тех и других разновидностей. Слоистость такого типа, встречающаяся в удаленных друг от друга обнажениях, имеет, несмотря на интенсивную складчатость, строго выдержанные элементы залегания (для района озер Пезозера — Вороньего — простирание СЗ 280°, падение на ЮЗ,  $\angle 55^\circ$ ). Наиболее четко такая слоистость проявлена на коротких крыльях и в замковых частях складок, где она пересекает трещины кристаллизационной сланцеватости, подчеркивающие складки, и всюду параллельна осевым плоскостям этих складок. На длинных крыльях складок этот тип полосчатости — слоистости напоминает косую слоистость. И только генетическая и пространственная связь со складками и удивительная выдержанность простирания и падения не вызывают сомнения в его вторичном происхождении;

в) полосчатость, параллельная плоскостям кристаллизационной сланцеватости. Полосчатость такого типа встречается часто и развита в амфиболитах, образовавшихся как по основным, так и по кислым метаэффузивам. Она наиболее характерна для амфиболитов сланцеватой и линейно-сланцеватой текстуры. В амфиболитах, образовавшихся по основным породам, полосчатость представлена чередованием лейкократовых линзовидных полос кварцево-карбонатного, кварцево-полевошпатового и карбонатного состава с полосами темно-зеленого порфиробластического амфиболита. Мощность тех и других полос колеблется от 1—2 мм до 2, реже 5 см, причем мощность лейкократовых линз значительно меньше. В замковых частях складок мощности линз, обычно сложенных кварц-карбонатным и карбонатным материалом, достигают

10—15 см, а в более крупных складках и 50 см, и удивительно напоминают седловые жилки. Наиболее интенсивно такая полосчатость развита в плейчатых участках (с амплитудой плейк 5—20 см) и исчезает на длинных крыльях складок. Здесь, как и в случае с полосчатостью, вдоль трещин кливажа осевой плоскости происходит местное перераспределение материала на темноцветную и лейкократовую составляющие (рис. 2). Во многих обнажениях удается наблюдать как вкрест, так и по простиранию, как полосчатые порфиробластические амфиболиты такого типа переходят в мелкозернистые амфиболовые сланцы или полевошпатовые амфиболиты, явно образованные по метавулканитам.

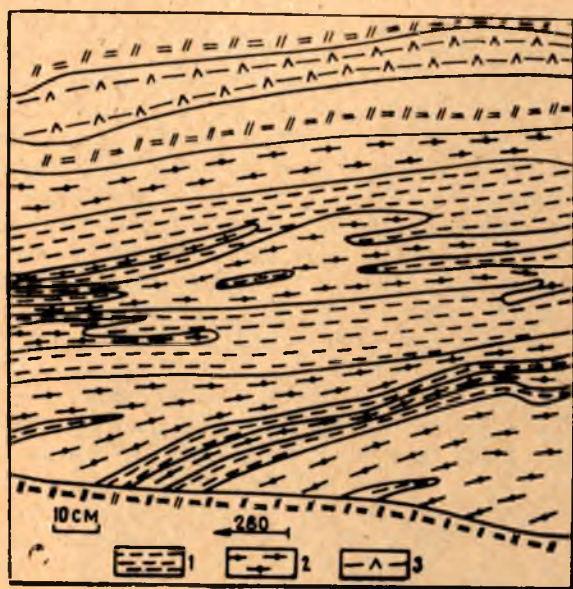


Рис. 30. Полосчатость в лейкократовых плагиопородах за счет амфиболизации вдоль плоскостей кристаллизационной сланцеватости:

1 — лейкократовые кварцево-плагиоклазовые породы; 2 — порфиробластические амфиболиты по лейкократовым породам с отдельными линзами их; 3 — тонкозернистые амфиболовые сланцы

полосчатость еще более напоминает первичную слоистость. Но благодаря большой площади обнажений на берегах озер, удается проследить все переходы как по простиранию, так и вкрест, от лейкократовых неизменных пород, до порфиробластических амфиболитов, образованных по ним.

Выше уже указывалось, что в поле развития порфиробластических амфиболитов встречаются горизонты афанитовых пород — кварцево-полевошпатового состава, нередко с биотитом, которые очень напоминают натровые кислые эффузивы (лептиты-геллефлинты). Мощность таких горизонтов колеблется от 1 до 5—8 м. В наиболее мощных горизонтах этих кислых эффузивов (?) развивается обычно мелкий амфибол, и порода переходит в амфиболизированные кварц-плагиоклазовые сланцы, хорошо диагностируемые в поле. В их менее мощных горизонтах (1—3 м), заключенных среди мощных пачек полевошпатовых или порфиробластических амфиболитов, по лейкократовым породам образуются черные крупнозернистые порфиробластические гра-

Встречаются пласты — горизонты полосчатых амфиболитов, где полосчатость, параллельная кристаллизационной сланцеватости, простиранию по всему выходу, т. е. на несколько метров. Возможно, что здесь полосчатость имеет первичную природу, т. е. подчеркивает первичную слоистость, но морфологически и литологически она идентична вышеописанной. Выходы с такой полосчатостью - слоистостью (?) по всей площади развития порфиробластических амфиболитов встречаются довольно редко. Это свидетельствует о том, что порфиробластические параамфиболиты (?) имеют сравнительно незначительное распространение. В амфиболитах, образовавшихся по лейкократовым породам,

натовые амфиболиты. В начальной стадии преобразования по плоскостям кристаллизационной сланцеватости развиваются тонкие полоски амфибола, количество и мощность которых постепенно увеличиваются. На каком-то отрезке обнажения образуются равномерно-полосчатые породы, а затем среди амфиболита видны только лентовидные полосы лейкократовых пород. В случае полной переработки лейкократового горизонта, среди порфиробластических амфиболитов все же сохраняются отдельные маломощные линзы и линзочки лейкократовой породы (рис. 30.) Такого типа слоистость наиболее широко проявлена на островах и берегах юго-восточной части оз. Вороньего и по обоим берегам Роккова и тяготеет к зоне перехода от пезозерской свиты к подстилающей вороньезерской.

2. Псевдомагматические текстуры встречаются чаще в западной части оз. Вороньего по берегам и островам. Текстуры эти напоминают шаровые. Здесь, как и в вышеописанных амфиболитах с шаровыми текстурами, наблюдаются шароподобные, чаще ромбовидной формы (на поверхности обнажения) обособления, ограниченные полосами (до 1 см мощности) мономинерального амфиболита. В отличие от типично шаровых текстур здесь настораживает взаимная параллельность оконтуривающих эти обособления полос мономинеральных амфиболитов. Только статистические замеры оконтуривающих полос позволяют установить, что они являются трещинами кристаллизационной сланцеватости и трещинами кливажа осевой плоскости, по которым происходит скопление амфибола, и не имеют ничего общего с шаровыми текстурами.

### **О распространении порфиробластических амфиболитов пезозерского типа**

Порфиробластические амфиболиты, по данным предыдущих исследователей, сосредоточены в полосе субширотного простиранья, заключенной между губой Гизиярви (с юга) и примерно серединой оз. Вороньего (с севера), и входят в состав парандовской серии нижнего протерозоя в объеме пезозерской свиты. Подстилаются они слоистыми кварцево-полевошпатовыми, биотито-кварцево-полевошпатовыми и другими сланцевыми вороньезерской свиты, расположенными севернее полосы амфиболитов. Перекрываются же они, причем несогласно (Харитонов, 1966; Богданов, Воинов, 1968 и др.) основными эффузивами тунгудской серии с линзами кварцитов в основании.

При изучении рассматриваемого района были установлены новые площади развития порфиробластических амфиболитов. Они обнаружены на островах северо-западного конца и по всему северо-восточному побережью оз. Вороньего и северному берегу Гангазлампи среди пород, относимых рядом исследователей к беломорской серии. Отдельные участки развития порфиробластических амфиболитов встречаются на южном берегу Гизиярви. Многими исследователями вулканы южного берега Гизиярви относятся к тунгудско-надвоицкой серии. Порфиробластические амфиболиты пользуются широким развитием среди конгломератов косозерского типа (туфо-конгломераты тунгудской серии, по данным предыдущих исследователей). И, наконец, около оз. Хизилампи развиты порфиробластические амфиболиты, образованные по основным вулканикам ятулийского возраста (Робонен и др., 1970). Таким образом, установлено, что, хотя основная масса порфиробластических амфиболитов и сосредоточена в пределах пезозерской свиты, значительные площади их встречаются как в подстилающих, так и в перекрывающих сериях.

Описание распространения порфиробластических амфиболитов будет неполным, если не сказать несколько слов о залегании самих амфиболитов внутри пезозерской свиты. Ранее представлялось, что порфиробластические амфиболиты прослеживаются в субширотном направлении — 290—300°. Обследование же северного берега Гизиярви и берегов пролива между Гизиярви и оз. Вороньим показало, что простирание здесь иное. Этот район был детально исследован в связи с отличной обнаженностью по берегам и благоприятной геологической обстановкой (наличием характерных амфиболитов с шаровой отдельностью и маркирующего пласта туфов (?) кварцевых порфиров). Породы данного участка, складчато изгибаясь, прослеживаются с южного берега Гизиярви на северный и по берегам пролива и, затем, далее на острова оз. Вороньего, т. е. истинное простирание пластов определяется как северо-западное 340—345°, а не 290°, как считалось раньше.

### Выводы

1. Порфиробластические амфиболиты, развитые в районе озер Вороньего—Пезозера—Роккова, в основной своей массе являются метаморфическими производными основных и частью кислых вулканитов.

2. Стратифицировать порфиробластические амфиболиты данного района невозможно, так как амфиболитовому бластезу подвергаются породы, занимающие различное стратиграфическое положение — основные вулканиты тунгудско-надвоицкой серии, конгломераты косозерского типа (сариолий) и ятулийские метадиабазы Хизилампи.

3. Основная масса пород в пезозерской свите сложена измененными основными вулканитами, которые сопоставляются с вулканитами тунгудско-надвоицкой серии. Таким образом, ставится под сомнение существование собственно пезозерской свиты в том понимании, как она вошла в литературу. Она представляет метаморфическую свиту, объединяющую стратиграфически разновозрастные породы парандовской, тунгудской, сариолийской и ятулийской серий.

4. Данные структурного анализа, а также развитие порфиробластических амфиболитов по ятулийским метадиабазам свидетельствуют о том, что время амфиболитового бластеза не древнее ятулийского, чему не противоречат цифры абсолютного возраста.



**ПОРФИРОБЛАСТИЧЕСКИЕ АМФИБОЛОВЫЕ ПОРОДЫ  
И ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЕ  
С СЕРНОКОЛЧЕДАННЫМИ РУДАМИ  
ПАРАНДОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
(ВОСТОЧНАЯ КАРЕЛИЯ)**

Важное значение для понимания условий формирования руд и структуры Парандовского серноколчеданного месторождения имеют широко развитые на его территории породы с порфиробластами амфибола, граната, карбоната и биотита. Геологами, изучавшими Парандовское месторождение, порфиробластические амфиболовые породы рассматривались как высокометаморфизованные осадочные породы, залегающие в нижней части докембрийского стратиграфического разреза района месторождения. Серноколчеданные руды, согласно данным одних исследователей (Глебова, 1947), имеют эпигенетический характер и наложены на порфиробластические породы (Пинаева, 1966). Другие считали, что руды имеют вулканогенно-осадочный генезис, сформировались вместе с этими первично-осадочными породами и в дальнейшем вместе с ними претерпели складчатые деформации и метаморфизм (Робонен, 1966 и др.). Авторами статьи в 1968—1969 гг. был получен новый фактический материал, позволяющий пересмотреть представление о метаморфогенно-осадочной природе порфиробластических образований.

Впервые в литературе порфиробластические амфиболовые породы восточной Карелии были описаны Н. Г. Судовиковым (1934а) и выделены в особую группу метаморфических пород, названную им амфиболитами пезозерского типа. Н. Г. Судовиковым наблюдались постепенные переходы от типичных пезозерских амфиболитов к метаморфизованным мандельштейнам диабазового состава через мелкозернистые разновидности амфиболитов с реликтами миндалекаменных текстур и офитовых структур. По его мнению, порфиробластические амфиболиты пезозерского типа являются высокометаморфизованными основными эффузивами, преобразованными под воздействием гранитов.

В противоположность этому особенности полосчатого строения порфиробластических амфиболовых пород вызывают у некоторых геологов представление о реликтовой слоистости этих образований. Для их состава характерно высокое содержание железа, кальция, кремнезема, а в ряде случаев — значительное количество глинозема. При нанесении на диаграммы Ниггли и Симонена они попадают в поле пелитовых пород. Анализируя эти данные, некоторые исследователи относят порфи-

робластические амфиболиты пезозерского типа к высокометаморфизованным железо-кремнистым, железо-кремнисто-глинистым осадкам с примесью карбонатного материала, возникшим в период максимальной трансгрессии нижнепротерозойского бассейна при замедленной скорости седиментации (Пинаева, 1966; Богданов, Воинов, 1968).

Сходные порфиробластические амфиболовые породы, для которых предполагается метасоматическое происхождение, были описаны С. Б. Лобач-Жученко в кварцито-гнейсовой свите мамской серии бассейна р. Б. Чукча. О метасоматическом образовании амфиболовых пород свидетельствуют разнообразный химический и минералогический состав, большое число слагающих амфиболовые породы минералов, унаследованность минералогического состава вмещающих пород, присутствие неравновесных ассоциаций, широко развитые структуры замещения.

Территория Парандовского серноколчеданного месторождения сложена осадочно - вулканогенными отложениями нижнего протерозоя (Робонен, 1966), среди которых преобладают осадочно-туфогенные и эффузивные породы основного состава, превращенные в результате регионального метаморфизма в массивные и полосчатые тонко- и мелкозернистые амфиболиты. В амфиболитах четко выражены первичные текстурно-структурные признаки лав диабазового состава (шаровые, канатные, миндалекаменные текстуры, лавобрекчии, офитовые, диабазовые структуры), туффитов (слоистость, ритмичная слоистость, косая слоистость, положение полосчатых амфиболитов между двумя потоками лав), туфов (овальные и округлые обломки в тонкорассланцованном амфиболовом цементе). В дальнейшем такие породы мы будем называть метаморфизованными диабазами, туфами и туффитами. На территории месторождения широко развиты пластовые тела габбродиабазов, превращенных в равномернoзернистые, среднeзернистые амфиболиты, в которых хорошо сохранились реликты офитовой структуры.

Вулканогенно-осадочные отложения на участке месторождения (рис. 31), сохранившиеся в виде полосы северо-западного простирания шириной около 1,5 км среди более молодых микроклиновых гранитов и гнейсо-гранитов, расчленены нами на четыре согласно залегающие пачки (снизу вверх): 1. Метаморфизованные тонко- и мелкозернистые диабазы массивной текстуры с прослоями туффитов основного состава, кварцитов и мраморизованных известняков. Мощность пачки до 200—250 м. 2. Метаморфизованные тонкозернистые диабазы массивной тек-

туры с потоками миндалекаменных диабазов шаровой текстуры; 3 — метаморфизованные тонкозернистые диабазы массивной текстуры с участками канатных лав, с прослоями вулканогенно-осадочных и осадочных пород; 4 — метаморфизованные тонкозернистые диабазы массивной текстуры с потоками миндалекаменных диабазов шаровой текстуры; 5 — габбро-диабазы; 6 — микроклиновые граниты; 7 — порфиробластические амфиболитовые породы; 8 — тальк-хлоритовые и хлорит-тальковые сланцы; 9 — зоны рассланцевания

стуры с потоками лав шаровой текстуры. Мощность пачки не превышает 500—550 м; 3. Метаморфизованные тонкозернистые диабазы массивной текстуры с участками канатных лав, лавобрекчий с прослойками туфов и туффитов основного состава, кварцитов, кварц-графитистых и графитистых сланцев, мраморизованных известняков и отдельными потоками метаморфизованных дацитовых порфиринов. Мощность пачки около 500—550 м. 4. Метаморфизованные тонкозернистые диабазы массивной текстуры с потоками миндалекаменных диабазов шаровой текстуры. Мощность пачки до 250 м.

Серноколчеданные руды, среди которых выделяются по составу пиритовые, пирит-пирротиновые и пирротиновые, приурочены к диабазам и вулканогенно-осадочным породам первой и третьей пачек. В метаморфизованных вмещающих породах широко распространены вкрапленности и прожилки пирротина. Пиритовые руды подверглись перекристаллизации и переотложению на прогрессивных стадиях регионального метаморфизма. Для них характерны гнейсовато-полосчатые, линзовидно-полосчатые текстуры, grano- и гетерогранобластовые структуры. Пирротин слагает мелкие тела, которые встречены, главным образом, по краям пиритовых линз и в местах их выклинивания. Пирротиновые прожилки секут пиритовые руды, что впервые было установлено Г. О. Глебовой-Кульбах.

Породы в пределах месторождения залегают моноклинально и падают на северо-восток под углами от 65 до 85°. Вместе с тем отмечается и опрокинутое залегание, когда породы падают на юго-запад под такими же углами. Моноклинальное залегание пачек подтверждается детальными наблюдениями над направлением кровли лавовых потоков по ориентировке выпуклых поверхностей отдельных подушек и шаровых лав и другим структурно-текстурным особенностям лав основного состава. Тектоника участка отличается широким развитием мощных зон рассланцевания, представленных амфиболовыми сланцами. Эти тектонические нарушения в большинстве случаев простираются согласно с вмещающими породами, в некоторых случаях срезают лавовые потоки под углами от 10 до 20°. Зоны рассланцевания устанавливаются как полевыми наблюдениями, так и при дешифрировании аэрофотоснимков.

Порфиробластические амфиболовые породы в виде линз, варьирующих по мощности от нескольких метров до 500, а по простиранию от первых десятков метров до 2—5 км, залегают в разных частях стратиграфического разреза и не составляют определенного, имеющего стратиграфическое положение, горизонта. В местах выклинивания линз расположены зоны рассланцевания, сложенные амфиболовыми сланцами. Пальцеобразное выклинивание линз обусловлено неравномерным рассланцеванием вмещающих пород (рис. 31). Для амфиболовых пород типичны пойкило-порфиробластические структуры и, как правило, полосчатые текстуры. Порфиробласты, размер которых колеблется от 0,2—0,3 до 5—6 см, представлены кристаллами роговой обманки, граната, биотита и карбоната. Роговая обманка образует радиально-лучистые сростания кристаллов в плоскости кристаллизационной сланцеватости пород и ориентирована в ней без определенной закономерности. На отдельных участках наблюдаются порфиробласты амфибола, расположенные косо или поперек сланцеватости. Спорадически кристаллизационная сланцеватость вообще отсутствует. Полосчатость амфиболовых пород обусловлена чередованием полос роговообманковых, гранатовых и других разновидностей мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров и неравномерным распределением порфиробласт. В гранатовых разновидностях амфиболовых пород кристаллы граната подчиняются

направлению линейности, слагают биотит-гранатовые и гранатовые прожилки, расположенные под острым углом к кристаллизационной сланцеватости пород. Микрополосчатость, наблюдаемая в шлифах, связана с количественными вариациями плагиоклаза, кварца, хлорита, биотита. Структура основной массы мелкозернистая, гранобластовая, гранолепидобластовая, лепидофибробластовая. Редко отмечаются реликты офитовой и порфириковой текстуры. По минералогическому составу основной массы порфиробластические породы можно разделить на три группы. Основная ткань пород первой группы варьирует по составу от кварц-полевошпатовой, кварц-хлорит-полевошпатовой до кварц-хлоритовой и хлоритовой. Для плагиоклазов (№№ 26—34) основной массы характерны редкие двойники и наличие зональности. Мелкочешуйчатые агрегаты хлорита (клинохлора) в породах этой группы образуют полосы, вытянутые согласно общей сланцеватости пород. Хлорит имеет слабо-зеленый и зеленый цвет с едва заметным плеохроизмом и серые цвета интерференции ( $Ng - Np = 0,007 - 0,010$ ); он слабодвуосный положительный, часто с полисинтетическими двойниками. Кроме того, отмечается пеннин-клинохлор удлиненной таблитчато-чешуйчатой формы с характерными аномальными цветами интерференции, который развивается по порфиробластам амфибола и граната. В породах второй группы и в основной массе наряду с кварцем и плагиоклазом существенную роль играет карбонат, слагающий иногда до 50—55% последней. Клинохлор выступает в качестве второстепенного минерала. В основной массе порфиробластических пород третьей группы вместе с кварцем и плагиоклазом широко развит мелкочешуйчатый биотит, составляющий до 40—50% основной ткани и образующий полосы и гнезда. Хлорит и карбонат — второстепенные минералы.

Во всех группах порфиробластических пород преимущественное развитие имеют порфиробласты обыкновенной роговой обманки призматическо-таблитчатого габитуса с обильными включениями минералов основной массы. Оптические константы:  $2V = -70 - 80^\circ$ ,  $c Ng = 14 - 17^\circ$ . Показатель преломления  $Ng$ , замеренный теодолитно-иммерсионным методом на приборе ППМ—1, в амфиболах из разных образцов изменяется от 1,677 до 1,683;  $Np$  от 1,651 до 1,659. Точность определения  $\pm 0,001$ . Плеохроизм очень интенсивный: по  $Ng$  — зеленые, сине-зеленые цвета; по  $Np$  — желто-зеленые; по  $Nr$  — светлые, желто-зеленые. В то же время во второй группе преобладают порфиробласты биотита и граната. Показатели преломления гранатов всех групп, определенные в высокодвупреломляющих мышьяковистых жидкостях, колеблются в широких пределах от 1,774 до 1,815 ( $\pm 0,003$ ).

С порфиробластическими амфиболовыми породами пространственно связаны хлорит-тальковые и тальк-хлоритовые сланцы, которые постепенно переходят в порфиробластические амфиболовые образования. Возможно, такие постепенные переходы отражают генетическую связь между этими породами. Однако не исключено, что хлорит-тальковые и тальк-хлоритовые сланцы являются метаморфизованными ультраосновными породами, а постепенные переходы их в порфиробластические амфиболовые образования могут быть объяснены последующим перераспределением вещества. В сланцах встречены порфиробласты карбоната анкеритового ряда ( $No = 1,730$ ;  $Ne = 1,546$ ) и бледноокрашенного амфибола тремолит-актинолитового ряда ( $Ng = 1,641$ ;  $Np = 1,596 (\pm 0,001)$ ).

Контакты между вмещающими и порфиробластическими амфиболовыми породами всегда согласные с зонами рассланцевания во вмещающих породах, переход от которых к крупнозернистым порфиробластическим амфиболовым породам осуществляется через зону мелкозернистых образований с постепенным увеличением размеров порфиробласт

от 1 до 2—4 см. При переходе от бомбовых туфов основного состава к крупнозернистым породам происходит замещение мелкозернистыми порфиробластическими породами сначала цемента туфов, а затем и самих обломков (рис. 32а). Причем как видно на рисунке, порфиробластические амфиболовые породы залегают не только грубо согласно с простираем туфов и диабазов, но и пересекают их границу, подчиняясь секущей зоне рассланцевания. В метаморфизованных диабазах шаровой текстуры в первую очередь порфиробластические породы развиваются по межшаровым перегородкам, в рассланцованных подушках шаровых лав появляются метасоматические зонки и гнезда мелкозернистых порфиробластических амфиболовых пород. Полосчатость амфиболовых образований ориентирована параллельно зонам рассланцевания и направлена косо по отношению к простираению лав шаровой текстуры (рис. 32б).

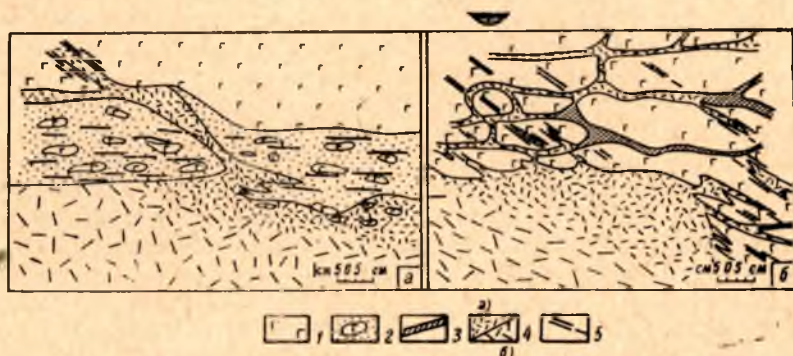


Рис. 32. Взаимоотношение порфиробластических амфиболовых пород с метаморфизованными туфами (а) и лавами шаровой текстуры (б) основного состава:

1 — метаморфизованные диабазы; 2 — метаморфизованные туфы основного состава с обломками диабазов; 3 — межшаровые перегородки; 4 — порфиробластические амфиболовые породы: а — мелкозернистые, б — крупнозернистые; 5 — зоны рассланцевания

В брекчированных диабазах неоднократно наблюдались жилки мелкозернистых порфиробластических амфиболовых пород мощностью от нескольких миллиметров до 1,5—2 см. Размер порфиробластической роговой обманки резко увеличивается в более мощных прожилках, а к границам диабазовых обломков приурочены разноориентированные порфиробласты роговой обманки размером 0,3—1,5 см. В шлифах, взятых из контакта порфиробластических образований и диабазов, наблюдается срезание порфиробластическими породами кристаллизационной сланцеватости метаморфизованных диабазов, превращенных в мелкозернистый амфиболит.

Относительно взаимоотношений амфиболовых пород с осадочными заметим, что в кварц-графитистых сланцах встречены жилы и изометричные обособления гранат-амфиболовых образований, пересекающих слоистость сланцев, а в порфиробластических амфиболовых породах на контакте с мраморизованными известняками отмечаются останцы последних.

Полученные результаты убеждают в том, что порфиробластические амфиболовые породы являются метасоматическими образованиями, сформировавшимися в зонах рассланцевания, пересекающих метаморфизованные осадочно-вулканогенные отложения. Полосчатость амфиболовых пород полностью отвечает направлению зон рассланцевания и ориентирована независимо от стратиграфического напластования. Это само

по себе противоречит представлениям о первично-осадочном происхождении порфиробластических амфиболовых пород. Решение вопроса о связи этих метасоматических образований с каким-либо конкретным геологическим процессом требует дальнейшего изучения. Однако уверенно можно утверждать, что формирование порфиробластических амфиболовых пород не связано с внедрением микроклиновых гранитов в метаморфизованные толщи района месторождения, а местоположение первых не зависит от положения гранитов (рис. 31).

Выявление метасоматической природы порфиробластических амфиболовых пород очень важно для понимания генезиса серноколчеданной минерализации Парандовского месторождения. Установлено, что эти породы являются более молодыми по отношению к пиритовым залежам и более древними по отношению к пирротиновому оруденению. В пиритовых рудных телах, расположенных среди метасоматических амфиболовых пород, отмечается рассланцевание и плейчатость. К последним текстурным элементам приурочены кристаллы граната и чешуйки биотита, которые подчеркивают сланцеватое строение руд. Широко развиты гранат-биотитовые и биотитовые прожилки и жилы амфиболовых пород с порфиробластами граната, располагающиеся согласно сланцеватости в рудах. Мощность этих образований колеблется от нескольких мм до 5—15 см. В пиритовых рудах наблюдаются и более мощные участки порфиробластических амфиболовых пород, расчленяющие единые рудные линзы на мелкие блоки. Интенсивность сланцеватости в рудах постепенно уменьшается к центральным частям рудных блоков. На контакте метасоматических амфиболовых образований руды подверглись процессу перекристаллизации и переотложения. Грано- и гетерогранобластовые структуры пиритовой руды, которые, по нашему мнению, связаны с преобразованием руд в течение регионального метаморфизма, в приконтактных участках сменяются крупнокристаллическими ангедральными агрегатами пирита. Эти агрегаты образуют кайму по границе руд и амфиболовых пород мощностью от нескольких мм, реже — 3—5 см. Пирротиновые руды, напротив, являются более поздними по отношению к порфиробластическим породам и часто содержат многочисленные включения этих пород. Пирротиновая вкрапленность и прожилки встречаются во всех разновидностях амфиболовых метасоматических образований. В шлифах и аншлифах можно наблюдать, что пирротин замещает порфиробласты амфибола и совместно с кварцем и карбонатом рассекает порфиробласты граната. Это подтверждает взгляды Г. О. Глебовой-Кульбах о том, что пирротиновая минерализация наложена на пиритовые рудные тела. Вместе с тем, становление пирротиновой минерализации оторвано от пиритовых руд на Парандовском месторождении, по меньшей мере, временем формирования порфиробластических амфиболовых пород, метасоматически замещающих регионально метаморфизованные породы.

Учитывая признаки метаморфизма пиритовых руд и воздействия на них метасоматических амфиболовых образований, расположение руд в осадочно-вулканогенной толще, можно предполагать их парагенетическую связь с вулканогенными нижнепротерозойскими толщами. Следовательно, в формировании серноколчеданных руд Парандовского месторождения могут быть выделены следующие этапы: 1. Накопление осадочно-вулканогенных толщ и образование пиритовых рудных тел. 2. Региональный метаморфизм и развитие метасоматических амфиболовых пород. 3. Становление пирротиновой минерализации.

## СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА КУКАСОЗЕРСКО-ТИКШЕЗЕРСКОЙ ЗОНЫ КАРЕЛИД СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Зона протерозойских образований Кукасозеро-Тикшозера в виде полосы шириной до 14 км, тянется слегка выпуклой к северо-востоку дугой на расстоянии не менее 70 км от оз. Невгозера на восток через озеро Кукасозеро, Челозеро и гору Иринья Варакка на восточный берег оз. Тикшозера. В юго-восточной части последнего протерозойские образования уходят под мощные четвертичные отложения. Полоса распространения протерозойских суперкрустальных образований окружена полями, сложенными разнообразными архейскими породами. С севера и востока к ней примыкает поле Беломорского архея. Вдоль северного края Кукасозерско-Тикшезерской зоны развиты среднезернистые биотитовые, частью биотито-амфиболовые и амфиболовые гнейсы беломорской серии. В северо-восточной части в районе горы Иринья Варакка расположены среднезернистые светло-серые гранато-биотитовые гнейсы, послойно мигматизированные архейскими гранитами. Среди этих же мигматизированных гнейсов у оз. Пудос залегают крупные тела оливиновых габбро-норитов, которые в краевых частях превращены в массивные амфиболиты. На южном берегу оз. Нотозера архейские гнейсы прорваны интрузиями протерозойских микроклиновых гранитов. С юга и юго-запада протерозойские отложения граничат с архейскими гнейсогранодиоритами, которые вдоль краевой зоны нередко прорваны и мигматизированы карельскими микроклиновыми гранитами. Местами в поле архейских пород встречаются участки, сложенные кварцевыми гнейсодиоритами (оз. Кундозеро, к северу от оз. Нотозера). Небольшие поля архейских преимущественно гнейсогранодиоритов наблюдаются вдоль осевой части Кукасозерско-Тикшезерской зоны (рис. 33), где они также секутся и частью мигматизируются микроклиновыми гранитами и кварцевыми диоритами карельского возраста. Они выступают здесь среди протерозойских толщ в антиклинальном поднятии, делящем данную зону на юго-западную—Кукасозерскую и северо-восточную—Ириногорскую подзоны.

Одна из своеобразных черт геологии в данном случае заключается в том, что суперкрустальные образования протерозоя одной из подзон по составу и генезису, т. е. по фациально-литологическим особенностям, резко отличаются от таковых другой подзоны. Стратиграфическое расчленение протерозойских суперкрустальных образований каждой подзоны в отдельности у некоторых геологов вызывает разные толкования, поэтому вначале проводится раздельное для каждой из двух подзон стратиграфическое расчленение протерозойского осадочно-метаморфиче-

ского комплекса, описание основных разрезов выделенных стратиграфических подразделений и возрастные соотношения их с другими комплексами суперкрупных образований в пределах каждой подзоны. Сопоставление стратиграфических разрезов протерозойского суперкрупного комплекса обеих подзон между собой, также до сих пор вызывающее принципиальные разногласия среди некоторых исследователей, рассматривается ниже в отдельном разделе.

А. Кукаозерская подзона. Все суперкрупные образования, развитые в районе оз. Кукаозера, по их геологическому положению и фациально-литологическим особенностям делятся на свиты: нижнюю — кукаозерскую и верхнюю — хирвинаволоцкую.

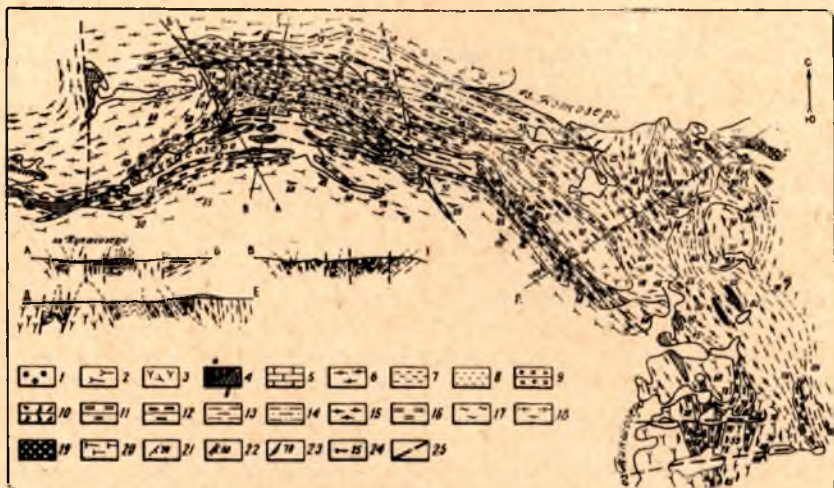


Рис. 33. Схема геологического строения района Кукаозера — Тикозера. Составили: Н. Ф. Демидов, К. О. Кратц по материалам авторов: К. А. Инной, Ю. С. Неуструева и А. С. Зуйковой. Протерозой: 1 — полимиктовые конгломераты; 2 — плагио-микроклиновые граниты и их мигматиты; 3 — диориты; 4а — ультраосновные породы, б — ортоамфиболиты; 5 — мраморы и переслаивающиеся с ними парасланцы и амфиболиты; 6 — параамфиболиты и частью сланцы; 7 — слюдяные кварциты и кварцево-серцитовые сланцы; 8 — кварциты; 9 — метамандельштейны; 10 — туфобрекчии; 11 — слоистые амфиболовые и другие сланцы (туфы); 12 — нерасчлененные амфиболовые, биотито-амфиболовые и другие сланцы; 13 — биотитовые гнейсы; 14 — гранато-биотитовые гнейсы; 15 — биотито-амфиболовые и другие гнейсы; 16 — пинитовые и биотито-амфиболовые гнейсы; 17 — кианито-ставролитовые, кианитовые и другие гнейсы, частью сланцы. Архей: 18 — гнейсо-граниты; 19 — габбро-нориты; 20 — гнейсы; 21 — слоистость; 22 — сланцеватость; 23 — гнейсовидность; 24 — погружение линейных элементов и осей складок; 25 — тектонические линии и зоны разломов

1. Кукаозерская свита. Породы кукаозерской свиты слагают большую часть площади описываемой подзоны (рис. 33). В ее составе различаются две толщи: нижняя — преимущественно вулканическая и верхняя — кварцитовая. Вулканическая толща сложена преимущественно амфиболовыми и биотито-амфиболовыми сланцами, диабазовыми метамандельштейнами, метаморфизованными туфами и туфобрекчиями, частью карбонатными и другими породами (рис. 34). Преобладающими в составе толщи являются сланцы. Эти темно-серые, мелко- и среднезернистые, редко крупнозернистые тонкослоистые породы имеют лепидогранобластную или лепидобластную структуру, обусловленную ориентированным расположением призматических зерен роговой обманки и (или) листочков биотита, а иногда также зерен полевого шпата и кварца. Они состоят из варьирующих количеств обыкновенной роговой обманки, олигоклаз-андезина (An 30—35%), реже андезина



(Ап 46%), биотита, кварца, эпидота, хлорита, частью граната и карбоната. В небольших количествах присутствуют сфен, магнетит, апатит и серицит. В соответствии с различным количественным содержанием минералов среди сланцев различаются роговообманковые, биотито-роговообманковые, биотитовые, гранато-роговообманковые хлорито-роговообманковые, эпидото-роговообманковые, карбонато-роговообманковые и другие разновидности.

Диабазовые мандельштейны, как правило, сильно изменены, встречаются среди сланцев во многих местах на северном берегу оз. Кукасозера (рис. 34), на перешейке между Кукасозером и Тикшозером, а также на восточном берегу последнего в районе залива Варалакша и оз. Сиговое. Эти в основном мелкозернистые, темные, зеленовато-серые в различной степени рассланцованные породы по минералогическому составу и структуре основной массы сходны с вышеописанными амфиболовыми сланцами, отличаясь от них наличием миндалекаменной текстуры. Миндалины в них заполнены кварцем и (или) кальцитом и имеют овальную, или сильновытянутую по сланцеватости эллипсоидальную форму. В ряде случаев, как, например, на восточном берегу оз. Тикшозера, в западной части северного берега оз. Кукасозера, наблюдается, как по мере усиления степени рассланцевания мандельштейны постепенно переходят в амфиболовые и биотито-амфиболовые сланцы. При этом миндалины вытягиваются в тонкие светлые полосы, согласные со сланцеватостью, и наконец полностью исчезают.

В составе вулканической толщи значительное место занимают туфогенные породы. Лучше сохранившимися являются туфобрекчии (Демидов, 1960). Они широко развиты на северном берегу Кукасозера, где слагают верхи описываемой толщи, непосредственно подстилаемая породы вышележащей кварцевой толщи (рис. 33, 34). Они представляют собой сильно измененные породы, в которых темно-серые, зеленовато-серые, вытянутые, несколько сплюснутые веретенообразные обломки длиной 5—10, иногда до 20 см, заключены в более светлый мелкозернистый цемент. Вытянутая форма и параллельное расположение обломков частью обусловлены процессами осланцевания и разальцевания. Обломки по

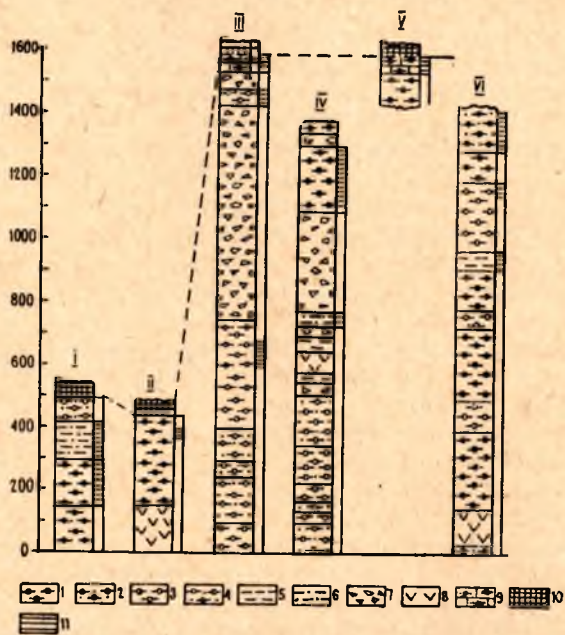


Рис. 34. Литолого-стратиграфические разрезы вулканической толщи кукасозерской свиты:

- 1 — амфиболовый сланец; 2 — гранато-амфиболовый сланец; 3 — биотито-амфиболовый сланец; 4 — гранато-биотито-амфиболовый сланец; 5 — биотитовый сланец; 6 — гранато-биотитовый сланец; 7 — туфобрекчия; 8 — метамандельштейны; 9 — крупнозернистые амфиболовые сланцы с прослоями мраморов; 10 — породы кварцевой толщи; 11 — слоистость в породах. I — западная часть северного берега оз. Кукасозера; II — то же к востоку 1 км от разреза I; III — центральная часть северного берега оз. Кукасозера; IV — то же в 4 км к востоку от разреза III (район оз. Васкиярви); V — центральная часть северного берега оз. Кукасозера; VI — восточная часть северного берега оз. Кукасозера

минералогическому составу и структуре не отличаются от вышеописанных амфиболовых и биотито-амфиболовых сланцев. Цементом являются мелкозернистые биотитовые или биотито-амфиболовые кварцево-полевошпатовые породы. Местами встречаются измененные туфогенные породы, тонкозернистые, большей частью осланцованные, состоящие из биотита, кварца и плагиоклаза, с включениями более крупных обломков кварца и плагиоклаза. Среди упомянутых сланцев залегают маломощные прослои серых мелкозернистых биотитовых и биотито-амфиболовых гнейсов, имеющих преобладающее развитие в Ириногорской подзоне. Также встречаются незначительной мощности пропластки светло-серых мелкозернистых, частью сливных кварцитов и кристаллических карбонатных пород. Характер строения и сопоставление литолого-стратиграфических разрезов вулканической толщи даны на рис. 34.

Наряду с несомненными парапородами (гнейсы, кварциты, карбонатные породы), которые имеют резко подчиненное развитие в разрезе данной толщи, преобладающие в ее составе амфиболовые, биотито-амфиболовые, гранато-амфиболовые и гранато-биотито-амфиболовые сланцы обнаруживают тесную геологическую и петрографическую связь с породами, которые несут более или менее отчетливые признаки вулканического происхождения (метамандельштейны, туфобрекчии). Близки эти породы и по своему химическому составу (табл. 5, ан. 1,2). Указанные обстоятельства дают основание рассматривать большую часть сланцев как глубоко измененные вулканические образования, главным образом основного состава.

Вместе с тем, наблюдается некоторая закономерность в распределении отмеченных пород в разрезе данной толщи. Так, метамандельштейны встречаются на разных стратиграфических уровнях, но не выходят за пределы нижней части разреза толщи (рис. 34). Взаимные постепенные переходы их в неслоистые амфиболиты или сланцы, вероятно, указывают на то, что здесь значительная, если не большая часть амфиболитов и сланцев произошла за счет излившихся пород.

К верхней части толщи приурочены породы, сохранившие признаки пирокластических образований (туфы и туфобрекчии). Вмещающие их амфиболовые и близкие к ним сланцы нередко имеют слоистую текстуру. К этой части приурочены пропластки кварцитов и карбонатных пород. Указанные данные скорее всего свидетельствуют о том, что верхи рассматриваемой толщи сложены, главным образом, глубоко измененными туфогенными отложениями. Мощность вулканической толщи изменчива (рис. 34), но наибольшая достигает примерно 1600 м.

Некоторые осложнения в определении характера разреза и мощности вулканической, а также другие ниже рассматриваемых толщ и свит, вносят пересекающие ее продольные разломы, влияние которых для изучения строения данного комплекса не всегда могло быть достаточно учтено.

На северном берегу западной части Кукаозера, а местами также на южном его берегу, геологически устанавливается трансгрессивное налегание пород данной толщи на архейских гнейсах и гнейсо-гранитах, частью нарушенное опрокинутым залеганием указанных комплексов (рис. 33). Севернее восточной половины оз. Кукаозера вулканическая толща, в составе которой по мере продвижения на север появляются прослои гнейсов, при переходе в Ириногорскую подзону, сменяется ириногорской гнейсо-сланцевой свитой.

Верхняя граница вулканической толщи отчетливо маркируется согласно перекрывающей ее верхней, кварцевой толщей кукаозерской свиты. Кварцевая толща прослеживается среди поля сланцев и вулканитов нижней толщи в виде полос шириною не более 1 км и длиною

## Химические анализы пород района Кукаозера—Тикшозера

| Окислы                         | 1      | 2      | 3      | 4      | 5      | 6      | 7      | 8      | 9      |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 53,35  | 59,20  | 35,06  | 46,03  | 36,66  | 36,46  | 40,62  | 48,57  | 48,21  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,83   | 0,89   | 0,67   | 0,46   | 0,08   | 0,18   | 0,29   | 0,92   | 0,31   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,37  | 13,02  | 8,40   | 3,16   | 1,12   | 4,20   | 7,78   | 15,61  | 15,06  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,23   | 5,12   | 2,12   | 6,59   | 16,16  | 15,66  | 14,50  | 2,50   | 2,75   |
| FeO                            | 5,93   | 5,74   | 3,01   | 5,39   | —      | —      | —      | 10,78  | 12,14  |
| MnO                            | 0,17   | 0,13   | 0,14   | 0,11   | 0,23   | 0,22   | 0,22   | 0,08   | 0,42   |
| CaO                            | 8,50   | 5,39   | 4,00   | 1,30   | 2,33   | 1,22   | 5,40   | 11,15  | 11,16  |
| MgO                            | 7,38   | 6,50   | 1,81   | 30,15  | 37,45  | 32,19  | 25,04  | 7,04   | 5,62   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,42   | 0,41   | 0,84   | 0,08   | —      | —      | —      | 0,35   | 0,71   |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,89   | 3,45   | 1,07   | 0,04   | —      | —      | —      | 2,56   | 2,94   |
| H <sub>2</sub> O               | 0,17   | 0,09   | —      | —      | 0,56   | 0,28   | 0,08   | 0,16   | 0,24   |
| п. п. п.                       | 1,02   | 0,55   | 42,31  | 6,19   | 5,32   | 9,76   | 6,46   | 0,58   | 0,64   |
| S                              | —      | —      | 0,91   | 0,06   | 0,03   | 0,06   | 0,07   | 0,08   | —      |
| Cu                             | —      | —      | —      | 0,30   | сл.    | сл.    | сл.    | —      | —      |
| Ni                             | —      | —      | —      | 0,28   | 0,07*  | 0,05*  | 0,03*  | сл.    | —      |
|                                |        |        |        |        | 0,17   | 0,08   | 0,13   |        |        |
| Сумма                          | 100,26 | 100,49 | 100,34 | 100,14 | 100,18 | 100,36 | 100,62 | 100,38 | 100,20 |

Примечание: 1 — амфиболовый сланец, сев. берег Кукаозера, обр. № 746—15, аналитик В. А. Ахвонен; 2 — туфобрекчия, сев. берег Кукаозера, обр. № 419, аналитик Н. Д. Малькова; 3 — графитсодержащая порода, оз. Кукаозера, обр. № 3060, аналитик В. А. Доильницына; 4 — дунит, Невгозеро, обр. № 16, аналитик В. А. Доильницына; 5 — метаолвинит, оз. Невгозеро, обр. № 5-а, анализ заимствован у Н. А. Егоровой; 6 — серпентинит, оз. Невгозеро, обр. № 38-с, анализ заимствован у Н. А. Егоровой; 7 — хлорито-тремолитовый сланец, оз. Невгозеро, обр. № 313-в, анализ заимствован у Н. А. Егоровой; 8 — ортоамфиболит, мыс Хирвинаволок, обр. № 1246-1, аналитик В. А. Доильницына; 9 — ортоамфиболит, остров Монастырский (оз. Кукаозера), обр. № 602, аналитик В. А. Доильницына

\* сульфидный  
силикатный

до десятков км на всем протяжении Кукаозерской подзоны от оз. Невгозера до оз. Тикшозера (рис. 33). В составе кварцевой толщи выделяются кварциты, слюдяные кварциты, серицитовые, биотитовые, карбонато-биотито-кварцевые и другие сланцы. Породы, слагающие кварцевую толщу, имеют светло-серый, серый или темно-серый цвет, иногда с розоватым или фиштакново-зеленоватым оттенком. В них часто наблюдается слоистость, которая выражена в чередовании тонких (до 1—1,5 см) слоев, отличающихся друг от друга по окраске или, реже, по крупности зерна. Обычно они в той или иной степени рассланцованы. Структура пород — гранобластовая в кварцитах, которая с увеличением количества слюдяных минералов становится лепидогранобластовой и, наконец, лепидобластовой в сланцах. Реже встречается бластопсаммитовая структура, в которой слабо окатанные зерна кварца сцементированы агрегатом серицита, биотита и, реже, кальцита. В некоторых разновидностях появляются крупные порфиробласты граната. Минеральный состав пород кварцевой толщи характеризуется наличием в варьирующем количестве кварца, биотита, серицита, среднего и кислого плагиоклаза. В некоторых разновидностях наблюдается существенное содер-

жание микроклина, эпидота и карбоната. Непостоянными второстепенными составными частями являются амфибол, гранат, хлорит и магнетит. Наибольшим распространением пользуются кварциты, слюдястые кварциты и в меньшей мере кварцево-серицитовые сланцы, среди которых остальные разновидности встречаются в виде прослоев незначительной мощности. Все вышеупомянутые разновидности тесно связаны между собой и геологически очень трудно отделимы. Однако как видно на рис. 35, низы разреза толщи слагают, главным образом, кварциты, в которых наряду с преобладающим кварцем почти всегда присутствуют в небольшом количестве плагиоклаз и белая слюдка, иногда микроклин. Вверх по разрезу в кварцитах увеличивается содержание полевых шпатов и серицита.

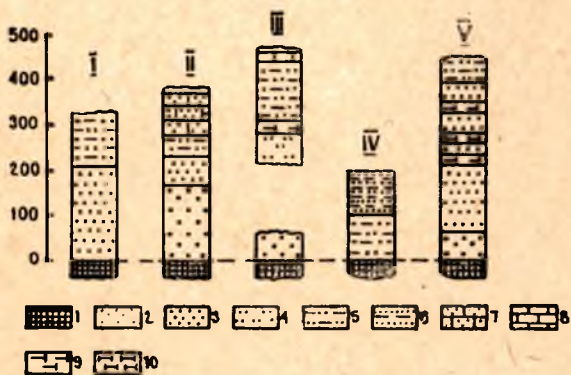


Рис. 35. Литолого-стратиграфические разрезы кварцитовой толщи кукасозерской свиты:

1 — породы вулканической толщи; 2 — среднезернистый кварцит; 3 — мелкозернистый кварцит; 4 — кварцево-серицитовый сланец; 5 — слюдястый кварцит; 6 — тонкозернистый биотито-кварцевый сланец; 7 — мелкозернистый карбонатсодержащий кварцит; 8 — кварцсодержащий доломит; 9 — биотитовый сланец; 10 — биотито-амфиболовый сланец. I — западная часть северного берега оз. Кукасозера; II — центральная часть северного берега оз. Кукасозера, к северу от о-ва Сосновый; III — то же к востоку от разреза 2—2,5 км; IV — северный берег оз. Кукасозера (к северу от м. Хирвинаволока); V — северный берег оз. Кукасозера (к северу от западной части зал. Хетынниолакша)

Кроме того, появляются биотит, эпидот, хлорит, магнетит, карбонат и иногда гранат. Верхи разреза толщи венчают преимущественно мелко-, а иногда даже тонкозернистые слюдястые кварциты темно-серого или серого цвета, состоящие из кварца, биотита, плагиоклаза, часто микроклина, серицита, эпидота и магнетита. Из второстепенных минералов нередко присутствуют гранат, хлорит и карбонат. Таким образом, исходные более чистые песчаники в нижней части толщи сменяются мергелистыми песчаниками в ее верхах.

На некоторых участках северного берега Кукасозера в верхах толщи кварцитов появляются карбонат с о д е р ж а щ и е

кварциты (рис. 35—II) и даже кварцсодержащие доломиты (рис. 35—III). Наибольшая мощность кварцитовой толщи (350—400 м) устанавливается севернее центральной части берега Кукасозера. Кварцитовая толща в пределах Кукасозерской подзоны согласно перекрывает нижнюю, вулканическую толщу, сохраняясь, как правило, в ядрах относительно небольших синклинальных складок (рис. 33). Местами кварциты встречаются в контакте с архейскими породами. Этот контакт в таких случаях, как например, юго-восточнее оз. Кукасозера, обычно является тектоническим. На мысе Хирвинаволоке и на некоторых островах Кукасозера кварцитовая толща перекрывается амфиболито-доломитовой свитой Хирвинаволока.

2. Хирвинаволоцкая свита. Породы хирвинаволоцкой свиты в пределах Кукасозерской подзоны встречаются почти исключительно в ее осевой части на мысе Хирвинаволоке и на близлежащих к западу островах Кукасозера (рис. 33). В составе свиты выделяется пять пачек (снизу вверх): 1 — пачка параамфиболитов, 2 — пачка переслаивания амфиболитов и сланцев, 3 — пачка переслаивания карбонатных пород с различ-

ными парасланцами и амфиболитами, 4 — пачка мраморов, 5 — пачка черных графитсодержащих пород.

Пачка параамфиболитов составляет низы описываемой свиты. Наиболее распространенными в составе пачки являются темно-серые до черного массивного облика разнозернистые почти мономинеральные амфиболиты с узловатой текстурой, обусловленной развитием крупных (до нескольких сантиметров в поперечнике) неправильно округлых агрегатов и кристаллов роговой обманки, и мелкозернистые темно-зеленые амфиболиты обычно сланцеватой текстуры, выраженной в параллельном расположении тонкопризматических кристаллов амфибола. Структура амфиболитов обычно гранобластовая и порфиробластовая с гранобластовой структурой основной массы, реже — лепидогранобластовая. Пороодообразующими минералами являются обыкновенная роговая обманка, реже актинолит и антофиллит, кварц, плагиоклаз (An — 35—41%), гранат и ставролит, второстепенными — биотит, кальцит, серицит, хлорит, кианит и магнетит. По содержанию существенных минералов среди параамфиболитов выделяются разновидности: мономинеральные, полевошпатовые, кварцевые, гранатовые, антофиллитовые и ставролитовые. Эти разновидности разного минерального состава, как правило, переслаиваются между собой. В верхней части пачки среди амфиболитов появляются прослой и пропластки биотитовых, гранато-биотитовых, амфиболо-биотитовых и других сланцев мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Максимальная мощность пачки параамфиболитов, установленная на мысе Хирвинаволоке, определяется 200—250 м.

Пачка переслаивания амфиболитов и сланцев несколько условно отделяется от нижней пачки, от которой она отличается большим участием в ее составе разнообразных сланцев. В частом переслаивании с мощностью прослоев в 5—20 см, иногда больше, участвуют кварцево-биотитовые, биотито-амфиболовые, гранато-биотито-амфиболовые и другие сланцы, изредка кварциты вместе с теми же массивными и сланцеватыми амфиболитами, которые встречаются в подстилающей пачке. В таком переслаивании обычно сочетаются два или три, редко больше типов пород. Мощность пачки 100—150 м.

Пачка переслаивания мраморов, парасланцев и амфиболитов. В отличие от подстилающей пачки здесь появляются кристаллические известняки и доломиты, тонко переслаивающиеся с кварцево-биотитовыми, биотито-амфиболовыми, гранато-биотито-амфиболовыми, ставролит-содержащими сланцами и частью разнозернистыми амфиболитами с узловатой текстурой. Мощность прослоев различного состава колеблется в пределах 5—20 см, но местами возрастает до 1—1,5 м. Характерной чертой этой пачки является ритмичная, чаще двучленная слоистость флишевого типа, в которой карбонатные породы переслаиваются с различными сланцами или амфиболитами. В низах этой пачки прослой карбонатных пород, как правило, находятся в резко подчиненном количестве, имеют небольшую мощность и нередко выклиниваются по простиранию. Вверх по разрезу мощность, а также число их увеличивается и верхи пачки характеризуются преобладанием карбонатных пород над сланцами и амфиболитами, слагающими здесь подчиненные по мощности прослой среди первых. Мощность пачки 150—200 м.

Пачка мраморов сложена кристаллическими доломитами, частью известняками. Это — массивные, большей частью среднезернистые породы различных оттенков серого цвета от белых до черных, местами розоватых и красных. Наряду с почти чистыми разновидностями мраморов имеются карбонатные породы, содержащие различные, иногда значительные, количества кварца, плагиоклаза, амфибола, биотита,

серицита, пирита и тонкораспыленного графита. Мощность пачки мраморов 50—100 м.

Пачка графитистых пород венчает разрез хирвинаволоксской свиты, согласно залегая на черных известняках пачки мраморов. Графитистые породы — матово-черные, в большинстве случаев массивные или слабо-рассланцованы, почти целиком состоят из черного непрозрачного графитового или серого глинисто — (?) — графитового вещества (табл. 5, ан. 3), на фоне которого выделяются мелкие зерна кварца и пирита. Максимальная видимая мощность пачки графитистых пород — 10 м (безымянный островок у о-ва Сосновый).

Литолого-петрографический облик хирвинаволоксской свиты, характеризующийся частым, нередко ритмичным чередованием кристаллических мраморов, амфиболитов, амфиболо-сланцевых и других сланцев, местами с гранатом, ставролитом и кианитом свидетельствуют о том, что они представляют собой толщу глубоко измененных (амфиболитовая фация) первично осадочных известково-маргелистых пород. Хирвинаволокская свита венчает разрез нижнепротерозойского осадочно-вулканического комплекса Кукаозерской подзоны. Она слагает ядра синклинальных складок, в крыльях которых выступают породы кукаозерской свиты. Соотношения указанных толщ наглядно наблюдаются и по простирацию этих мелких складчатых структур. Так, на м. Хирвинаволоке в мелких складках с шарнирами, погружающимися на запад под углами 25—35° в направлении на восток вдоль осевой плоскости, толща мраморов сменяется параамфиболитами, а затем последовательно подстилающими породами кварцитов и вулканической толщ. Хирвинаволокская свита в свою очередь несогласно перекрывается толщей полимиктовых конгломератов среднего протерозоя (Демидов, 1960; Кратц, 1963).

3. Интрузивные породы. Суперкрупные толщи протерозоя Кукаозерской подзоны прорваны интрузиями метаморфизованных основных и ультраосновных пород и гранитов.

Основные и ультраосновные породы слагают крутозалегающие различной мощности и протяженности, значительной частью, трещинные интрузивные тела, расположенные в виде прерывистого пояса вдоль всего кукаозерского прогиба от оз. Невгозера на западе до восточного берега Тикшозера на юго-востоке.

Ультраосновные интрузии залегают среди пород нижней вулканической толщ и по ее контактам с архейскими образованиями, или в пределах поля последних. В более крупных массивах (оз. Невгозеро, Ханкос) они представлены сильно серпентинизированными и амфиболитизированными дунитами (табл. 6, ан. 4, 5, 6, 7). Мелкие тела почти нацело сложены серпентинитами и актинолититами (южный берег Кукаозера, северный берег Тикшозера).

Интрузии основных пород заполняют продольные разломы, главным образом, в осевой части Кукаозерской подзоны и прорывают все нижнепротерозойские толщи за исключением полимиктовых конгломератов среднего протерозоя. Основные породы этих интрузий, большей частью, превращены в габбро-амфиболиты и амфиболиты (табл. 6, ан. 8, 9).

Среди кислых глубинных пород достоверно к протерозою здесь могут быть отнесены плагио-микроклиновые и микроклиновые граниты. Наибольшее развитие они имеют в поле архейских образований, ограничивающих с востока, юга и запада кукаозерскую полосу протерозойских метаморфизованных осадочно-вулканических пород. Среди гнейсов и гнейсо-гранитов архея они встречаются в виде многочисленных согласных с гнейсовидностью вмещающих пород жильных тел, не превышающих нескольких сот метров мощностью и немногих километров длиной. Протерозойские граниты обычно окружены ореолами генетически свя-

занных с ними мигматитов по архейскому гранито-гнейсовому субстрату.

Секущие и согласные жилы этих же гранитов и связанных с ними аплитов и пегматитов прорывают вулканическую толщу кукасозерской свиты и наиболее многочисленны в низах ее (северный берег Кукасозера). В контакте с более крупными гранитными телами, залегающими на контакте протерозойских сланцев с архейскими гранито-гнейсами, наблюдается мигматизация протерозойских пород центральной части южного берега Кукасозера, в целом очень ограниченно проявившаяся среди протерозойских толщ в отличие от архея.

В единичных случаях на северном берегу Кукасозера встречены отдельные маломощные (до 30 см) пластовые жилы микроклинового аплита и пегматита среди кварцитов. Непосредственные соотношения плагио-микроклиновых гранитов с породами хирвинаволоксской свиты не наблюдались. В 1934 г. Ю. С. Неуструев рассматривал различные амфиболиты данной свиты как скарны, возникшие под влиянием гранитов. Глубокое изменение пород хирвинаволоксской свиты, по-видимому, все же является результатом процессов регионального метаморфизма, захватившего весь протерозойский суперкрустальный комплекс, а также залегающие в нем основные интрузивные породы. Однако появление в отдельных случаях (оз. Кукасозеро) скарнированных известняков, несущих сульфидную, нередко заметную, минерализацию, вероятнее всего связано с воздействием более молодых гранитов.

Б. Ириногорская подзона. Все суперкрустальные образования, развитые в Ириногорской подзоне, по их геологическому положению и фациально-литологическим особенностям, подразделяются на две свиты: ириногорскую и более молодую — хирвинаволоксскую.

1. Ириногорская свита. Породы ириногорской свиты прослеживаются по всей длине Ириногорской подзоны, занимая большую часть площади от западного ее конца севернее оз. Кукасозера на юго-восток, где восточнее оз. Тикшозера они скрываются под мощный покров четвертичных отложений.

Петрографически в ириногорской свите различаются биотитовые, биотито-амфиболовые, гранато-биотито-амфиболовые, амфиболовые, ставролито-амфиболовые, гранато-ставролито-амфиболовые, гранато-ставролито-кианито-мусковитовые, кианито-биотитовые, кианито-ставролитовые и гранатовые двуслюдяные гнейсы, частью сланцы с подчиненными им полевошпатовыми кварцитами и кварцево-серицитовыми сланцами. Среди вышеперечисленных разновидностей преобладают биотитовые, гранато-биотитовые, биотито-амфиболовые и гранато-биотито-амфиболовые гнейсы. Как правило, отдельные разновидности только местами слагают самостоятельные площади, обычно же они тесно переслаиваются между собой прослоями мощностью от долей сантиметров до нескольких сотен метров (рис. 36), образуя характерные групповые сочетания ряда разновидностей. Такими группами являются:

1. Биотитовые, гранато-биотитовые, биотито-амфиболовые, гранато-биотито-амфиболовые, реже амфиболовые и гранато-амфиболовые гнейсы и подчиненные им сланцы.

2. Пятнистые темно-серые биотитовые и амфиболо-биотитовые гнейсы с редкими прослоями двуслюдяных и биотитовых сланцев.

3. Кианито-биотитовые, кианито-ставролитовые, ставролито-амфиболовые, гранато-ставролито-амфиболовые, гранато-ставролито-кианито-мусковитовые гнейсы и сланцы.

4. Кварциты, кварцево-серицитовые, мусковито-кварцевые и порфиробластические двуслюдяные гнейсы и сланцы.

Породы первой группы имеют преобладающее повсеместное развитие и слагают основную часть разреза описываемой свиты и являются

вмещающими образованиями для последующих трех групп пород. Слагающие эту породу мелкозернистые от светло- до темно-серого цвета тонкослойные гнейсы, характеризующиеся гранобластическими, реже лепидогранобластическими и порфиробластическими структурами, состоят главным образом из олигоклаз-андезина (Ап 31—38%), редко альбит-олигоклаза (Ап 10%), кварца, биотита, обыкновенной роговой обманки и граната. В небольшом количестве присутствуют микроклин, серицит, кальцит, эпидот, хлорит, магнетит, сфен и турмалин. С гнейсами данной группы то в виде тонкого чередования, то в виде прослоев в не-

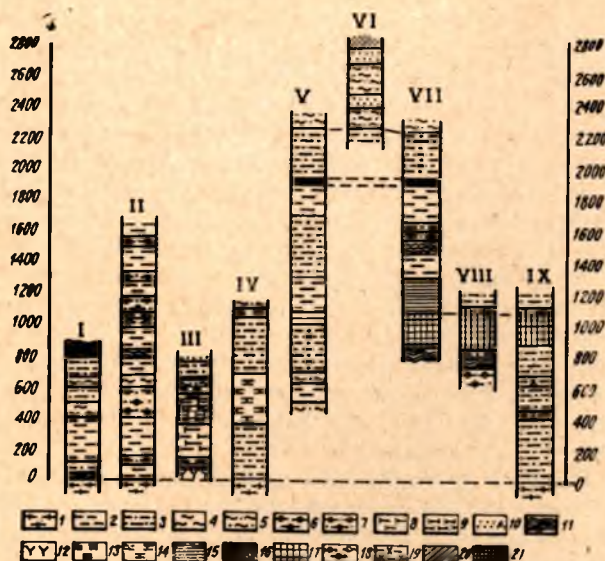


Рис. 36. Литолого-стратиграфические разрезы ириногорской свиты:

1 — гнейсы и гнейсо-граниты (архейские); 2 — биотитовый гнейс; 3 — гранато-биотитовый гнейс; 4 — биотито-амфиболовый гнейс; 5 — гранато-биотито-амфиболовый гнейс; 6 — амфиболовый гнейс; 7 — гранато-амфиболовый гнейс; 8 — пятнистый биотитовый гнейс; 9 — пятнистый биотито-амфиболовый гнейс; 10 — гранатосодержащий кварцево-серицитовый сланец, частью кварцит; 11 — переслаивание биотитовых, биотито-амфиболовых и амфиболовых сланцев; 12 — диориты; 13 — биотитовый сланец; 14 — биотито-амфиболовый сланец; 15 — переслаивание гранато-слоистых сланцев с биотитовыми гнейсами; 16 — амфиболит; 17 — кианит-ставролит-гранатовые породы; 18 — кианитсодержащие биотитовые гнейсы; 19 — гранато-амфиболовый сланец; 20 — породы хирвинаволокской свиты; 21 — породы кукасозерской свиты. I — район оз. Васкиярви (северный берег оз. Кукасозера); II — район между озерами Кукасозеро-Челозеро; III — район к западу от р. Винча (западное крыло Челозерской синклинали); IV — район оз. Каменное (восточное крыло Челозерской синклинали); V — район между реками Винча и Пудос (западное крыло Ириногорской синклинали); VI — разрез к юго-западу от горы Ирinya Варакка; VII — район оз. Колваозеро (восточное крыло Ириногорской синклинали); VIII — район горы Винчаваара (западная часть синклинали); IX — район горы Винчаваара (восточная часть синклинали структуры)

сколько десятков метров мощностью переслаиваются амфиболовые, биотито-амфиболовые и близкие к ним сланцы, типичные для вулканической толщи кукасозерской свиты соседней подзоны.

Группа пятнистых гнейсов с подчиненными двуслюдяными и другими сланцами и гнейсами имеет почти исключительное развитие западнее среднего течения р. Винча. Преобладающие в этой группе темно-серые гонкослоистые пятнистые гнейсы по минералогическому составу и структуре сходны с вышеописанными биотитовыми гнейсами, от которых они отличаются неравномерным распределением биотита в виде плоских тонких неправильных сгустков и обособлений, расположенных строго параллельно в серой тонкозернистой существенно кварцево-полевошпатовой основной массе породы. Положение этих гнейсов в разрезе свиты устанавли-

вается довольно ясно по разрезу к востоку от архейского гнейсогранитного окна (западнее Еловых порогов на р. Винче). Здесь, на архейских гнейсо-гранитах, залегают серые мелкозернистые слоистые биотитовые и биотито-амфиболовые гнейсы вышеописанной первой группы с редкими пропластками кварцитов, имеющие мощность не более 350—400 м. Далее на северо-восток они сменяются темно-серыми мелкозернистыми пятнистыми, биотитовыми, частью биотито-амфиболовыми гнейсами с подчиненными про-



слоями двуслюдяных, биотитовых и других сланцев и гнейсов. Мощность пятнистых гнейсов здесь достигает 600 м. Характер сочетания пятнистых гнейсов с другими породами в разрезе представлен на рис. 36—III. По простиранию на северо-запад и юго-восток пятнистые гнейсы постепенно переходят в биотитовые, биотито-амфиболовые и другие гнейсы первой группы. Таким образом пятнистые гнейсы в этом районе относятся к нижней части разреза ириногорской свиты, частью сменяя собою по простиранию гнейсы первой группы.

Группа кианитовых и кианит-ставролитовых пород развита главным образом к востоку от р. Пудос, где они слагают широкие полосы, проходящие в северо-западном направлении через гору Винчаваара. Восточная из этих полос прослеживается на север вдоль западного берега оз. Колваозера до оз. Иринозера. Западная полоса протягивается на северо-запад до юго-западного склона горы Иринья Варакка и, по-видимому, находит свое продолжение в кианито-ставролитогранатовых сланцах, отмеченных в 1934 г. Ю. С. Неуструевым на горе Елмолваара южнее горы Винчаваара. Породы этой группы по минералогическому составу относятся к гнейсам и частью к сланцам. Все они характеризуются лепидогранобластовой, гранолепидобластовой и гранобластовой структурами и довольно пестрым минералогическим составом, представленным плагиоклазом (олигоклаз — андезин —  $Ap\ 32-40\%$ ), кварцем, биотитом, кианитом, гранатом, ставролитом, мусковитом и реже магнетитом.

Кианито-ставролитовые гнейсы и частью сланцы горы Винчаваара, подстилаемые здесь породами первой группы, в районе оз. Колваозера в наиболее погруженной части структуры данной подзоны перекрыты толщей пород группы кварцитовидных гнейсов и кварцитами (рис. 36—VI). Мощность их достигает 200 м.

Группа кварцитов, кварцево-серицитовых, мусковито-кварцевых и порфиробластических двуслюдяных гнейсов и сланцев территориально в основном приурочена к району между реками Винча и Пудос и горы Иринья Варакка. Они обычно залегают среди пород вышеописанных трех групп в виде прослоев незначительной мощности (рис. 36—VI). Это — мелко- и среднезернистые, светло-серого, почти белого цвета, массивные или рассланцованные породы. Петрографически рассматриваемая группа очень близка к породам кварцитовой толщи кукасозерской свиты. Структура — гранобластическая и лепидогранобластическая нередко с крупными до 2—3 см в поперечнике порфиробластами альмандина. В их составе значительная роль принадлежит кварцу (50—90%). Из слюдястых минералов присутствуют мусковит и (или) серицит и редко в подчиненном количестве биотит. Полевой шпат в основном представлен плагиоклазом. Породы этой группы венчают собой разрез ириногорской свиты в районе горы Иринья Варакка, где они, залегая на биотитовых и гранато-биотитовых гнейсах, непосредственно подстилают параамфиболиты хирвинаволокской свиты. Мощность их здесь достигает 100 м. Кроме того, породы этой группы встречаются в виде отдельных прослоев и пачек среди гранато-биотитовых и гранато-биотито-амфиболовых гнейсов в районе горы Иринья Варакка, кианит-ставролитосодержащих гнейсах и сланцах у оз. Колваозера и горы Винчаваара и в толще пятнистых гнейсов западнее р. Винча. Суммарная мощность ириногорской свиты определяется в 2600—2800 м.

Повсеместно выраженное слоистое строение ириногорской свиты при наличии в ее составе кварцитовых пород, а также широком развитии высокоглиноземистых минералов: граната, кианита и ставролита, свидетельствует о возникновении гнейсов и сланцев этой свиты за счет глубокого метаморфизма (большей частью амфиболитовая фация) главным

образом песчано-глинистых отложений. Встречающиеся в низах свиты амфиболовые и слюдяно-амфиболовые сланцы идентичны метаморфизованным вулканическим породам протерозоя кукаозерской подзоны, вероятно, также представляя собой первично вулканогенные породы, переслаивающиеся с осадками. С наличием таких вулканических пород возможно связано и широкое развитие в низах ириногорской свиты разнообразных амфиболсодержащих гнейсов (осадочно-туфогенные отложения).

К северу от оз. Кукаозера в полосе озер Васкиярви-Нотозера, судя по близко расположенным обнажениям, гнейсы ириногорской свиты с пологим падением под углом 5—30° на юг налегают на среднезернистые, частью мигматизированные биотитовые гнейсы беломорской серии архея. На северо-востоке Ириногорской подзоны в районе нижнего течения р. Пудос и восточнее горы Винчаваара сложноскладчатые с изменчивым простиранием структуры сильно мигматизированных беломорских гранато-биотитовых гнейсов с включенными в них телами друзитов и амфиболитов под большим углом приходят в соприкосновение с секущими их северо-западного простирания линейными складками немигматизированных тонкослоистых биотитовых и амфиболовых гнейсов ириногорской свиты. Такие структурные соотношения свидетельствуют о резком угловом несогласии между указанными комплексами. Не исключено, что здесь, как на это ранее в 1934 г. указывал Ю. С. Неуструев, имеет место тектонический контакт, по которому архейские образования были подняты относительно ириногорских гнейсов. Но и при наличии такого сброса вряд ли им можно объяснить столь резкое несоответствие структур обоих указанных гнейсовых комплексов. На юго-западном краю р. Винчи гнейсы ириногорской свиты налегают на архейские гнейсо-граниты, выступающие в антиклинальном поднятии, разделяющем Ириногорский и Кукаозерский прогибы. На горе Иринья Варакка гнейсы ириногорской свиты согласно перекрываются породами хирвинаволоксской свиты.

2. Хирвинаволокская свита. Образования, аналогичные породам хирвинаволоксской свиты Кукаозерской подзоны, развиты и в Ириногорской подзоне, где они занимают большую площадь на горе Иринья Варакка (рис. 33). Небольшие выходы тех же пород встречаются юго-западнее горы Иринья Варакка между реками Винча и Пудос и на горе Винчаваара. Здесь распространены почти исключительно разные по составу амфиболиты: кварцевые, андезиновые и битовнитовые, гранатовые и мономинеральные, местами содержащие кианит и ставролит и являющиеся то массивными, нередко с узловатой текстурой, то сланцеватыми. Резко подчиненную роль играют биотитовые и биотито-амфиболовые сланцы, тогда как доломиты встречены в единичных случаях. Все породы петрографически сходны с отмеченными выше породами хирвинаволоксской свиты оз. Кукаозера.

На горе Иринья Варакка, где рассматриваемые породы более полно развиты в нижней части разреза свиты на западном и южном склонах горы, наблюдается переслаивание амфиболитов с кварцитами и серицито-кварцевыми сланцами. Выше залегают господствующие в этом районе в составе свиты петрографически разные амфиболиты, перемежающиеся между собой, а также с подчиненными им маломощными прослоями биотитовых и биотито-амфиболовых сланцев. Сохранившийся здесь разрез свиты заканчивается тонко переслаивающимися между собой доломитами и гранатовыми, нередко с узловатой текстурой, амфиболитами.

Менее полный разрез хирвинаволоксской свиты как и более ограниченное ее распространение в Ириногорской подзоне по сравнению

с Кукаозерской подзоной, вероятно, объясняется в основном более глубокой ее эрозией. В непосредственном контакте между ириногорской и хирвинаволоцкой свитами на западном склоне горы Иринья Варакка наблюдается как мелкозернистые слоистые гранато-биотитовые гнейсы или кварциты согласно и постепенно через маломощную зону переходными амфиболо-биотитовых сланцев сменяются вышележащими среднезернистыми гранатовыми амфиболитами. В северной части западного склона той же горы между биотитовыми и гранато-биотитовыми гнейсами и перекрывающими их амфиболитами залегает прослой кварцита мощностью 5 м. Более молодые, чем отмеченные выше породы хирвинаволоцкой свиты, докембрийские покровные образования в этом районе не встречены.

3. Интрузивные породы. Глубинные породы, прорывающие суперкрупные комплексы Ириногорской подзоны, представлены метаморфизованными основными породами (ортоамфиболиты), кварцево-биотитовыми гнейсо-диоритами и плагиомиоклиновыми гранитами. Ультраосновные интрузии здесь не встречены, если не считать массив сильно амфиболитизированный и серпентинизированных оливинитов на южном мысе залива Винчагубы на северо-восточном берегу Тикшозера, залегающий среди архейских гнейсо-гранитов, который вероятнее всего относится к амфиболито-серпентинитовому поясу оз. Кукаозера (см. выше).

Крутозалегающие дайковые тела ортоамфиболитов субмеридионального простирания секут ириногорские гнейсо-сланцеватые толщи и параамфиболиты хирвинаволоцкой свиты на горах Винчаваара и Иринья Варакка. Небольшая интрузия мелко- и среднезернистых светло-серых гнейсовидных и массивных кварцево-биотитовых диоритов прорывает гнейсы в низах ириногорской свиты западнее среднего течения р. Винча близ контакта последней с расположенными западнее архейскими гнейсо-гранитами. В интрузии заключены крупные пластообразные ксенолиты вмещающих гнейсов, в контакте с которыми появляется узкая зона темно-серых мелкозернистых диоритов.

Плагиомиоклиновые граниты, относимые к протерозою, здесь как и в Кукаозерской подзоне, в основном встречаются в поле архейских гнейсо-гранитов, окружающих полосу протерозойских осадочно-метаморфических пород или выступающих среди них в виде эрозионных окон (западнее р. Винча, западнее горы Иринья Варакка в районе горы Колваваара, у оз. Сиговое и др.). Эти граниты, обычно не образующие сколько-нибудь крупные тела, окружены полями мигматитов. С ними генетически связаны отдельные гранитные и пегматитовые трещинные тела, прорывающие гнейсо-сланцевые толщи. Наиболее крупным из последних является крутопадающая межформационная трещинная интрузия среднезернистого серого и розовато-серого массивного или слегка гнейсовидного плагиомиоклинового гранита, которая залегает на контакте ириногорских гнейсов с архейскими гнейсами и мигматитами восточнее горы Иринья Варакка на южном берегу Нотозера. В контакте этой интрузии с гнейсами ириногорской свиты в последних в сравнительно узкой (не более 20 м) приконтактной полосе наблюдается серия маломощных кварцево-полевошпатовых жил, следующих параллельно краю интрузии. Здесь также породы хирвинаволоцкой свиты достоверно не прорваны гранитами, которые, как и в Кукаозерской подзоне, по-видимому, залегают только в глубинных зонах Ириногорского прогиба. Аналогично также и то, что метаморфические комплексы протерозоя, в отличие от архейского основания, практически не подвергаются процессам мигматизации.

В. Корреляция и возраст суперкрупных комплексов Кукаозерско-Тикшезерской зоны карелид. Существенное различие в фашиально-литологическом составе суперкрупных комплексов Кукаозерской и Ириногорской подзон служило и служит основанием для некоторых исследователей считать их разновозрастными. Так, Ю. С. Неуструев (1937), считая осадочно-вулканический комплекс Кукаозера ятулийским, рассматривал гнейсо-сланцевые толщи района горы Иринья Варакка как более молодые — калевийские образования. Он находил здесь известную аналогию с карелидами восточной Финляндии, где в соответствии с представлениями Х. Вяйринена (H. Väyrynen, 1933) калевийские сланцы и гнейсы являются более молодыми, чем ятулийская кварцитовая серия. В. А. Перевозчикова (1957), наоборот, высказывает мнение о более низком стратиграфическом положении гнейсов и сланцев горы Иринья Варакка относительно протерозойского комплекса Кукаозера и не исключает для них докарельский — верхнеархейский возраст и сопоставляет их, с одной стороны, с гнейсами кольской серии архея Кольского полуострова, а с другой стороны, с железорудной толщей западной Карелии. Однако ни одно из указанных представлений не находит подтверждения в имеющихся наших геологических данных, которые приводят к выводу об их разновозрастности.

1. В Кукаозерской и Ириногорской подзонах ложем для обоих комплексов является глубоко размытое кристаллическое основание, сложенное архейскими гнейсо-гранитами, гнейсами и мигматитами по ним.

2. Разрез каждого из этих комплексов завершается карбонато-параамфиболитовой толщей (хирвинаволокская свита), имеющей характерный состав и строение, указывающие на одинаковые условия и образования в обеих подзонах. При этом, в той и другой подзонах эта толща согласно перекрывает подстилающие ее породы рассматриваемых разрезов и является верхним членом нижнепротерозойского комплекса.

3. Оба комплекса, за исключением полимиктовых конгломератов в Кукаозерской подзоне, прорываются сходными магматическими породами ультраосновного, основного и кислого состава, которые к тому же обнаруживают аналогичные отношения к отдельным членам этих комплексов, т. е. основные интрузии секут весь разрез этих комплексов, а гранитоиды встречаются почти исключительно в глубоких сечениях, захватывающих их низы.

4. Кукаозерская и ириногорская свиты, несмотря на существенные различия в литологическом характере, обнаруживают некоторые сходные черты, определяющие их взаимоотношения. Как в кукаозерской, так и в ириногорской свитах к верхам их разрезов приурочены кварциты. Эти кварциты в виде различной мощности венчают разрезы рассматриваемых свит, на которых непосредственно согласно залегают параамфиболиты хирвинаволоксской свиты как в Кукаозерской, так и в Ириногорской подзонах. Возможно, эквивалентом кукаозерских кварцитов (мергелистые полевошпатовые песчаники) являются также массивные кварцитовидные гнейсы (глинисто-аркозовые песчаники), слагающие мощную толщу в верхней части ириногорской свиты. К верхам последней и приурочены кварциты.

Для нижних же частей разрезов указанных свит наблюдается прямая пространственная связь, выраженная в том, что в зоне стыка этих свит среди пород вулканической толщи кукаозерской свиты появляются слоистые биотитовые и другие гнейсы, а среди гнейсов ириногорской свиты наблюдаются многочисленные линзы, прослои и пачки амфиболовых, биотито-амфиболовых и других сланцев, которые петрографически соответствуют аналогичным породам вулканической толщи. Эти сланцы

как по простиранию, а иногда и вкрест простирания, сменяются амфиболовыми, биотито-амфиболовыми и другими гнейсами (рис. 33). Таким образом, суперкрустальный комплекс Ириногорской подзоны носит черты, определяющиеся типами пород и положением их в разрезе, которые типичны для суперкрустального комплекса Кукасозерской подзоны. Эти особенности наглядно видны на проведенном через обе подзоны геологическом профиле (рис. 37), показывающем взаимные постепенные смены одних пород другими при сохранении отдельных выдержанных пачек и толщ при переходе из одной подзоны в другую. Следует отметить, что данные, свидетельствующие, по мнению некоторых исследователей, о налегании вулканигов Кукасозера на ириногорские гнейсы, на самом деле объясняются сменой этих двух толщ по горизонтали путем взаимного преслаивания типичных для каждой из них пород. Совокупность

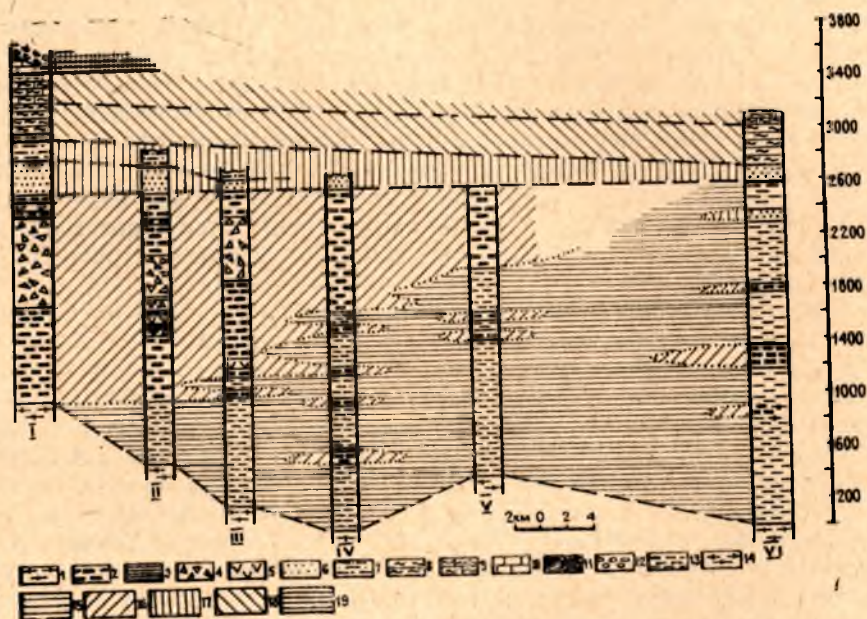


Рис. 37. Схема фациального профиля через протерозойские образования оз. Кукасозера-Тиксозера.

1 — архейские гнейсы и гнейсо-граниты. Протерозой: 2 — амфиболовые биотито-амфиболовые сланцы; 3 — биотитовые сланцы; 4 — туфобрекция; 5 — метамандельштейны; 6 — кварциты и кварцево-серпичитовые сланцы; 7 — слюистые кварциты и биотито-кварцевые сланцы; 8 — параамфиболиты; 9 — ритмично-переслаивающиеся карбонатные породы, параамфиболиты и парасланцы; 10 — карбонатные породы; 11 — графитистые породы; 12 — полимиктовые конгломераты; 13 — биотитовые, биотито-амфиболовые и другие гнейсы, частью сланцы; 14 — кианит-ставролитсодержащие гнейсы и сланцы; 15 — морская песчано-глинистая (глинисто-песчаная) фация; 16 — вулканическая фация; 17 — морская песчаная фация; 18 — карбонатно-мергелистая фация; 19 — конгломератовая (молассовая) фация. I — центральная часть Кукасозерской подзоны; II — участок Кукасозера — оз. Васкиярви; III — участок зал. Хетиниолакша; IV — к северу от восточного конца оз. Кукасозера; V — восточный конец оз. Кукасозера (гранитное «окно»); VI — центральная часть Ириногорской подзоны.

приведенных геологических данных свидетельствует об одновозрастности рассматриваемых комплексов.

Вопрос о положении этих комплексов в стратиграфической шкале докембрия нами решается следующим образом. Почти все исследователи (Нумерова, 1936; Неуструев, 1937; Богданов и Воинов, 1962; Харитонов, 1966 и др.) сопоставляют суперкрустальные толщи Кукасозерской под-

зоны с карельскими образованиями района Панаярви-Куолаярви, с которыми они составляют единую складчато-синклинальную зону. Кроме того, эти же толщи обычно сравниваются со сходными образованиями других районов Карелии, для которых большинством исследователей теперь признан нижнепротерозойский возраст (Кратц, 1955; Кратц и Нумерова, 1957; Демидов, 1960 и др.). Нельзя не отметить и цифры абсолютного возраста: 1790 млн. лет для биотитового сланца вулканической толщи Кукаозера и 1740 млн. лет для мусковитового сланца ириногорской свиты, которые близки к величинам абсолютного возраста комплексов нижнего протерозоя других районов Карелии (Полканов и Герлинг, 1958; Кратц, 1960).

Положение же толщи полимиктовых конгломератов, залегающей с угловым несогласием на нижнепротерозойском комплексе Кукаозера, аналогично положению сариолийских конгломератов в центральной и южной Карелии.

II. Тектоника. Рассматриваемая зона карелид структурно выделяется в Кукаозерско-Тикшезерский синклиниорий. Этот синклиниорий протягивается дугой, обращенной выпуклостью к северо-востоку от западного конца оз. Кукаозера (оз. Невгозеро) до восточного берега Тикшезера, где он выполнен протерозойским метаморфическим комплексом. По-видимому, продолжением на юго-восток этого синклинория является участок горы Хизовары в районе оз. Верхнее Керетское, который Ю. С. Неуструев и Н. А. Волотовская еще ранее рассматривали в единой складчатой зоне с гнейсами и сланцами горы Ирinya Варакка.

В пределах описываемой здесь территории Кукаозерско-Тикшезерский синклиниорий граничит с севера и северо-востока с Беломорским блоком архея, а с юга и юго-запада — с полем архейских гнейсо-гранитов и частью гнейсов, прорванных мигматизирующими их микроклиновыми гранитами нижнего протерозоя северного крыла Северо-Карельского антиклинория. К западу и юго-востоку в направлении общего воздымания осей складчатых структур синклинория встречаются крупные Соколовский и Тикшезерский массивы нижнепротерозойских гранитоидов.

Главными структурными элементами Кукаозерско-Тикшезерского синклинория являются две сложные по строению синклинали: Кукаозерская и Ириногорская и разделяющая их центральная Кужиярвинская антиклиналь. Кужиярвинская антиклиналь, делящая синклинорий на две неравные части, следует общему дугообразно меняющемуся направлению простираения данной зоны карелид. В пределах этой антиклинали в западном конце (оз. Ханкос — оз. Кужиярви) и в юго-восточной ее части (к западу от р. Винчи, северо-восточный берег Тикшезера) в виде вытянутых по общему простираению полей выступают архейские гнейсо-граниты, частью гнейсы и амфиболиты, прорванные и мигматизированные протерозойскими микроклиновыми гранитами. Кристаллизационная сланцеватость в архейских породах имеет крутые и средние углы падения на север (и северо-восток) и юг (и юго-восток). В средней, наиболее погруженной части ее, севернее восточной половины оз. Кукаозера архейское основание перекрыто сравнительно полого залегающими на нем (с углами падения в 10—20°, преимущественно на юг) отложениями низов нижекарельского комплекса — породами вулканической толщи и гнейсами ириногорской свиты.

На значительном своем протяжении Кужиярвинская антиклиналь граничит с соседними синклинальными прогибами серией круто стоящих продольных разломов. Местами к последним приурочены интрузивные тела метаморфизованных основных пород и частью кварцевых диоритов. По-видимому, такие продольные разломы имеют место и внутри кужияр-

винской структуры, как, например, опущенная зона среди архейского поля, вдоль широтной ветви оз. Ханкос с сохранившимися в ней протерозойскими отложениями. Кроме того, наблюдаются также круто залегающие разломы северо-северо-западного направления, разбивающие это антиклинальное поднятие на отдельные блоки-глыбы. Особенно хорошо они документируются в западной части Кужиярвинской антиклинали. Здесь сбросами, следующими вдоль оз. Кужиярви и восточнее параллельно ему, образован ряд глыб. Каждая из этих глыб относительно друг друга с запада на восток опущена. Благодаря этим ступенчатым сбросам к одному гипсометрическому уровню с запада на восток выведены последовательно архейские, нижнепротерозойские и среднепротерозойские образования. По-видимому, к разлому же субмеридионального направления приурочена интрузия метаоливинитов оз. Ханкос.

Кукаозерская синклинали, расположенная между Кужиярвинской антиклиналью с севера и Северо-Карельским антиклинорием с юга, представляет собой узкий прогиб шириной до 4—6 км прослеживающейся на всем протяжении Кукаозерско-Тикшезерского синклинория на расстоянии более 70 км. Исключительно преобладающее развитие в ее строении имеют вулканические и осадочные толщи кукаозерской свиты. В осевой части синклинали в пределах оз. Кукаозера сохранились карбонатно-параамфиболитовые толщи хирвинаволоксской свиты и среднепротерозойские полимиктовые конгломераты.

Протерозойские отложения сильно дислоцированы и, большей частью, смяты в сжатые, нередко изоклинальные складки с падением крыльев под углами 35—70 местами 80°, лишь редко наблюдается пологое залегание. Отчетливо выделяются складки шириной 0,5—1 км и менее, ядра которых выполнены породами кварцевой толщи, а также мраморами и параамфиболитами хирвинаволоксской свиты. В последних наблюдается еще и интенсивная мелкая складчатость вплоть до плейчатости. Складки, как правило, опрокинуты на юг с крутым падением осевых плоскостей на север. Только в северном крыле средней части синклинали наблюдается опрокидывание складок также на север в сторону наиболее погруженной части Кужиярвинской антиклинали.

Характерным для осевой части Кукаозерской синклинали является выдержанное погружение осей мелких складок и линейных элементов на запад под углом 20—35°. Это, по-видимому, указывает на общее погружение складчатых структур Кукаозерской синклинали на запад, которое, однако, нарушается многочисленными дизъюнктивными нарушениями, усложняющими строение данной зоны. Продольные крутые разломы, следующие субпараллельно Кукаозерскому синклинальному прогибу, расчленяют его на узкие заходящие тектонические клинья, претерпевшие вертикальные смещения различной амплитуды. На значительном своем протяжении рассматриваемый прогиб ограничен краевыми сбросами, по которым он опущен относительно высоко поднятого гнейсогранитного обрамления. По южному краю последние, как это еще ранее отмечал Ю. С. Неуструев (1937), превращены в гнейсы-тектониты, свидетельствующие о наличии здесь мощных зон дробления, связанных с карельским тектогенезом.

Кроме того, имеет место серия разломов северо-северо-западного простирания, пересекающие Кукаозерскую синклинали и смежные области архея. Примечательно, что эти поперечные разломы в целом следуют параллельно юго-восточной части Кукаозерской синклинали (Кукаозерско-Тикшезерского синклинория), где развиты такого же направления осевые и краевые сбросы, с которыми они, по всей вероятности, связаны общими причинами и периодом интенсивных тектонических движений. С этими расколами связаны узкие крутые синклинали-

ные складки, которые от южного крыла Кукасозерской синклинали отходят на юго-восток, глубоко вдаваясь в краевую часть гнейсо-гранитного массива соседнего антиклинального поднятия.

По продольным разломам на всем протяжении Кукасозерского прогиба следуют трещинные интрузии метаморфизованных основных и ультраосновных пород, что свидетельствует о раннем заложении первых. Однако движения по ним длились (вернее повторялись) и позднее, уже захватив интрузивные тела габбро-амфиболитов, ограниченные по краям зонами интенсивной милонитизации (п-о Хирвинаволок и т. д.). Наиболее молодые движения по ним, по-видимому, происходили в кайнозойское время и определили современный, резко расчлененный рельеф данного района.

Мощная зона разломов оз. Кукасозера с приуроченными к ней интрузивными телами следует от восточного берега Тикшозера вдоль южной полосы Кукасозерско-Тикшезерского синклинория далеко на запад в направлении ультраосновных комплексов Каменных озер и горы Ортсана, расположенных севернее оз. Панаярви. Вместе с расположенной несколько южнее зоной габбро-перидотитовых интрузий Кивакка — Ципринга — Кундозера она образует мощный габбро-перидотитовый пояс северной Карелии.

Ириногорская синклинали, следуя параллельно Кукасозерской синклинали, расположена между Кужиярвинской антиклиналью с юго-запада и Беломорским блоком архея с северо-востока. Достигая ширины в 8—10 км, она прослеживается на всем протяжении Кукасозерско-Тикшезерского синклинория. На западе она замыкается в пределах протерозойских отложений севернее оз. Кужиярви, а на юго-востоке — восточнее оз. Тикшозера, где она скрывается под сплошной чехол четвертичных отложений, окончание ее неизвестно. Свидетельством продолжения ее далее на юго-восток, как полагают некоторые исследователи, вероятно, следует считать участок горы Хизоваара, где развит комплекс высокоглиноземистых гнейсов и амфиболитов. В ее строении принимают участие почти исключительно осадочно-метаморфические толщи ириногорской и хирвинаволоцкой свит. Лишь в области западного ее окончания, а также на стыке ее с Кужиярвинской антиклиналью, в ней встречаются породы кукасозерской свиты.

Общее синклинальное строение Ириногорской зоны осложняется рядом антиклинальных поднятий и куполовидных структур с обнажающимися в них архейскими породами, мигматизированными протерозойским гранитом, разделяющих ее на несколько крупных синклинальных складок, выполненных протерозойскими отложениями. В гнейсо-гранитных глыбах архейские образования имеют кристаллизационную сланцеватость общего северо-западного простирания с падением под средними и крутыми углами на северо-восток и юго-запад. В краевых частях глубоких поднятий кристаллизационная сланцеватость в основном следует согласно контакту с протерозойскими отложениями, оконтуривая их, и залегает параллельно обрамляющим эти поднятия складкам протерозоя. Наиболее крупная из упомянутых складок является Челозерская синклинали, примыкающая к Кужиярвинской антиклинали. На севере и северо-востоке она граничит с полем архея Беломорского блока, за исключением района горы Иринья Варакка, где от нее ответвляется Нотозерская синклинали. В западной (оз. Визаттонурьярви) и центральной (оз. Васкиярви) частях преобладают углы падения в 10—40°, которые вкрест простирания толщи иногда меняют свое преимущественное южное падение на северное. Эти данные позволяют предполагать существование здесь пологих прямых складок, что обусловлено, вероятно, близостью жесткого архейского основания.



В средней ее части (озера Челозеро, Каменное) породы в основном падают на северо-восток под углами  $20-50^\circ$ . Такое же падение ее северо-восточного крыла на северо-восток под мигматизированные гнейсо-граниты южного берега Нотозера указывает на опрокинутый на юг характер этой синклинали и надвинутое на нее с северо-востока положение соседней гнейсо-гранитной глыбы. Юго-восточнее, в районе горы Винчаваара, она имеет симметричное строение, усложненное рядом более мелких прямых складок с крутым (до  $70-90^\circ$ ) падением крыльев. Здесь в наиболее погруженной части Челозерской синклинали появляются и наиболее высокие члены ириногорской свиты: кианито-ставролитовые и кварцитовидные гнейсы и частью сланцы.

Расположенным на южном берегу западной части Нотозера гнейсо-гранитным массивом от Челозерской синклинали отделяется Нотозерская синклираль, соединяющаяся с последней в области между реками Винча и Пудос. Нотозерская синклираль, следующая в субмеридиональном направлении, проходит через гору Иринья Варакка на северный берег Нотозера. С востока она ограничена полем беломорского архея. Эта синклираль сложена гнейсами и сланцами ириногорской свиты, которые в наиболее широкой части ее в ядре перекрывают вышележащими отложениями хирвиноволокской свиты. С юга по направлению к горе Иринья Варакка шарнир синклинали погружается на север под углом примерно  $30^\circ$ , а севернее у оз. Нотозера снова воздымается. В районе горы Иринья Варакка Нотозерская синклираль несколько опрокинута на запад с почти моноклиальным падением крыльев на восток под углами  $50-70^\circ$ . Таким образом, как и расположенная непосредственно западнее Нотозерской синклинали гнейсо-гранитная глыба надвинута на северо-восточное крыло Челозерской синклинали, так и здесь архейские образования с востока круто взброшены на Нотозерскую синклираль.

Более мелкие синклиальные складки наблюдаются между гнейсо-гранитным куполом горы Колваваара и расположенным с востока краем Беломорского блока в районе Ивангоры, в виде реликта на гнейсо-гранитах горы Колваваара и в других местах. Синклиальные складки, с востока окружающие гнейсо-гранитный купол горы Колваваара и с изменчивым простиранием следующие на север и северо-запад, залегают дискордантно по отношению к сложным преимущественно северо-восточного простирания структурам архея соседнего Беломорского блока. Не исключено, как указывалось выше, что здесь имеет место тектонический контакт, по которому архей приподнят относительно складчатого комплекса протерозоя. Северо-восточнее горы Иринья Варакка в этой контактовой зоне залегают интрузия протерозойских микроклиновых гранитов.

Кроме краевых разрывных нарушений, отмеченных выше, древние продольные разломы намечаются и внутри Ириногорской синклинали, где к ним приурочены дайковые тела ортоамфиболитов. На границе нотозерской синклиальной складки с гнейсо-гранитами купола горы Колваваара в последних проходит мощная меридионального направления зона очковых гнейсов-бластомилонитов по мигматизированным гнейсо-гранитам, в которых обломки жильной кварцево-полевошпатовой породы, заключенные в сланцеватый слюдисто-полевошпатово-кварцевый цемент, образуют округлого сечения вытянутые стержневидные тела, погружающиеся на север под углом  $30^\circ$ , как и шарнир нотозерской синклиальной складки.

Крупный широтного простирания сброс следует вдоль оз. Челозера и пересекает челозерскую синклиальную структуру. Наличие разрывных нарушений субширотного и субмеридионального направлений можно

предполагать по геоморфологическим признакам и в других местах (гор Винчаваара, Колваара, оз. Иринозеро и др.). Интенсивно осланцованные в меридиональном направлении микроклиновые граниты наблюдаются восточнее оз. Тикшозера на северном берегу оз. Сиговое.

### Выводы

1. В Кукасозерско-Тикшезерской зоне карелид имеют место две подзоны (или прогиба): Кукасозерская и Ириногорская, каждая из которых характеризуется различными по составу и генезису геосинклинальными образованиями протерозойского возраста.

2. Суперкрустальные образования Кукасозерской подзоны по их геологическому положению и фациально-литологическим особенностям делятся на две, относимые к нижнему протерозою, свиты: нижнюю — кукасозерскую и верхнюю — хирвинаволоцкую, и более молодую толщу полимиктовых конгломератов среднепротерозойского возраста:

а) кукасозерская свита по составу слагающих ее пород разделяется на две толщи: нижнюю, преимущественно вулканическую толщу, состоящую в нижней части в основном из различной степени метаморфизованных основных эффузивов, а в верхах — из измененных диабазовых туфов с подчиненными им другими осадочными породами, и верхнюю толщу полевошпатовых (аркозовых) и биотито-эпидотовых (мергелистых) кварцитов;

б) хирвинаволоцкая свита, подразделенная на пять пачек, представляет собой ритмично-слоистую толщу, в низах состоящую из параамфиболитов и гранато-амфиболовых и других сланцев, которые вверх по разрезу сначала переслаиваются с мраморизованными доломитами и известняками, а выше полностью ими замещаются;\*

в) полимиктовые конгломераты, не сортированные, состоящие из галек подстилающих пород, залегают на разновозрастных более древних образованиях трансгрессивно.

3. Суперкрустальные породы Ириногорской подзоны стратиграфически расчленяются на две свиты: ириногорскую, сложенную в основном биотитовыми, биотито-амфиболовыми, ставролито-биотитовыми, кианитовыми и другими гнейсами, частью сланцами с подчиненными им кварцитами, и более молодую, хирвинаволоцкую, по составу и строению аналогичную таковой в Кукасозерской подзоне.

4. Суперкрустальные толщи нижнего протерозоя Кукасозерско-Тикшезерского района прорваны интрузиями метаморфизованных основных и ультраосновных пород, кварцевых диоритов, плагио-микроклиновых гранитов и связанных с ними пегматитов:

а) основные и ультраосновные породы слагают крутозалегающие различной мощности и протяженности трещинные интрузивные тела, расположенные в виде прерывистого пояса от оз. Невгозера на западе до восточного берега Тикшозера на юго-востоке. Ультраосновные интрузии залегают среди пород нижней вулканической толщи и по ее контактам с архейскими образованиями, или в пределах поля последних. Интрузии основных пород заполняют продольные разломы, главным образом, в осевых частях Кукасозерской и Ириногорской подзон и прорывают все нижнепротерозойские толщи;

---

\* Исследования 1972—1973 гг. показали, что кварцитовая толща кукасозерской свиты и отложения хирвинаволоцкой свиты сопоставимы с образованиями ятулия (среднего протерозоя) других районов Карелии, отличаясь от них большей степенью метаморфизма. *Прим. ред.*

б) кварцевые диориты образуют небольшие межформационные тела по контактам протерозойского суперкрупного комплекса с выступающими в антиклинальных поднятиях архейскими гнейсо-гранитами;

в) наиболее крупные площади развития гранитов и их мигматитов расположены среди поля архея на непосредственном продолжении Кукаозерско-Тикшезерской зоны: на западе — соколозерский, а на юго-востоке — тикшезерский гранит. Секущие и согласные жилы этих гранитов и связанных с ними аплитов и пегматитов прорывают породы кукаозерской и ириногорской свит, тогда как непосредственных соотношений их с породами хирвинаволоксской свиты не установлено.

5. В тектоническом отношении рассматриваемый район выделен в Кукаозерско-Тикшезерский синклиний. Главными структурными элементами его являются две сложные по строению синклинали — Кукаозерская и Ириногорская и разделяющая их центральная Кужиярвинская антиклиналь:

а) в строении Кукаозерской синклинали участвуют нижнепротерозойские сильно метаморфизованные вулканические и осадочные толщи кукаозерской свиты, которые в осевой части этой синклинали в пределах оз. Кукаозера сменяются карбонато-параамфиболитовой толщей хирвинаволоксской свиты. Нижнепротерозойские образования сильно дислоцированы и большей частью смяты в сжатые, нередко изоклинальные складки, опрокинутые то на юг, то на север, с крутым падением осевых плоскостей.

Для осевой части Кукаозерской синклинали характерно выдержанное погружение осей мелких складок и линейных элементов на запад под углами  $20-35^\circ$ , что указывает на общее погружение складчатых структур Кукаозерской синклинали на запад;

б) Ириногорская синклиналь осложнена рядом антиклинальных, частью куполовидных поднятий с обнажающимися в них архейскими образованиями, которые разделяют ее на несколько крупных синклинальных складок, выполненных отложениями ириногорской и хирвинаволоксской свит. Наиболее крупная из них Челозерская и Нотозерская.

Челозерская синклиналь сложена исключительно гнейсами и сланцами ириногорской свиты, в западной части которой преимущественное южное падение ( $10-40^\circ$ ) меняется местами на пологое северное, указывающее на существование здесь пологих складок, обусловленных близостью архейского жесткого основания. В средней же части (оз. Челозеро) Челозерская синклиналь опрокинута на юго-запад, а в юго-восточной ее части (горы Винчаваара) она имеет симметричное строение с крутым падением крыльев.

Нотозерская синклиналь сложена гнейсами и сланцами ириногорской свиты, которые в наиболее широкой части ее, в ядре, согласно перекрыты вышележащими отложениями хирвинаволоксской свиты. По направлению к горе Иринья Варакка шарнир синклинали погружается на север под углом примерно  $30^\circ$ , а севернее, у оз. Нотозеро, снова воздымается. В районе горы Иринья Варакка Нотозерская синклиналь несколько опрокинута на запад с почти моноклинальным падением крыльев на восток под углами  $60-70^\circ$ ;

в) в пределах Кужиярвинской антиклинали в ее западном конце (оз. Ханкос — оз. Кужиярви) и в юго-восточной части (к западу от р. Винчи и на северо-восточном берегу Тикшозера) в виде вытянутых по общему простираанию полей, выступают архейские образования, прорванные плагиомикроклиновыми гранитами. В средней, наиболее погруженной ее части, архейское основание перекрыто сравнительно полого залегающими ( $10-40^\circ$  на СВ или ЮЗ) породами низов вулканической толщи кукаозерской свиты и гнейсами ириногорской свиты;

г) серия крутых продольных и поперечных разломов осложняет складчатые структуры Кукасозерско-Тикшезерского синклинория. Наиболее интенсивно разрывные дислокации проявились в Кукасозерской синклинали, которая частыми субпараллельными сбросами расчленена на сложную систему узких заходящих клиньев и глыб. К этой сбросовой зоне приурочена большая часть интрузивных тел основных и ультраосновных пород. Движения по разломам повторялись и позднее, захватив магматические тела, ранее внедрившиеся по ним.

6. Как показывают взаимные пространственные переходы между кукасозерской и ириногорской свитами, а также соотношения их с другими, как более древними, так и более молодыми осадочно-метаморфическими и интрузивными комплексами, осадочно-вулканический комплекс кукасозерской свиты и гнейсовый (песчано-глинистый) комплекс ириногорской свиты при переходе из одной структурно-фациальной зоны в другую сменяют друг друга по горизонтали и в целом являются разновозрастными.

## О СТРАТИГРАФИИ И МАГМАТИЗМЕ СЕВЕРО-КАРЕЛЬСКОЙ ЗОНЫ КАРЕЛИД

Вопросы геологического строения и истории развития Северо-Карельской зоны карелид дискутируются многие годы. Разносторонние материалы многолетних геолого-съемочных и тематических работ обобщены в крупных работах: XXXVII томе геологии СССР (Кратц, 1960; Нумерова, 1960; Вологовская, 1960), в монографиях К. О. Кратца (1963) и Л. Я. Харитоновой (1966). Рассмотрению центральных дискуссионных вопросов стратиграфии, тектоники и магматизма посвящены отдельные публикации последних лет (Богданов, Воинов, 1966; Григорьева, 1967; Демидов, 1966; Лавров, 1968, 1970; Богачев, Лавров, 1971; Шуркин, 1960, 1968; Московченко, 1969). Несмотря на большой объем проведенных здесь геологических исследований, существует целый ряд спорных проблемных вопросов, решение которых необходимо для правильного понимания геологического строения и истории развития рассматриваемой зоны. Среди них первостепенная роль принадлежит вопросу о характере магматизма, времени и последовательности его проявления. Слабо изученными являются вопросы ультраметаморфизма. Существуют разногласия относительно возрастного расчленения осадочно-вулканогенных толщ. Проблемным остается характер сочленения карелид и беломорид. Проведенное изучение интрузивного магматизма и ультраметаморфизма в ряде районов рассматриваемой зоны позволяет сделать ряд выводов о ее истории геологического развития.

### Вопросы геологического строения

Одной из центральных проблем геологии Северо-Карельской зоны карелид является возрастное расчленение метаморфизованных осадочно-вулканогенных образований. Большинство исследователей, разделяя мнение В. Вилкмана и В. Хакмана, Ю. С. Неуструева (1937), В. Н. Нумеровой (1936), часть разреза протерозойских образований относили к среднему протерозою, сопоставляя их с ятулийскими образованиями центральной Карелии и северной Финляндии (Г. А. Поротова, Г. В. Макарова, В. А. Попова, В. И. Шмыгалев и др.).

Вместе с этим среди исследователей нет единого мнения о масштабах проявления и объеме среднепротерозойских отложений, вследствие чего одни и те же карбонато-кварцито-сланцевые и вулканогенные отложения различных участков рассматриваются в составе среднего или нижнего протерозоя. Причина этих противоречий состоит в том, что

Сопоставление стратиграфических схем карелид северной Карелии

| По К. О. Кратцу (1963) |           |   |  | По Ю. Б. Богданову и А. С. Воннову (1966) |  |  |   |                  |  |
|------------------------|-----------|---|--|---|--|--|---|------------------|--|
| Кукасозеро             |           | Куолаярви   |  | Панаярви                                  |  | Куолаярви—Панаярви   |   |                  |  |
| Средний протерозой     |           | Конгломераты  | Кварциты, песчаники, сланцы, метадиабазы. Конгломераты                       | Средний протерозой                        | Мергелистые сланцы, карбонаты.             | Эффузивно-осадочная свита: диабазы, карбонатные сланцы, конгломераты, аркозы, сланцы |   |                  |  |
|                        |           | Угл. несогл.  | Угл. несогл.   |   |  | Диабазы, сланцы, кварциты  |   |                  |  |
| Нижний протерозой      | Сумий     | Хирвинаволокская свита: слюдистые и амфиболовые сланцы, карбонаты | Соваярвинская свита: слюдистые, филлитовидные сланцы, карбонаты, метадиабазы | Средний протерозой                        | Кварциты, кварцито-песчаники. Конгломераты | Кварцито-карбонатная свита: сланцы, карбонаты  |   |                  |  |
|                        |           | Кукасозерская свита: толща кварцито-сланцев                       | Ниваярвинская свита: кварциты, слюдистые сланцы                              |   |  | Кварциты   |   |                  |  |
|                        | Лопий     | Толща основных метавулканитов                                     | Амфиболиты и амфиболовые сланцы. Аркозы, конгломераты                        |   |  | Нижн. протерозой   | Кварцевые порфиры, кератофиры, диабазовые метавулканиты, конгломераты | Перерыв          |  |
|                        |           | Ириногорская свита: амфиболиты, сланцы, гнейсы                    |  |   |  |  |   | Нижн. протерозой | Кварцевые порфиры, метадиабазы, конгломераты |
| Архей                  | Фундамент | Фундамент   | Архей  | Фундамент                                 | Беломориды                                 |  |   |                  |  |
|                        |           |   |  |   | Фундамент                                  |  |   |                  |  |

никто из исследователей не обнаруживал достаточно аргументированных угловых несогласий. То есть между разделяемыми толщами нижнего и среднего протерозоя не фиксировалась сколько-нибудь четкая и однозначно понимаемая литолого-стратиграфическая и тектоническая граница. В настоящее время различные точки зрения на роль и значение среднепротерозойского этапа в истории геотектонического развития протерозоя северной Карелии находят отражение в стратиграфических и тектонических схемах К. О. Кратца (1963) и Л. Я. Харитонова (1966).

Согласно представлениям К. О. Кратца, сложноскладчатые осадочно-вулканогенные образования Кукаозерско-Тикшезерского синклиория (ириногорская, кукаозерская, хирвинаевская свиты) и Куоляярви — Панаярвинского (ниваярвинская и соваярвинская свиты) принадлежат к образованиям нижнего протерозоя (табл.6).

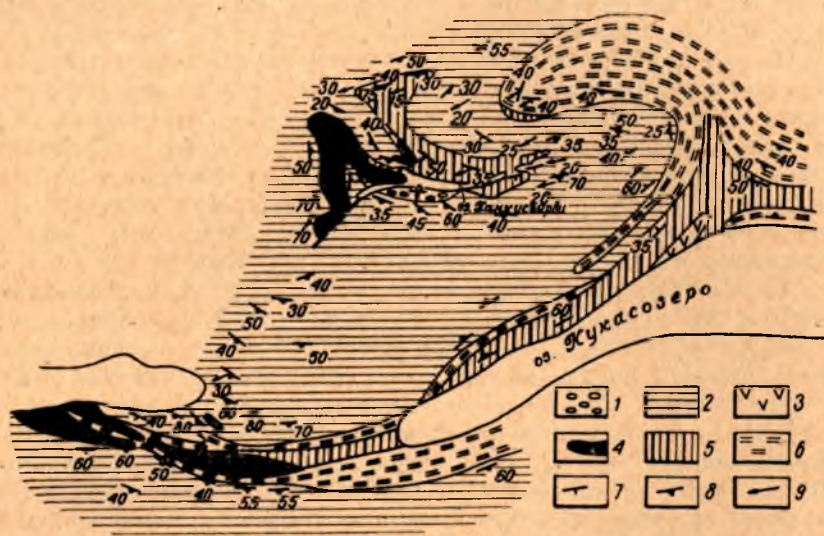


Рис. 38. Схематическая геологическая карта района озер Кукаозеро-Ханкусьярви.

Средний протерозой: 1 — конгломераты, кварцито-песчаники, частью с карбонатом. Нижний протерозой: 2 — область протерозойской гранитизации: гнейсы, мигматиты, порфиробластические гранодиорито-гнейсы, гранито-гнейсы, плагиомикроклиновые граниты; 3 — габбро-диабазы; 4 — оливиниты, гарцбургиты. Кукаозерская свита; 5 — слюдисто-кварцевые, карбонат-сланцы; 6 — амфиболиты, амфиболовые сланцы; 7 — слоистость; 8 — сланцеватость; 9 — линейность

К отложениям среднего протерозоя относятся диабазовые вулканы, конгломераты, кварцито-песчаники, карбонатные сланцы, развитые на ограниченных площадях в центральной и южной частях Куоляярви — Панаярвинского участка.

Схеме К. О. Кратца противопоставляется стратиграфическая схема Ю. Б. Богданова и А. С. Воинова, близкая стратиграфической схеме карелид Финляндии А. Симонена. Согласно этой схеме породы верхней части разреза всего комплекса протерозойских отложений, составляющие значительные площади в районах Кукаозера, Куоляярвинского и Панаярвинского участков, относятся к ятулию. Принципиальные различия между этими точками зрения заключаются в том, что по К. О. Кратцу складчатость, метаморфизм и внедрение гранитов связываются с селецкими фазами тектонических движений, завершивших этап развития нижнего протерозоя, и, напротив, по представлениям

Ю. Б. Богданова и А. С. Воинова, геосинклинальное развитие, не прерываясь эпохами складчатых движений, продолжалось до конца среднего протерозоя.

В связи с вышеизложенным интерес представляет изученный на южном берегу оз. Ханкусъярви разрез терригенно-осадочных отложений (рис. 38), протягивающихся узкой полосой широтного направления на расстояние около двух километров. Отложения залегают на неоднородно мигматизированных и гранитизированных образованиях кукаозерской свиты. В основании разреза залегают конгломераты, мощность которых составляет около трех метров. Обломочный материал конгломератов представлен плагиомикроклиновым гранитом. Аналогичный гранит в виде небольших тел часто встречается в зоне гранитизации протерозойских пород. Галька не сортирована по размеру. Размер ее варьирует от нескольких сантиметров до 0,4 м по длинной оси. Характерной особенностью конгломератов является слабая окатанность обломочного материала. Цемент дресвянистый с карбонатным материалом. Широко развита актинолитизация цемента. Следует отметить, что, несмотря на преобладание в подстилающей конгломераты толще биотитовых гнейсов, состав гальки повсеместно гранитовый. Но в тех обнажениях, где конгломераты залегают непосредственно на гнейсах, уменьшается количество обломочного материала. Выше по разрезу базальный горизонт конгломератов постепенно сменяется мелкозернистым песчаником с прослоями конгломератов. Мощность конгломератовых прослоев 10—20 см. Конгломераты от вышеописанных отличаются лишь более мелкозернистым цементом. Верхняя часть разреза представляет собой переслаивание белесых кварцито-песчаников с карбонатным цементом и тонкозернистых плотных слоистых, иногда косослоистых, кварцито-песчаников и биотит-кварцевых сланцев. Общая мощность обнаженного разреза составляет 45 м. Породам свойственно опрокинутое залегание. Как геологическое положение (залегание с угловым несогласием на гранитизированных отложениях кукаозерской свиты), так и характер разреза позволяет отождествлять их со среднепротерозойскими отложениями центральной Карелии. Следовательно, для Северо-Карельской зоны карелид, так же, как и для карелид центральной Карелии, резкая смена в характере развития тектонических структур и осадконакопления наблюдается на границе между нижним и средним протерозоем.

### **Ультраметаморфизм и особенности сочленения карелид и беломорид**

Вопросы ультраметаморфизма и кислого магматизма, несмотря на то, что они в той или иной мере рассматривались многими геологами, изучены недостаточно. Систематическое изучение кислого магматизма этой зоны проводилось сотрудниками ИГГД под руководством К. А. Шуркина, результаты которого нашли свое отражение в ряде работ (Фиженко, Шуркин и др., 1971; Шемякин, Шуркин, 1971). Ими выделяются шесть различных по генезису комплексов гранитоидов, специфика которых определяется генетической связью с глубинным разломом, разделяющим карелиды и беломориды. Возникновение его относится к нижнему протерозою (Фиженко, Шуркин и др., 1971). Следовательно, все многообразие гранитоидов этой зоны, среди которых ведущая роль принадлежит мигматит-гранитам, сформировалось преимущественно в нижнем протерозое. Авторы указывают, что гранитизации подвержены как архейские породы фундамента, так и метаморфизованные карельские вулканогенно-осадочные образования. Наши исследования подтверждают



широкое развитие мигматит-гранитовых комплексов по супракрустальным нижнепротерозойским образованиям.

Формирование мигматит-гранитов относится к инверсионному периоду развития нижнепротерозойской геосинклинали и является синскладчатым. При этом степень мигматизации и гранитизации находится в прямой зависимости от интенсивности складчатости и не зависит от интенсивности регионального метаморфизма. Мигматизации и гранитизации подвергаются породы, первоначально претерпевшие зональный региональный метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, и в субстрате мигматитов можно наблюдать слюдястые сланцы, метаморфизм которых не превышает зеленосланцевой фации. Интенсивность гранитизации зависит также от сложения пород. Устойчивыми к гранитизации являются тонкозернистые кварц-полевошпатовые и биотитовые

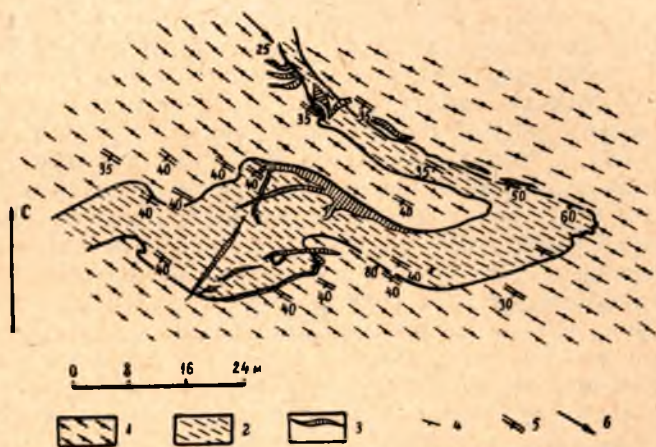


Рис. 39. Реликтовая складка мелкозернистого биотитового гнейса среди гранитизированных пород:

1 — порфиробластический гнейс; 2 — мелкозернистый биотитовый гнейс; 3 — гранитные жилы; 4 — падение контактов; 5 — кристаллизационная сланцеватость; 6 — линейность

гнейсы и кварцито-сланцы. Среди гранитизированных пород они нередко выполняют роль маркирующих горизонтов (оз. Ханкусъярви, рис. 38). Северо-западнее оз. Кукаозера, где преимущественным развитием пользуется плоскостная ориентировка минералов субширотного направления, устанавливается, что она представляет собой кливаж осевой плоскости. По мелкозернистым биотитовым гнейсам местами фиксируются мелкие складки. Одна из них изображена на рис. 39. Северо-восточное крыло складки значительно уступает по мощности юго-западному, что указывает на течение вещества в твердом состоянии. Биотит в мелкозернистом биотитовом гнейсе переориентирован в направлении кливажа осевой плоскости и параллельно плоскостной ориентировке гранодиорито-гнейсов. В направлении кливажа также наблюдаются смещения, внедрение гранитных жил и повышенная гранитизация.

Наложенный характер гранитизации по отношению к региональному метаморфизму устанавливается в зоне непосредственного контакта метаморфизованных нижнепротерозойских супракрустальных образований с их гранитизированными аналогами западнее оз. Кукаозера (рис. 38). Зона перехода от супракрустальных отложений кукаозерской свиты к порфиробластическим гранито-гнейсам имеет следующий непрерывный разрез:

1. Незатронутые гранитизацией породы представлены часто перемежающимися кварц-полевошпатовыми и биотитовыми мелкозернистыми гнейсами с прослоями полевошпатовых кварцитов и кварц-карбонатных пород. Мощность — 16 м.

2. Порфиробластический гнейс с прослоями мелкозернистых кварц-полевошпатовых гнейсов и биотит-мусковитовых гнейсов. Отдельными зонами порфиробластические гнейсы имеют тонкополосчатый облик. Мощность — 60 м.

3. Биотит-мусковитовый гранито-гнейс. Мусковит приурочен к плоскостям сланцеватости, секущим метаморфическую полосчатость под острым углом. Мощность — 17 м.

4. Порфиробластический гранито-гнейс с прослоями мелкозернистых кварц-полевошпатовых гнейсов, аналогичных соответствующим гнейсам в отложениях кукаозерской свиты. Среди порфиробластических гранито-гнейсов наблюдаются «пятнообразные» и линзовидные реликты мелкозернистых биотитовых гнейсов. В последних развита наложенная сланцеватость, фиксирующаяся по крупночешуйчатому биотиту. Она согласна ориентировке породообразующих минералов в порфиробластическом гранито-гнейсе. Мощность — около 100 м.

В приведенном разрезе порфиробластические гнейсы и гранито-гнейсы, так же, как и биотит-мусковитовые гнейсы, являются вторичными образованиями, возникшими в период наложенной протерозойской складчатости. Но близкие направления первичной слоистости ( $280^\circ$ ) и наложенной сланцеватости ( $70^\circ$ ) создают в региональном плане впечатление видимого согласия. В складчатые движения вовлекаются также породы беломорского комплекса (Московченко, 1969), что в значительной мере усложняет выявление истинного положения контакта между карелидами и беломоридами. Сложность этой проблемы усугубляется и отсутствием стратиграфического контроля при гранитизации, так как гранитизации подвержены и породы верхней части нижнепротерозойского разреза. Породы беломорского комплекса, вовлеченные в протерозойскую складчатость, от гранитизированных карельских образований имеют некоторые отличия. Прежде всего в комплексе беломорид отсутствуют слюдястые сланцы, широко развитые в субстрате мигматитов по карельским образованиям. В породах беломорского комплекса линейность проявления слаба, тогда как в комплексе карелид она фиксируется четко. В крайних частях карелид широко развиты порфиробластические гнейсы, не характерные для комплекса беломорид.

Сочленение карелид и беломорид в меридиональной зоне Куоляярви — Панаярви в принципе подобно. Так же, как и в районе оз. Кукаозера, беломорский комплекс граничит с гранитизированными нижнепротерозойскими образованиями или с гранитами. Зона сочленения выступает как зона интенсивного проявления нижнепротерозойского гранитного магматизма и гранитизации.

Самые поздние мигматиты и мигматит-граниты в северной Карелии синтетоничны по отношению к селецкому периоду деформаций. Более поздние складчатые движения не сопровождаются образованием мигматит-гранитов.

### **Магматизм** **Основные и ультраосновные комплексы**

Магматические образования протерозоя Северо-Карельской зоны карелид, в соответствии с принципами выделения магматических формаций (Кузнецов, 1964), могут быть расчленены на ряд комплексов, зани-

мающих определенное место и время в истории геологического развития.

К наиболее ранним проявлениям магматизма относятся метавулканиды (липарит) — андезит-диабазового комплекса, объединяющего амфиболиты и амфиболовые сланцы нижней толщи кукаозерской свиты, кварцевые порфиры, кератофиры, метадиабазы, зеленые сланцы и амфиболиты зоны Панаярви-Ципринга и восточного края Куоляярвинской структуры. Объединение метавулканидов не лишено некоторой условности в связи с их слабой изученностью. Однако имеющиеся данные по геологии и химизму свидетельствуют о большем преобладании сходных черт между ними, чем различий (Богданов, Воинов, 1966; Богачев, Лавров, 1971). Присутствующие среди диабазов вулканиды кислого состава имеют локальное развитие и фиксируют, вероятно, частные отклонения в особенностях тектонического режима.

К наиболее ранним проявлениям интрузивного магматизма принадлежат ультрабазиты гипербазитового формационного типа. Они образуют протяженный прерывистый пояс массивов оливинитов, гарцбургитов, серпентинитов, хлорит-амфиболовых пород, тяготеющих к внешнему краю синклинойной зоны. Ведущая роль в размещении гипербазитов принадлежит разломам, поэтому они залегают как среди протерозойских, так и архейских пород.

Массивы имеют овальную и линзовидную форму. Они обычно расланцованы в краях, нередко будинированы, т. е. деформированы совместно с вмещающими породами в период складчатых движений. Отличительной чертой химизма ультрабазитов, сближающей их с типичными представителями гипербазитовой формации, являются высокая магнезиальность, незначительное содержание щелочей, низкое — титана.

Позднее гипербазитов формировались дифференцированные интрузии основного состава. Они размещаются в области интенсивной протерозойской гранитизации и реоморфизма фундамента и не имеют нормальных контактов с осадочно-вулканогенными толщами. Это трещинные, сравнительно крупные однофазные массивы пластообразной и цилиндрической формы, внедрившиеся по разломам глубокого заложения. Они характеризуются независимой внутренней структурой, асимметричным расслоенным строением, обусловленным гравитационно-кинетической дифференциацией. Все разнообразие пород, составляющих последовательный ряд дифференциатов, обусловлено различным процентным содержанием оливина, бронзита, авгита, плагиоклаза.

Положение интрузий своеобразно. По внутреннему строению и составу, а также по эволюции кристаллизующегося расплава они подобны известным расслоенным плутонам (Стиллаутер, Скаергард, Мончегорский и др.), формирующимся в платформенных условиях. Вместе с этим, интрузии испытали дробление в краях и подверглись воздействию синскладчатых плагио-микроклиновых гранитов, т. е. их внедрение предшествовало вовлечению пород фундамента в складчатые деформации.

Рассмотренные три комплекса сформированы в доскладчатый период, испытали региональный метаморфизм амфиболитовой и зелено-сланцевой фаций и активное воздействие синскладчатых гранитов.

Неясное возрастное положение на данном этапе изученности занимают диабазовый интрузивно-вулканогенный и габбро-перидотитовый комплексы. Размещаясь в центральной и западной части Куоляярвинской зоны, они не обнаруживают явных признаков воздействия со стороны синскладчатых гранитов. Учитывая сходство разрезов центральной части Куоляярвинской зоны со среднепротерозойскими отложениями Карело-Кольского региона, их возраст можно считать среднепротерозойским.

Диабазовый комплекс изучен недостаточно. Он характеризуется сложнопокровным строением и преобладающим диабазовым составом излияний. В ассоциации с метавулканитами (диабазы, мандельштейнами, зелеными сланцами) находятся многочисленные тела габбро-диабазов. Диабазы и габбро-диабазы имеют близкий химический состав и по сравнению с андезит-диабазовым комплексом отличаются меньшим содержанием  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и более высоким  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$ . Характерно, что по петрохимическим особенностям габбро-диабазы Куоляярвинской зоны и габбро-диабазы хирвинаволоксской свиты Кукаозера тождественны.

Ультрабазиты габбро-перидотитового комплекса обнаруживают тесную пространственную и, вероятно, генетическую связь с диабазовым вулканогенно-интрузивным комплексом. Стратиграфически они приурочены к верхней части разреза осадочно-вулканогенной толщи и практически не выходят за пределы горизонта полимиктовых конгломератов. Ультрабазиты представлены мелкими пластовыми, реже пластовосекущими телами оливинитов, апоперидотитовых серпентинитов и карбонат-талькамфибол-серпентинитовых пород с характерной пойкилитовой и порфиритового типа структурами. Особенностью ультрабазитов Куоляярвинской зоны, отличающей их от ультрабазитов гипербазитового комплекса, является более высокое содержание  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  и меньшее —  $\text{MgO}$ .

### Граниты нормального ряда

Как уже отмечалось, граниты северной Карелии являются синскладчатыми и представлены мигматит-гранитами. Определяющие факторы при их формировании — перекристаллизация и порфиробластез метаморфического субстрата, а также инъекция гранитного материала с образованием жил и небольших массивов гранитов нормального ряда. Действие первого из факторов мы рассмотрели в предыдущем разделе. Здесь основной упор делается на магматическую сторону процесса и на явления гибридности, с ним связанные.

Состав мигматит-гранитов колеблется в широких пределах и в большой мере определяется составом исходного субстрата. Поэтому расчленение их производится не по составу, а по геологическому положению, которое они занимают, и по соотношению со складчатыми деформациями. В северной Карелии выделяются две формации мигматит-гранитов: ранненижнепротерозойская, синскладчатая с ребольским периодом деформаций, и поздненижнепротерозойская, синскладчатая с селецким периодом деформаций. Наибольшим развитием пользуется последняя. С ней тесно связаны массивы Нуорунен, Корманка (Фиженко, Шуркин и др., 1971). Ранненижнепротерозойские мигматит-граниты широко распространены севернее оз. Панаярви. Жильный материал ранненижнепротерозойских и поздненижнепротерозойских мигматитов сопоставим по составу. Кроме того, как отмечалось, состав мигматит-гранитов определяется составом вмещающих пород. Поэтому главное различие между гранитоидами данных формаций, кроме их геологического положения, заключается в составе аксессуарных минералов. Поздненижнепротерозойские мигматит-граниты, кроме характерных для ранненижнепротерозойских мигматит-гранитов апатита, сфена, магнетита, ортита, циркона, содержат флюорит, турмалин, молибденит, монацит, торит. Но в зонах развития полимигматитов расчленение их весьма затруднено, а подчас и невозможно. Ниже приводится характеристика геологического положения и петрохимических особенностей трех групп гранитоидов, территориально охватывающих всю Северо-Карельскую зону в области сочле-

нения ее с беломоридами. К ним относятся граниты: 1) куоляярвинские; 2) соколозерские и 3) кукасозерские.

1. Куоляярвинские граниты и мигматиты издавна известны в пределах Куоляярвинского массива, расположенного на восточном берегу оз. Куоляярви в зоне сочленения карелид и беломорид. Массив ориентирован в субмеридиональном направлении согласно простиранию зоны. Изучение данной зоны позволило установить, что аналогичные граниты прослеживаются вдоль всей меридиональной полосы сочленения до широты оз. Куопсуярви. Гранитам свойственен ряд специфических черт, позволяющих достоверно диагностировать их при картировании. Структура гранитов неравномернозернистая, участками порфиоровидная, с постепенными переходами к пегматоидным разностям. Для куоляярвинских гранитов характерен светлый с голубоватым оттенком опаловидный кварц и бледно-розовый цвет полевого шпата. Не затронутые гибрилизмом участки гранитов представлены аляскитами. Темноцветные минералы распределены неравномерно, значительные концентрации их обязаны процессам гибрилизма. Для рассматриваемых гранитов характерно наличие многочисленных мелких беспорядочно ориентированных прожилков опаловидного кварца. Характер контакта гранитов зависит от проницаемости вмещающих пород. Восточный контакт повсеместно инъекционный. Вокруг интрузий наблюдаются широкие (свыше 3 км) ореолы мигматитов. Западный контакт инъекционный с гнейсами и эруптивный с метавулканитами. Непосредственные контакты с нижнепротерозойскими образованиями наблюдались в целом ряде обнажений, при этом устанавливается интенсивная гранитизация гнейсов и сланцев и слабое воздействие гранитов на метаэффузивы. Среди пород массива большой объем занимают гранитизированные вмещающие породы, по составу отвечающие кварцевому диориту-гранодиориту. Они наблюдаются в виде протяженных меридиональных полос, не имеющих интрузивных контактов с гранитами. Реже встречаются скиалиты биотитовых гнейсов и амфиболитов. Все породы массивов куоляярвинских гранитов катаклазированы, брекчированы и отдельными зонами превращены в сланцеватые милониты.

2. Соколозерские граниты также приурочены к зоне сочленения карелид и беломорид, представляющей зону рассланцевания субширотного направления. По времени образования Соколозерский массив является более поздним по сравнению с мигматит-гранитами, развитыми севернее оз. Панаярви и относимыми нами к ранненижнепротерозойским, так как рассланцеванию подвергаются мигматиты, непрерывно прослеживающиеся до оз. Панаярви. Рассланцевание связано с северо-восточной складчатостью (СВ—60—70°), отвечающей последнему этапу складчатости (Московченко, 1969) Кукасозерской зоны. В мигматитах, развитых севернее Соколозерского массива, в нескольких километрах от него эта складчатость проявлена слабо и выражается в наличии отдельными зонами сланцеватости СВ 60—70°, секущей границы между слоями и контакты мигматитовых жил. В южном направлении, в направлении к массиву, интенсивность северо-восточной складчатости увеличивается, в результате чего породы собраны в сжатые изоклинальные складки с осевыми плоскостями на СВ 60—70°. Контакт массива прямолинейный и повторяет тектоническую зону. В мигматитах за пределами массива параллельно контакту наблюдаются зонки флексурных изгибов с разрывом и смещением мигматизирующих прожилков, а также зоны скалывания-скольжения, по которым происходит смещение. Благодаря смещениям вдоль плоскостей скалывания-скольжения происходит как бы смещение гранитного материала и субстрата и усреднение общего состава породы.

Ориентировка породообразующих минералов в Соколозерском массиве соответствует направлению зон скальвания в мигматите. Какие-либо признаки катаклаза отсутствуют, хотя порода по внешнему облику напоминает тектонит (биотит крупночешуйчатый, приурочен к отдельным плоскостям, в промежутках между которыми линзовидные порфиробласты микроклина). По своему облику породы весьма однородны по всему массиву. Состав темноцветных минералов в массиве зависит от состава таковых в прилежащих мигматитах. Так в среднем течении р. Левгус, где массив контактирует с мигматитом, субстратом которого является биотит-амфиболовый гнейс, граниты содержат амфибол. Характер юго-восточного контакта аналогичен. Химический состав соколозерских гранитов близок по составу гранитизированному субстрату окружающих мигматитов и отличается главным образом повышенным содержанием  $K_2O$ .

3. Кукасозерские граниты создают широкую зону гранитизации нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных образований в зоне сочленения их с беломорским комплексом архея, характер которой описан ранее. Собственно магматические граниты не образуют сколько-нибудь значительных по размеру массивов, наблюдаясь в виде инъекционного жильного материала в мигматитах и встречаясь в виде небольших массивов среди гранитизированных пород без четких контактов с последними. Во второй этап складчатости (Московченко, 1969) одновременно с внедрением гранитной магмы по ослабленным зонам происходит инъекционно-метасоматическое проникновение поровой гранитной магмы и порфиробластез в субстрате. Небольшие гранитные массивы обычно образуются в ослабленных зонах, преимущественно в антиклинальных перегибах крупных складок.

Для сравнения состава выделенных гранитных групп нами рассматриваются две диаграммы (рис. 40). На этих диаграммах в качестве показателя щелочности употреблено отношение  $\frac{Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O}{Al_2O_3 + CaO - Na_2O - K_2O}$ , предложенное Райтом (Wright, 1969) и чутко реагирующее на изменение щелочности пород. Поскольку гранитизация связана с увеличением содержания  $K_2O$  в породах, главным показателем гранитизации является отношение  $K_2O/Na_2O$ . Сумма породообразующих окислов темноцветных минералов также употреблена для характеристики гибридности и гранитизации. На обеих диаграммах четко выделяется поле гранитоидных пород, которые по геологическим наблюдениям являются продуктом гранитизации метаморфического субстрата под воздействием гранитной магмы (как куоляярвинских, так и кукасозерских гранитов). Оно характеризуется более низким показателем щелочности, высоким значением суммы породообразующих окислов темноцветных минералов и низким отношением  $K_2O/Na_2O$ . Особое положение занимают соколозерские граниты. На рис. 40а они образуют компактное поле, вытянутое вдоль горизонтальной оси, т. е. содержат переменное количество суммы окислов темноцветных минералов и обладают высоким и устойчивым показателем щелочности. В целом для них характерно промежуточное положение между гранитизированными породами и собственно магматическими гранитами. От первых их отличает более высокий показатель щелочности, от вторых, при равном показателе щелочности, они отличаются более высоким содержанием  $CaO + MgO + FeO + Fe_2O_3$ . Соколозерские граниты характеризуются высоким отношением  $K_2O/Na_2O$ . Куоляярвинские и кукасозерские граниты обнаруживают большую близость составов. Поля их перекрываются. И тем не менее куоляярвинские граниты отличаются более высокой щелочностью и более низким содержанием суммы окислов темноцветных породообразующих минералов.

И те и другие граниты характеризуются примерно одинаковым отношением  $K_2O/Na_2O$ . Важным отличием состава Куоляярвинских гранитов, не нашедшим отражения на диаграммах, является высокое содержание кремнезема, достигающее 75%.

Для сравнения на диаграммы нанесены составы кварцевых порфиров, пользующихся развитием среди вулканогенных пород Соколозерского участка. Кварцевые порфиры отличаются от гранитов тем, что они

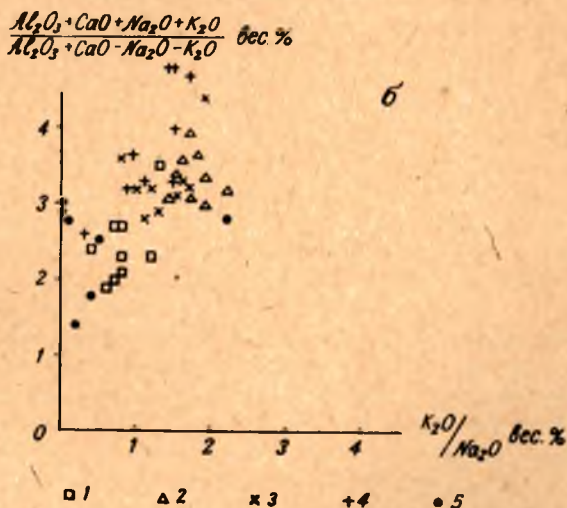
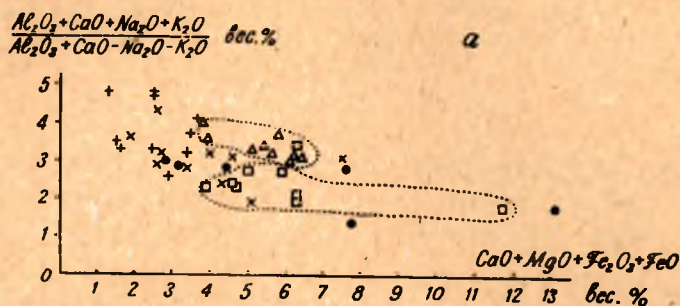


Рис. 40. Диаграммы состава гранитов, гранитизированных пород и кварцевых порфиров:

1 — гранитизированные породы (меланократовые граниты, гранодиориты и гранито-гнейсы); 2 — соколозерские граниты; 3 — кукасозерские граниты; 4 — куоляярвинские граниты; 5 — кварцевые порфиры

являются породами натровой серии. Отношение  $K_2O/Na_2O$  в них не превышает, за исключением одного анализа, 0,5. Кварцевые порфиры отличаются также высоким и постоянным содержанием  $CaO + MgO + FeO + Fe_2O_3$ .

### Выводы

1. Развитие нижнепротерозойского магматизма в районе характеризуется чертами, свойственными геосинклиальному магматизму подвижных зон. Основной вулканизм периода прогибания и осадконакопления

сменяется в предскладчатый период внедрением по разломам гипербазитов и основных дифференцированных интрузий. Кислый магматизм связан во времени с периодом складкообразования. В складчатые движения вовлекаются как нижнепротерозойские, так и архейские образования. Одновременно со складчатостью по разновозрастным комплексам формируются мигматиты и мигматит-граниты.

2. Впервые установленные на южном берегу оз. Ханкусьярви конгломерато-песчаниковые отложения, сопоставимые с образованиями среднего протерозоя, указывают на существенное изменение тектонической обстановки к периоду их отложения, т. е. на явления консолидации ранних структур.



## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АНОМАЛИЙ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА

На основе выполненных в Западном геофизическом тресте аэромагнитных съемок среднего масштаба и частично крупнее в период 1958—1963 гг. впервые для восточной (советской) части Балтийского кристаллического щита была составлена сводная карта магнитного поля  $\Delta T$  мелкого масштаба (в графиках и изолиниях). Эта карта являлась и является в настоящее время хорошей основой для рассмотрения особенностей структуры магнитного поля щита, его районирования, выделения аномалий различного типа. Геологическая интерпретация аномалий магнитного поля восточной части Балтийского кристаллического щита проводилась в региональном плане, а по основным структурно-тектоническим зонам и более детально с учетом всех новейших геологических материалов (Северо-Западного геологического Управления), сведений о магнитных свойствах пород, результатов наземных магнитных и гравиметрических съемок.

Для более достоверной и качественной интерпретации аномалий магнитного поля, кроме учета всех имеющихся сведений о магнитных свойствах пород щита, в период проведения аэромагнитных съемок отбирались и изучались (на остатическом магнитометре) образцы пород, магнитные свойства которых ранее не были изучены, либо изучены крайне недостаточно. С этой же целью выполнялись и наземные магнитные съемки маршрутного характера в пределах определенных аномальных объектов. Такому изучению подвергались микроклиновые и плагиомикроклиновые граниты северных районов Кольского полуострова, диориты, анортозиты, амфиболиты и гнейсы-метасоматиты.

При анализе магнитных свойств пород и изучении их состава было установлено, что почти все метаморфические и магматические комплексы пород архея и протерозоя имеют как магнитные, так и немагнитные разновидности, в связи с чем, естественно, магнитная характеристика их в возрастном отношении сильно затруднена.

Широкий диапазон изменения магнитных свойств пород щита, а, следовательно, и интенсивности наблюдаемых аномалий, обусловлен непостоянством содержания в них ферромагнитных минералов (магнетита —  $FeOFe_2O_3$ , титаномagnetита  $FeTiO_3$ ,  $Fe_2O_3$ , пирротина  $FeS$  и частично гематита  $Fe_2O_3$ ), а также различным характером распределения их в породе. Непостоянство содержания ферромагнитных минералов в породе обусловлено не только ее первоначальным петрографическим составом (уменьшением основности породы и наоборот), но и процессами метаморфизма, приводящими в большинстве случаев к изменению ее

минералогического состава и обогащению породы магнетитом за счет перераспределения окислов железосодержащих силикатов. Дополнительное изучение магнитных свойств отдельных комплексов пород с учетом влияния процессов метаморфизма существенно облегчало геологическое истолкование аномалий магнитного поля  $\Delta T$  в восточной части Балтийского щита.

Магнитное поле в восточной части Балтийского щита, являющегося преимущественно областью распространения докембрийских кристаллических образований складчатого строения, имеет сложную структуру, отличается большим разнообразием аномалий и аномальных зон в отношении их формы, размеров, интенсивности, характера графиков  $\Delta T$  и градиентов. В целом оно хорошо отражает все основные черты и особенности его строения и состава как крупных геотектонических районов, так и отдельных структурных зон.

На сводных картах магнитного поля щита мелкого масштаба выделено два типа аномалий:

а) крупные аномальные зоны или региональные аномалии (выделены впервые). Кроме больших площадных размеров (иногда соизмеримых со структурно-тектоническими зонами), они имеют сложную структуру поля  $\Delta T$  и относительно небольшую величину напряженности (в среднем порядка 400—800 гамм, а иногда более). Геологическая природа таких аномалий различна и не везде еще достаточно познана. В большинстве случаев аномалии этого типа приурочены к антиклинорным зонам, значительно реже синклинорным, и связаны с магнетитсодержащими гранитоидами и породами комплекса гиперстеновых диоритов и гнейсо-диоритов. В создании региональных аномалий и их особенностей восточной части Балтийского кристаллического щита большая роль принадлежит процессам гранитизации, мигматизации и калиевого метасоматоза (ведущих к образованию в породах вторичного магнетита). Всего в пределах Карело-Кольского региона выделено 15 региональных аномалий;

б) локальные аномалии отличаются от региональных аномалий меньшими размерами, имеют более простую структуру поля, обычно четкие формы и контуры, большой градиент поля. Интенсивность их колеблется в широких пределах (от 100 до 40 000 гамм). Аномалии этого типа обусловлены разнообразными по возрасту и составу магматическими и осадочно-метаморфическими породами архей-протерозойского возраста, обычно картируемыми на современной поверхности щита. Очень часто сочетание линейно-вытянутых аномалий, связанных с магнитными пластами осадочно-вулканогенных толщ, отражает положение и форму их реликтовых структур, сохранившихся на современной поверхности фундамента. Локальные аномалии изометрической формы, или близкие к ней, часто располагаются цепочками, которые повторяют в своем простирании структурные направления той или иной зоны или фиксируют линии тектонических нарушений. В отдельных случаях одиночные локальные аномалии на щите связаны с глубинными объектами, не выходящими на современную поверхность щита. Но таких аномалий на щите очень мало. Всего на карте магнитного поля ( $\Delta T$ ) выделено более 150 локальных аномалий и их групп.

По характеру распределения, форме проявления и ориентировке аномальных зон и отдельных аномалий на территории щита выделены три крупные аномальные области, соответствующие в основном трем геотектоническим районам щита — Кольскому, Беломорскому и Карельскому.

Магнитное поле Кольской складчатой области сложное и характеризуется наличием большого количества региональных и локальных ано-

малый, определяющих общий повышенный фон поля этой территории. Господствующим направлением простирания аномальных объектов является северо-западное, близкое к широтному,— в общем согласное с простиранием складчатых зон карелид. Реже встречается субмеридиональное простирание аномалий, отражающих обычно проявление магнитической деятельности по зонам глубинных разломов.

Так, значительные по размерам аномальные зоны северо-западного простирания с переменной интенсивностью поля  $\Delta T$  выделяются над гранитоидами Мурманской антиклинорной зоны, а также в пределах развития пород комплекса гиперстеновых гнейсо-диоритов центральной части Кольской складчатой области. Положительная аномалия поля  $\Delta T$ , порядка 400—600 гамм, с отдельными локальными превышениями, наблюдается над терригенной гнейсо-сланцевой толщей Кейвской синклинорной зоны. Крупной аномальной зоной переменных значений поля  $\Delta T$  отмечается комплекс пород основного и среднего состава «гранулитового состава» Сальнотундровской зоны на северо-западе Мурманской области и т. д.

Области пониженных значений магнитного поля  $\Delta T$  наблюдаются над гнейсами и гранито-гнейсами Центрально-Кольской, Нотозерской и Терской антиклинорных зон и ряде других районов и структур Кольского полуострова.

На фоне преимущественно пониженных значений магнитного поля отчетливо выделяются полосовые и линейные аномалии интенсивностью до 10 000 гамм, отражающие наличие в гнейсовых толщах пород железорудной формации, а также локальные аномалии, обусловленные как небольшими, так и значительными по размерам интрузиями основных и ультраосновных пород (Цагинская, Панская, Краснощельская, Ондомозерская, Пялочная, Себлявская и многие другие).

Распределению крупных аномальных зон северо-западного и субширотного простирания в сочетании с линейно-вытянутыми аномалиями в их обрамлении и аномалиями субмеридионального простирания отчетливо подчеркивает крупноблоковое строение кристаллических образований Кольской складчатой области Балтийского щита.

Магнитное поле Беломорской складчатой области в региональном поле отличается значительной простотой. На фоне спокойного, относительно пониженного поля  $\Delta T$ , присущего гнейсам беломорской серии, выделяются мелкие локальные аномалии, интенсивностью обычно не более 2000 гамм. Они соответствуют мелким массивам основных и ультраосновных пород «друзитовой серии» Беломорья, где их насчитывается более 600. Выделяется также несколько весьма интенсивных аномалий (до 10 000 гамм), отвечающих интрузиям щелочно-ультраосновных пород центрального типа, несущих магнетитовое оруденение (Ковдорская, Африканда, Вуориярви и другие). Участками повышенного поля  $\Delta T$  небольшой интенсивности отмечаются породы среднего и основного состава района Колвицких тундр и небольшие массивы диоритов и гранодиоритов других районов Беломорья.

На севере- и юго-западе Беломорской складчатой области, в зонах сопряжения беломорид с карелидами, выделяются региональные аномалии поля  $\Delta T$  относительно небольшой величины напряженности, в среднем порядка 400 гамм. Наиболее выразительными среди них являются аномалии, соответствующие Тумчинскому и Ковдозерско-Керетскому антиклинальным зонам поднятий. При более детальном исследовании по характеру магнитного поля устанавливается сложное строение этих зон и возможность выделения в пределах их отдельных глыбовых и куполовидно-блоковых структур.

Характерной особенностью магнитного поля Карельской складча-

той области, расположенной в южной части Балтийского щита, является преобладание в ее центральной части аномалий вытянутой формы с резкими градиентами (20 гамм/м) и интенсивностью от 200 до 10 000 гамм. Эти аномалии в большинстве случаев отражают распределение реликтовых структур осадочно-вулканогенных комплексов нижнего и среднего протерозоя, слагающих узкие грабен-синклинали и мультисинклинальные прогибы северо-северо-западной и меридиональной ориентировки (Чирко-Кемская, Маслозерская, Сегозерская, Янгозерская, Костамукшская и другие структуры).

На юге и западе области имеют место региональные аномалии, приуроченные к антиклинорным зонам сложного строения, и преимущественно гранитоидного состава.

Крупные синклинорные зоны Карельского региона (Северо-Карельская, Восточно-Карельская, Ветреный пояс) отмечаются в общем пониженным фоном поля  $\Delta T$  с большой насыщенностью локальными аномалиями (линейной и изометричной формы), фиксирующими здесь интенсивный магматизм основного и ультраосновного состава. Таким образом, на карте магнитного поля  $\Delta T$  отражаются основные черты и особенности строения крупных складчатых областей щита и его отдельных структурных зон. Рассмотрение этих особенностей и выполненная геологическая интерпретация почти всех аномалий восточной части Балтийского кристаллического щита позволили выделить 10 основных типов или групп аномалий по геологической природе с учетом перспективности их на то или иное полезное ископаемое.

1. Аномалии магнитного поля  $\Delta T$  над телами магнетитовых кварцитов и сланцев гимольской и кольской серий (архея и частью протерозоя). Железистые кварциты и сланцы создают четкие локальные аномалии или группы аномалий магнитного поля с максимальной интенсивностью до 40 тыс. гамм и средней порядка 6000—8000 гамм. Величина горизонтального градиента аномалий 15—30 гамм/м, форма — линейно-вытянутая, простираение преимущественно северо-западное и субмеридиональное.

В результате изучения магнитных свойств установлено, что магнитная восприимчивость ( $\chi$ ) железистых кварцитов и сланцев варьирует в широких пределах, иногда достигая 300 000 ед.,\* а остаточная намагниченность ( $I_n$ ) — 50 000 ед. Благодаря высокой магнитности породы этой группы хорошо выделяются на карте магнитного поля среди других вмещающих образований. Широкое распространение они получили в районах западной и южной Карелии (группа аномалий района Костамукши, Гимол, Хедозера, Большозера, Киндасово и Маньги), а также в центральной части Кольского полуострова (Оленегорская группа и другие). Существенно железистые породы гимольской и кольской серий в большинстве случаев на современном эрозионном срезе сохранились в узких грабен-синклиналях (иногда щелевидных), зажатых между глыбами и блоками пород гранито-гнейсового фундамента. Значительно реже, в виде пластов небольшой мощности, они встречаются и в антиклинальных зонах, где подвергнуты интенсивной гранитизации и ассимиляции. В таких случаях напряженность аномального магнитного поля над ними небольшая.

Как известно, с рядом интенсивных аномалий этой группы в восточной части Балтийского щита связаны промышленные месторождения железных руд, другие подлежат изучению и оценке (аномалии Северо-Мурманской железорудной зоны гнейсов, предгорий Волчьих тундр и некоторые другие).

\* За единицу принята величина равная  $1 \cdot 10^{-6}$  СГС.

2. Аномалии магнитного поля  $\Delta T$  над сланцевыми амфиболитами, амфиболовыми сланцами тундровой, парандовской, тикшезерской, хетамбинской, частично кольской и других серий верхнего архея—нижнего протерозоя. Породы этой группы очень широко распространены в пределах щита, где они присутствуют либо в краевых частях крупных структурных зон карелид, либо в прогибах между куполовидно-блоковыми структурами архейского гранитизированного основания, либо в их краевых частях. Намагниченность, а следовательно и величина аномалий магнитного поля, наблюдаемая над ними, колеблется в зависимости от содержания магнетита и пирротина, почти повсеместно встречаемого в породах данного комплекса. В среднем преобладают аномалии интенсивностью 200—600 гамм. Там, где породы указанного комплекса более интенсивно подвергнуты различным вторичным процессам (метасоматозу и другим), интенсивность аномалий над ними обычно увеличивается. Аномалии данной группы и связанный с ними комплекс пород перспективны на поиски месторождений серного колчедана. Месторождения этого типа руд известны в ряде районов Карелии и Кольского полуострова и могут быть открыты вновь.

3. Аномалии магнитного поля  $\Delta T$ , связанные с гнейсами кейвской серии нижнего протерозоя, подвергнутыми воздействию щелочных гранитов и с краевой фацией последних. Аномалии этой группы имеют широкое распространение в пределах центрального водораздела Больших и Малых Кейв Кольского полуострова, т. е. преимущественно в Кейвской синклирной зоне, где пространственно приурочены к массивам щелочных гранитов. В краевых частях массивов щелочных гранитов, представленных обычно аплитовидными разностями, появляются щелочной амфибол, эгирин, рудные минералы. Содержание последних (магнетит, ильменит, титаномагнетит) достигает иногда 10—15%. Мощность зон эндоконтактных изменений в общем небольшая — от десятков сантиметров до сотен метров.

Массивы гранитов окаймляются зонами экзоконтактных изменений, возникшими в результате воздействия их на вмещающие породы. Наиболее сильные изменения, связанные с процессами щелочного метасоматоза, претерпели гнейсы кейвской серии, несколько менее изменены гранитоиды архея и другие вмещающие образования.

Щелочной метасоматоз этих пород выразился в перегруппировке окислов, появлении инъекционных структур, микроклина, гастингсита, эгирин-авгита и других минералов, а также в обогащении пород акцессориями — сфеном, ортитом, цирконом и особенно магнетитом и титаномагнетитом (что хорошо заметно даже макроскопически). Мощность зон экзоконтактных изменений в гнейсах кейвской серии значительна и колеблется от десятков метров до 2—3 км. Таким образом, пространственно и генетически связанные между собой породы зон экзо- и эндоконтактных изменений щелочных гранитов характеризуются повышенным содержанием магнетита и обладают повышенной магнитностью ( $\alpha$  порядка 2000—4000 и  $I_p$  от 270 до 2000 ед.). Эти зоны отличаются повышенными и переменными значениями магнитного поля  $\Delta T$  при средней величине порядка 400—800 гамм и максимальных значениях поля до 2500—3000 гамм. Они обычно имеют неправильные контуры, состоят из нескольких параллельных и вытянутых полос, в общем повторяющих простирание складчатых структур гнейсов сланцевой толщи Кейв с преобладающим северозападным или субширотным простиранием. Неправильный и переменный характер графиков магнитного поля над породами краевой фации щелочных гранитов и гнейсов-метасоматитов объясняется неравномерным обогащением их магнитными минералами и их различной мощностью.

Аномалии рассматриваемой группы были изучены автором впервые, ранее они связывались с железорудными толщами кольской серии и считались перспективными на поиски месторождений железа, что было ошибочным.

Выделение аномалий магнитного поля, связанных с гнейсами кейвской серии, подвергнутыми щелочному метасоматозу, и эндоконтактами массивов щелочных гранитов имеет большое практическое значение. Эти породы, кроме повышенной магнитности, обладают и высокой радиоактивностью, что объясняется присутствием в них радиоактивной акцессории.

4. Аномалии магнитного поля  $\Delta T$  над пирротинизированными сланцами ладожской серии протерозоя. Породы ладожской серии распространены на юго-западе советской части Балтийского щита. Они представлены различными по петрографическому составу сланцами и гнейсами, часто ритмичнослоистыми. Нижние горизонты толщ этих пород сложены амфиболовыми сланцами с пропластками карбонатных пород и обычно обрамляют реоморфизованные куполовидные структуры гнейсо-гранитов. Как и последние, они подвергнуты воздействию молодых гранитов. В тектонически ослабленных зонах и контактах с куполовидными структурами гнейсо-гранитов сланцы обогащены пирротином и частично магнетитом, а к скарнированным карбонатным породам (питкьярантская свита) приурочены линзообразные тела магнетит-полиметаллических руд.

Изучение магнитных свойств амфиболовых сланцев с вкрапленностью пирротина и магнетита, вскрытых при проверке аномалий Приладожской группы, показало, что магнитная восприимчивость этих пород достигает 20 000 ед. при величине остаточного намагничивания до 70 000 ед.

Большая величина остаточного намагничивания обусловлена, по-видимому, послойным размещением магнитных минералов, действующих как большой сложный магнит с многочисленным количеством параллельных пластин. Она является и причиной высокой интенсивности аномалий магнитного поля  $\Delta T$  Приладожской группы, достигающей в отдельных случаях 8000 гамм. Обычно же аномалии этой группы имеют переменную напряженность поля, от 400 до 5000 гамм, разделяются на несколько параллельных полос (или осей аномалий) и хорошо оконтуривают купольные структуры Приладожья. Приладожским аномалиям аналогичны по характеру и природе аномалии Олонецкой группы, которые расположены в основном на южном склоне щита и мало изучены.

5. Аномалии магнитного поля над породами комплекса гиперстеновых гнейсо-диоритов. Комплекс пород диоритового ряда имеет очень широкое развитие в пределах восточной части Балтийского кристаллического щита среди магматических и метаморфических образований архея и частью протерозоя. Крупные древние «массивы» — блоки пород этого комплекса известны в северо-западной и центральной части Кольского полуострова, на Терском берегу Белого моря (в районе Колвицких и Кандалакшских тундр), в пределах Мурманско-Иоканьгского блока, где они на современном эрозионном срезе сохранились в виде реликтовых тел среди других гранитоидов массива. Представляется, что породы этого комплекса подстилают и терригенные гнейсо-сланцевые толщи Кейвского синклинория. Кроме того, они известны в районах северной и западной Карелии и ряде других площадей — преимущественно в антиклинальных зонах региона.

Древние блоки и массивы пород комплекса гнейсо-диоритов характеризуются большим разнообразием состава и часто имеют дифференцированное строение. В зависимости от количественного соотношения

тех или иных породообразующих минералов среди них встречаются: габбро, габбро-нориты, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, грано-диориты. Большое разнообразие состава пород комплекса, полосчатые текстуры и глубокий метаморфизм свидетельствуют о формировании их в сложных геологических условиях, возможно глубинных зонах коры.

Сравнительно небольшие и более молодые тела этих пород, оказывающие воздействие на осадочно-вулканогенные толщи нижнего протерозоя и известные как в Карелии, так и на Кольском полуострове, менее метаморфизованы и характеризуются более однородным составом.

Магнитные свойства комплекса пород гнейсо-диоритов изучены еще недостаточно. Магнитная восприимчивость и интенсивность намагничивания этих пород колеблются в широких пределах и выражаются соответственно величинами: от 1000 до 10 000 ед. (средняя 2000 ед.) и от 600 до 1800 ед. (средняя 1000 ед.). Большие пределы колебания указанных величин отражают неоднородный состав рассматриваемого комплекса, повсеместное и неравномерное обогащение пород магнетитом. Установлено, что более высокими значениями поля  $\Delta T$  характеризуются меланократовые разности комплекса с заметным обогащением их магнетитом, менее магнитными являются лейкократовые разновидности, а также кварцевые диориты.

Магнитные аномалии пород комплекса гиперстеновых гнейсо-диоритов характеризуются повышенными и переменными значениями поля  $\Delta T$ , колеблющимися в пределах от 600 до 3000 гамм, небольшим горизонтальным градиентом и обычно большими площадными размерами, что отличает их от других образований. Переменный характер графиков над ними объясняется отмеченной неоднородностью состава, различной степенью метаморфизма и обогащенностью магнитными минералами, а также наличием среди диоритов пропластков и ксенолитов других пород, а иногда и интрузий основных и ультраосновных пород.

Максимальными значениями магнитного поля  $\Delta T$  (до 3000—4000 гамм) отмечаются гиперстеновые гнейсо-диориты и габбро-диориты, подвергнутые воздействию и мигматизации микроклиновых гранитов. Влияние последних на породы, содержащие железистые силикаты, как показало изучение образцов и шлифов, привело к обогащению их магнетитом, а также пирротином по тектонически ослабленным зонам и контактам между отдельными разновидностями. Наиболее сложными по структуре поля  $\Delta T$  и высокому напряжению являются магнитные аномалии и аномальные зоны над диоритами центральной части Кольского полуострова — Чудзъяврская и Ефимозерская зоны, где предполагается их менее глубокий эрозионный срез, чем над диоритами других зон. Наблюдаемые в пределах этих зон, на контактах с вмещающими гнейсами и гранитами, а также внутри последних, отдельные пикообразные аномалии интенсивностью до 10 000 гамм соответствуют линзам и телам пироксено-амфиболо-магнетитовых сланцев и магнетитовых кварцитов. Генезис этих пород еще точно не установлен, но вполне вероятно, что они генетически связаны с породами комплекса гиперстеновых гнейсо-диоритов.

Выделение и изучение аномалий над породами рассматриваемой группы позволило автору высказать предположение о значительно более широком развитии пород комплекса гиперстеновых гнейсо-диоритов на территории Балтийского щита, наметить новые площади их распространения (в пределах Северо-Карельской антиклинорной зоны, западных районах Карелии, на юге Приладожья и других участках), уточнить и расширить известные ранее участки их развития (Северо-Кольская, Колвицкая, Центрально-Кольская зоны и другие). Дальнейшими геоло-

гическими и геофизическими работами эти предположения полностью подтвердились.

6. Аномалии магнитного поля  $\Delta T$  над массивами и дайками пород габброидного ряда с преобладающим титаномагнетитовым и ильменитовым оруденением преимущественно нижнепротерозойского возраста. Крупные массивы и дайки пород габброидного ряда широко известны на Кольском полуострове и довольно редки в Карелии. К типичным представителям их следует отнести массивы р. Цаги, р. Краснощелья, Ондомских озер, оз. Пялочного, Главного габбрового хребта Монче — Чуна — тундр, района оз. Инцъявра и некоторые другие. Породы этих массивов создают различные аномалии в отношении их интенсивности, градиентов поля  $\Delta T$ , размеров и простираения. Величина аномалий над ними и рисунок графиков  $\Delta T$  зависят от степени дифференцированности интрузий, количества содержания и характера распределения в них ферромагнитных минералов, магнетитовых и титаномагнетитовых руд. В среднем для рассматриваемой группы массивов габброидного состава характерна величина аномалий порядка 1000—1500 гамм. Наибольшее значение напряженности поля (до 8000 гамм) наблюдается над дифференцированным массивом р. Цаги, несущим месторождение титаномагнетитовых руд. Примером слабомагнитной интрузии состава габбро и метагаббро является массив хребта Монче — Чуна — тундр, интенсивность поля над породами которого колеблется от 0 до 600 гамм. При этом более низкие и переменные поля создают породы Чуна-тундр, а более высокие и спокойными полями отмечаются габбро и габбро-нориты Монче-тундр. Последние обладают более высокой намагниченностью (от 100 до 500 ед.) и обогащены ферромагнитными минералами, а основные породы Чуна-тундр почти не содержат ферромагнитных минералов.

Следует отметить, что в большинстве случаев массивы и дайки габброидных пород протерозойского возраста создают интенсивные аномалии поля  $\Delta T$  и методом магнитометрии их можно картировать, определять форму, падение, выявлять зональность в строении и обогащении магнитными минералами и рудами. И только некоторые из них (преимущественно габбро-анортозиты) являются немагнитными (район Ельских озер, северный пояс Кейв) и, следовательно, методом аэромагнитной съемки не отмечаются.

7. Аномалии магнитного поля  $\Delta T$ , связанные с интрузиями основных и ультраосновных пород никеленосного комплекса. Из рассмотрения и анализа магнитного поля восточной части Балтийского щита устанавливается, что очень большая часть локальных аномалий обусловлена массивами основных и ультраосновных пород. Особенно многочисленны они в синклинорных зонах и их обрамлениях, где проявления магматизма основных пород были наиболее интенсивными. Отдельные тела базито-гипербазитовых интрузий или их небольшие группы, часто дайковой формации, известны также и в антиклинорных зонах. Они различны по составу, форме и размерам, подвержены метаморфизму — различного характера и степени.

Известны дифференцированные и многофазные интрузии, а также интрузии однородные по петрографическому составу. Среди тех и других преобладают породы ультраосновного ряда — оливиниты, перидотиты, пироксениты, несколько менее распространены основные разновидности состава габбро, габбро-норитов, норитов. Иногда в качестве дифференциатов общего комплекса пород встречаются габбро-диабазы. Разнообразна и форма массивов этих пород. В одних случаях они имеют линзообразную и дайкообразную форму с крутым падением контактов, в других — лакколитообразные формы с плоским мульдообразным дном,



в третьих — форму небольших пластов и линз пологого залегания. Размеры тел колеблются от нескольких десятков метров до нескольких километров в поперечнике.

Известны малоизмененные породы этих массивов, относительно свежие и сильно измененные рассланцованные, серпентинизированные. Первые обычно являясь более молодыми и посторогенными, вторые несколько более древними и приурочены к нижним структурным этажам докембрия.

В породах рассматриваемой группы массивов, кроме основных породообразующих минералов, присутствует вкрапленность рудных минералов первично магматического происхождения и вторичная, возникающая при различных процессах метаморфизма (особенно в связи с серпентинизацией, когда выделяется магнетит второй генерации). Весьма различны и непостоянны магнитные свойства пород, слагающих массивы базитов и гипербазитов. Магнитность их обычно возрастает с увеличением основности пород и наоборот, но в общем зависит от содержания в породе магнитных минералов (как первичного, так и вторичного происхождения). Поэтому среди них встречаются как практически немагнитные, так и сильно магнитные разности ( $\approx$  до 10 000—20 000 ед.). Аномалии магнитного поля над породами рассматриваемой группы, как правило, локальны, различны по размерам и весьма разнообразны по интенсивности (от 100 до 5000 гамм, иногда и более). Они часто встречаются группами или цепочками (как, например, в синклинной зоне Ветреный пояс) и пространственно, как и связанные с ними массивы, часто отражают зоны разломов. На величину и характер магнитных аномалий, наблюдаемых над известными никеленосными и потенциально никеленосными массивами, влияют: минералогический состав пород, степень их метаморфизма, наличие рудной вкрапленности, форма и размеры.

В результате выполненного анализа магнитного поля с учетом имеющихся геологических материалов можно сделать следующие выводы о возможности картирования методом аэромагнитной съемки массивов основных и ультраосновных пород в восточной части Балтийского кристаллического щита:

а) отчетливыми аномалиями магнитного поля  $\Delta T$ , интенсивностью от 2000 до 5000 гамм, картируются массивы ультраосновных пород в значительной степени серпентинизированные и содержащие заметную вкрапленность магнетита, титаномагнетита и пирротина. Причем размеры этих массивов обычно не менее 300 м в поперечнике (Печенгская группа интрузий, массивы Ветреного пояса, Серпентинитового пояса, группа Ковдорских интрузий и многие другие);

б) крупные трещинные дифференцированные интрузии основных и ультраосновных пород, не содержащие значительной вкрапленности магнитных минералов, но имеющие средние или относительно крутые углы падения, обычно отмечаются (полностью или частично) аномалиями магнитного поля  $\Delta T$ , интенсивностью до 2000—4000 гамм (массивы Федоровой тундры, Панских высот);

в) весьма слабыми аномалиями магнитного поля  $\Delta T$ , порядка 100—400 гамм, отмечаются малые по размерам пласты и линзы гипербазитов (Аллареченская никеленосная интрузия и месторождение «Восток»);

г) почти не отмечаются аэромагнитной съемкой интрузии Мончегорского никеленосного плутона с пологой мульдообразной формой дна, а также Улитореченский дифференцированный массив основных и ультраосновных пород. Причиной этого, кроме формы массивов, является их преимущественно основной состав с преобладанием нежелезистых фемических породообразующих минералов, почти полное отсутствие в породе

рассеянной вкрапленности магнитных минералов, слабо выраженные процессы аутометаморфизма.

Гипербазиты массива горы Застейд II, имеющего в разрезе корытообразную форму, также весьма слабо отмечаются аэромагнитной съемкой среди общего повышенного фона поля вмещающих пород.

Дайкообразные тела Ловнозерского месторождения не фиксируются аэромагнитной съемкой как вследствие своих малых размеров, так и сходства по магнитным свойствам с вмещающими породами (диоритами, кварцевыми диоритами), обогащенными магнетитом и пирротинном.

Следует также отметить, что некоторые массивы основных и ультраосновных пород, залегающие среди осадочно-вулканогенных образований тундровой серии, также не выделяются на картах магнитного поля вследствие их небольшой намагниченности и незначительного распространения на глубину (массивы Фалалей I и II, района тундр Кеулик-Кенирим и другие). Создаваемые ими аномалии при съемке с воздуха сливаются с магнитным полем вмещающих пород и только при детальном наземном комплексном геофизическом исследовании их картирование возможно.

Таким образом, из вышеизложенного следует, что интенсивность аномалий над интрузиями основных и ультраосновных пород никеленозного комплекса зависит от многих факторов и может быть очень незначительной, что необходимо учитывать при их поисках и картировании.

8. Аномалии магнитного поля  $\Delta T$  над пластовыми и трещинными телами диабазов и габбро-диабазов протерозоя с магнетитовым и титаномагнетитовым оруденением. Породы состава диабазов и габбро-диабазов распространены на Кольском п-ве и в Карелии в пределах синклинорных структур ранних и поздних карелид. Они входят в состав слагающих эти структуры осадочно-вулканогенных комплексов или же образуют близповерхностные силлы и секущие дайки. Для пород этого комплекса характерно разнообразие форм залегания, различная степень метаморфических изменений и обогащенность рудными минералами (ильменит-магнетитом, магнетитом, титаномагнетитом, сульфидами). Все это находит отражение в рисунке кривой  $\Delta T$  и интенсивности аномалий, создаваемых этими породами. Эффузивные диабазы ранних карелид Карелии, в отличие от диабазов Кольского п-ва, более магнитны и создают аномалии в 200—600 гамм (диабазы и их измененные разности парандовской, тунгудско-надвоицкой и других серий и свит). Местами над покровами диабазов и габбро-диабазов нижнего протерозоя наблюдаются и более высокие значения поля, достигающие 1000 и более гамм. Эти повышения обычно приурочены к зонам тектонических нарушений и вызваны дайковыми телами и подводными каналами пород того же состава.

Пластообразные тела эффузивных диабазов среднего протерозоя (или поздних карелид) на Кольском п-ве обычно немагнитны, либо слабомагнитны. Исключение составляют верхнеумбинский покров диабазов Имандра-Варзугской зоны и диабазы II покрова Печенгской структуры, создающие аномалии с воздуха порядка 800—1500 гамм благодаря наличию в них магнетита.

Диабазы и габбро-диабазы формаций поздних карелид в Карелии, в большинстве своем образующие близповерхностные силлы, а также дайкообразные тела небольшой мощности, создают аномалии со значительным диапазоном изменения напряженности поля — от 400 до 3000 гамм. При этом согласные и секущие дайковые тела габбро-диабазов создают более интенсивные аномалии, чем пластовые пологопадаю-

щие. Относительно высокая намагниченность (достигающая 1000—2000 ед.) диабазов и габбро-диабазов этого типа и возраста обусловлена высоким содержанием в них магнетита и титаномагнетита, образующих скопления и пласты руд практического значения. В ряде районов Карелии с ними связаны крупные месторождения этих руд (Пудожгорское, Койкарское и другие более мелкие). Изучение и проверка ряда локальных аномалий интенсивных по напряжению и протяженной форме (с учетом соответствующей геологической обстановки) могут привести к открытию новых месторождений железных руд. Диабазы и габбро-диабазы верхнего протерозоя (трапповой формации) также создают аномалии интенсивностью в среднем порядка 600—700 гамм, при средней намагниченности тел около 500 ед.

В целом же зависимость магнитных свойств пород рассматриваемой группы в зависимости от возраста, состава и степени метаморфизма изучена совершенно недостаточно, и почти во всех подразделениях протерозоя встречаются как магнитные, так и немагнитные разновидности.

9. Аномалии магнитного поля  $\Delta T$  над порфиридовыми микроклиновыми гранитами протерозоя и, другими гранитоидами щита. Происхождение, а в ряде случаев и возраст, гранитоидов в восточной части Балтийского щита являются вопросами дискуссий. Несомненно, протерозойскими и секущими структуры ранних карелид является своеобразный комплекс порфиридных гранитов массивов рек Лица, Ара, Поррьяс на северо-западе Кольского п-ва, а также устья рек Поной и Умбы. Первые из них приурочены к зоне Урагубского разлома, неоднородны по составу и, возможно, являются многофазными (кварцевые диориты и гранодиориты — 1-я фаза, плагиомикроклиновые граниты — 2-я фаза), гипабиссальными интрузиями, размером от 30 до 90 км<sup>2</sup>.

Порфиридные разности микроклиновых гранитов и гранодиоритов обладают повышенными магнитными свойствами благодаря присутствию в них магнетита. Менее магнитны кварцевые диориты и аплитовидные разности. Значение магнитной восприимчивости этих пород колеблется от 1000 до 5000 ед. при величине остаточного намагничивания в среднем до 500 ед. Поле гранитных интрузий этого типа с признаками редкометальной минерализации хорошо картируется аэромагнитной съемкой. Аномалии магнитного поля над ними имеют площадной характер и интенсивность от 100 до 1500 гамм. Значительные колебания интенсивности обусловлены неоднородным составом массивов и главным образом зональным распределением в породах магнетита. Наиболее высокие значения аномалий поля  $\Delta T$  отмечаются в южной части одного из массивов, где гранитоиды оказывают воздействие на вмещающие их амфиболиты и амфиболовые сланцы нижнего протерозоя; при этом простиране полосовидных аномалий согласное с простиранем вмещающих пород. Слабые и переменные поля, интенсивностью 200—400 гамм, наблюдаются и над куполовидными массивами гранитоидов Печенгской зоны (массивы Каскельярв, Шуонияярв и другие). Зональное строение этих массивов и взаимопереходы от плагиогранитов до амфиболовых гранодиоритов, как полагают исследователи, возникли путем диффузного магматического и метасоматического замещения вмещающих их эффузивно-осадочных толщ. Это хорошо подтверждается наличием внутри массивов Печенгской группы заметных полосовых и линейных аномалий, интенсивностью 400—600 гамм, имеющих простиране, согласное с простиранем вмещающих метаморфических толщ (в данном случае еще не полностью замещенных).

Судя по геофизическим данным, массивы не имеют и большого распространения на глубину, что опровергает ранее существовавшие

представления о них как реоморфизованных выступах архейского фундамента.

Высокими и переменными значениями аномалий магнитного поля характеризуются и гранитоиды Мурманского антиклинорного блока. Над блоком архейских реоморфизованных гранитов выделены две региональные аномалии с большим перепадом интенсивности. Региональный фон их 600 гамм, а отдельные локальные максимумы и аномалии достигают 2000—3000 гамм. Повышенные магнитные поля наблюдаются преимущественно над диоритами, grano-диоритами, микроклинизированными диоритами и плагиомикроклиновыми гранитами.

Проводимое нами специальное изучение магнитных свойств показало неравномерную и повышенную намагниченность этих пород, которая обусловлена присутствием магнетита. В наиболее магнитных участках содержание магнетита достигает 10%, а участкам скопления его отвечают локальные превышения поля  $\Delta T$ , достигающие 2000—3000 гамм.

Причина магнитоактивности (или обогащения магнетитом) гранитоидов Мурманского блока пока недостаточно ясна. Некоторые исследователи полагают, что гранитоидные комплексы массива возникли в результате гранитизации древних покровов основного состава и сходны с чарнокитами Украины, считающимися метаморфо-метасоматическими образованиями. Другие предполагают, что Мурманский глубоко эродированный блок древнейших образований в далеком прошлом был сложен преимущественно породами комплекса гиперстенных диоритов, впоследствии интенсивно гранитизированных в абиссальных условиях. На современном эрозионном срезе породы этого комплекса сохранились в виде реликтовых тел среди других специфических по составу гранитоидов Мурманского массива. Мы высказывались ранее в пользу последней точки зрения.

10. Аномалии магнитного поля  $\Delta T$ , связанные с многофазными интрузиями ультраосновных, щелочных и карбонатных пород центрального типа. Интрузии рассматриваемой группы представляют собой единую возрастную и генетическую группу, объединяемую под общим названием Карело-Кольской петрографической провинции ультраосновных, щелочных и карбонатных пород каледонского интрузивного цикла. Различные члены этой провинции слагают сложные многофазные конические тела, типичные для платформенных областей, и характеризуются единым последовательным ходом процессов дифференциации (от древних к молодым): а) ультраосновные породы — оливиниты, перидотиты, пироксениты, реже габбро; б) щелочные породы ийолитмельтейгитовой серии; в) карбонатиты (гидротермальные образования).

На территории Балтийского щита они располагаются поясами по зонам глубинных разломов и с ними связаны титановые и железные руды, редкие металлы, апатит, флогопит, вермикулит. Размеры интрузивных тел данной группы различны — от 10—15 до 60 км<sup>2</sup>. Вмещающими породами обычно являются гнейсы и гранито-гнейсы архея, которые под воздействием процессов щелочного метасоматоза часто сильно фенитизированы.

Магнитные свойства пород рассматриваемого комплекса различны и зависят от степени обогащения их магнетитом и титаномагнетитом. Наиболее магнитными являются магнетитовые руды, затем пироксениты и карбонатиты, обогащенные магнетитом. Вследствие сравнительно больших размеров, обычно крутых углов падения, значительного распространения на глубину, наличия магнетитового и титаномагнетитового оруденения, а также большой разницы в магнитных свойствах с вмещающими образованиями, каледонские интрузии хорошо картируются методом аэромагнитной съемки почти любого масштаба. Большинство ин-

грузий этого типа и было открыто этим методом. Аномалии над интрузиями центрального типа имеют обычно характерную изометричную форму, значительный градиент и высокую интенсивность магнитного поля—от 3000 до 12 000 гамм. Они характеризуются сравнительно сложным магнитным полем, обусловленным их внутренним строением и составом. Высокие градиенты и максимумы поля  $\Delta T$  сосредоточены обычно в центральных частях массивов, где располагаются более магнитные комплексы, или над участками концентрации магнетитового и титаномагнетитового оруденения. Их кольцевое строение хорошо отражается на картах изолинии магнитного поля, построенных по данным как воздушных съемок, так и наземных исследований. Полосы и участки относительно повышенных и пониженных значений магнитного поля образуют кольцевые и полукольцевые зоны, вытянутые параллельно контуру или контакту интрузий. По точкам перегиба кривых  $\Delta T$  можно устанавливать контур магнитных пород массива. Он обычно хорошо совпадает с геологическим.

При интерпретации аномалий магнитного поля  $\Delta T$  автором впервые были намечены, а затем с учетом детальных съемок и обнажений коренных пород (совместно с Бурцевой) и оконтурены новые крупные интрузии этого типа на Турьем мысе Кольского полуострова. Выполненные в последние годы наземные геофизические и геологические работы подтвердили связь аномалий на Турьем мысе с интрузиями центрального типа, весьма перспективными на отмеченный комплекс полезных ископаемых. По форме аномалии, величине поля  $\Delta T$  и характеру его распределения было высказано также предположение о наличии крупной интрузии центрального типа в пределах Контозерской депрессии Кольского полуострова. Последующие гравиметрические и геологические работы подтвердили возможность ее обнаружения на некоторой глубине под осадочно-вулканогенной толщей девона и карбона.

К этому же типу аномалий и связанных с ними интрузий мы относим аномалии над многофазными дифференцированными интрузиями трещинного типа преимущественно щелочно-габброидного состава — Гремяха Вырмес и Елетьозеро, возраст которых несколько более древний, — вероятно, верхнепротерозойский. В отличие от предыдущих, они имеют несколько вытянутую в субмеридиональном направлении форму, более сложное по характеру и структуре магнитное поле, интенсивность до 5500 гамм. С ними также связаны ильменито-магнетитовые, магнетитовые и титаномагнетитовые руды.

В восточной части Балтийского щита возможно открытие новых интрузий центрального типа. Хорошим поисковым геофизическим признаком их обнаружения является наличие локальной изометричной по форме аномалии магнитного поля и поля силы тяжести.

Приведенные характеристики групп аномалий магнитного поля показывают, что все аномалии восточной части Балтийского кристаллического щита обусловлены осадочными, осадочно-вулканогенными и интрузивными образованиями, в той или иной степени содержащими магнитные минералы. Часть аномалий создана наложенными процессами метаморфизма первично немагнитных пород, как например, гнейсами метасоматитами Кейв, пирротинизированными сланцами ладожской серии и некоторыми гнейсами архея и протерозоя других серий.

Каждый выделенный комплекс пород характеризуется определенной «индивидуальностью» наблюдаемых над ними магнитных аномалий или полей (формой, интенсивностью, градиентом поля, характером графиков, размером и т. д.). Встречаются и случаи сходства в рисунке графиков  $\Delta T$ , форме аномалий и интенсивности поля между различными по

составу породами. Например, аномалии магнитного поля  $\Delta T$  над железистыми кварцитами и сланцами весьма сходны с таковыми, создаваемыми дайками диабазов и габбро-диабазов, а иногда и массивами ультраосновных пород.

Типичность или «индивидуальность» аномалий зависят от целого ряда факторов: от положения связанных с ними пород и массивов в общей структуре щита, а следовательно и в общей структуре магнитного поля, от состава этих пород, степени и характера их метаморфизма, формы и условий залегания и ряда других факторов. Поэтому при классификации и интерпретации аномалий магнитного поля  $\Delta T$  по их геологической природе необходимо учитывать все эти факторы, а также привлекать данные других геофизических методов и особенно гравиметрии.

Если все аномалии магнитного поля щита связаны с комплексами древних метаморфических и изверженных пород и интенсивность их зависит от количества и характера распределения в них магнитных минералов, то гравитационное поле щита обусловлено в основном неоднородностями петрографического состава комплексов пород современной поверхности (главным образом содержанием плотных темноцветных минералов и структурой пород). Кроме того, как известно, на величину аномалий поля силы тяжести оказывают влияние глубинные границы раздела — поверхность «гранулито-базитового» слоя и «Мохо».

Большинство гравитационных аномалий щита как региональных, так и локальных имеет отчетливо выраженное простираие, в общем согласное с простираием основных структурных элементов щита и магнитных аномалий и хорошо увязывается с составом и строением его древнейших образований. И только небольшая часть региональных аномалий поля силы тяжести пространственно не совпадает со структурным планом Беломорид и карелид региона, а тяготеет либо к области повышенной сейсмичности, мобильности и воздыманий (относительно пониженные значения поля силы тяжести в северо-западной части Беломорского блока), либо попадает в область более позднего прогибания и погружения (повышенные значения поля  $\Delta g$  в юго-восточной части Беломорского блока — прибрежная зона Белого моря).

Совместный анализ магнитного поля и поля силы тяжести восточной части Балтийского кристаллического щита существенно облегчает геологическое истолкование наблюдаемых физических полей как локального, так и особенно регионального характера. На характеристику того и другого поля, кроме указанных выше факторов, оказывает влияние и внутренняя структура кристаллических образований докембрия.

По вопросам соотношения между магнитными и гравитационными аномалиями и связи их с типами структур щита, на основе выполненного качественного и статистического анализа установлено следующее:

а) аномалиями  $\Delta T$  и  $\Delta g$  положительного знака или относительно повышенных значений отмечаются интрузии основных, ультраосновных и щелочных пород трещинного и центрального типа; базиты и гипербазиты; гиперстеновые гнейсо-диориты (магматические и метаморфические); пара- и ортоамфиболиты, обогащенные магнетитом и другими ферромагнитными минералами;

б) аномалиями  $\Delta T$  и  $\Delta g$  отрицательного знака (или пониженных значений) картируются обычно толщи легких биотитовых, биотито-амфиболовых и плагиоклазовых гнейсов архея и протерозоя, мигматизированных гранитом; отдельные разновидности плагио- и плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов, гнейсо-гранитов и их мигматиты; нематитные горизонты осадочных пород (конгломераты, аркозы, песча-

пики, кварциты, доломиты, глинистые сланцы, туфы и некоторые другие образования);

в) комплекс высокоглиноземных гнейсов кольской и беломорской серий архея характеризуется невысокими, обычно пониженными значениями поля  $\Delta T$ , но повышенными значениями поля силы тяжести. Кислые гранулиты и гранулитоподобные породы имеют такую же характеристику физических полей;

г) породы среднего и основного состава гранулитовой фации метаморфизма характеризуются повышенными значениями поля  $\Delta g$  и обычно поля  $\Delta T$  (исключение представляют некоторые неизменные разности анортозитов и габбро-анортозитов);

д) синклинальные структуры и синклинии, сложенные преимущественно осадочно-вулканогенными толщами протерозоя, фиксируются отчетливыми и значительными по величине аномалиями силы тяжести (Печенгская, Имандра-Варзугская, Шомбозерская и другие синклинорные зоны). Помимо повышенной плотности вулканитов, на величину наблюдаемого повышенного поля  $\Delta g$  этих структур оказывают влияние и «базальтовые слои» коры, обычно приподнятые в крупных зонах прогибов. При этом в случае унаследованности прогибов раннепротерозойского заложения (или ранних карелид) структурами или толщами пород среднего протерозоя (поздних карелид) значение поля силы тяжести является суммарным и еще более возрастает (Имандра-Варзугская зона). Полого-складчатые осадочно-вулканогенные толщи среднего протерозоя небольшой мощности и залегающие непосредственно на легких породах гранитизированного фундамента в виде наложенных мульд и синклиналей не создают заметных аномалий поля силы тяжести, но отмечаются остаточными аномалиями небольшой величины (Куоляярвинский синклиний, Онежская мульда).

В магнитном поле структуры этого типа отмечаются обычно наличием довольно большого количества локальных, преимущественно вытянутой формы и различной интенсивности аномалий, подчеркивающих как контуры структур и зон, так и особенности их внутреннего строения, а именно — наличие магнитных разновидностей эффузивных пород и интрузий базито-гипербазитового состава. При этом большая насыщенность магнитными телами наблюдается либо на общем фоне относительно пониженных значений поля  $\Delta T$  (Северо-Карельская, Имандра-Варзугская зоны, синклиний Ветреного пояса и другие), либо (что реже) на фоне слегка повышенного магнитного поля;

е) антиклинальные структуры различных порядков, сложенные породами гнейсо-гранитного состава, характеризуются обычно пониженными полями  $\Delta T$  и  $\Delta g$ . Антиклинорные зоны и более мелкие положительные структуры, сложенные различного рода реоморфическими и палингенными гранитами и grano-диоритами, отмечаются повышенными значениями поля  $\Delta T$  и переменными (слабо повышенными, нормальными или пониженными) полями  $\Delta g$ . Переменный характер поля силы тяжести таких структур объясняется различной интенсивностью процессов гранитообразования, ведущих к переработке и разуплотнению более древних исходных пород субстрата. Увеличение магнитности образовавшихся гранитоидов (преимущественно в нижнепротерозойское время) связано с появлением в породах вторичного магнетита за счет изменения термодинамических условий, приведших к увеличению отношения  $Fe^{+++}$  к  $Fe^{++}$  (Мурманский массив, Северо-Карельская антиклинорная зона и другие);

ж) в отличие от всех других синклинорных зон Балтийского щита, над Кейвским синклинием, сложенным терригенными и частью вулканогенными толщами, наблюдается региональный минимум поля силы

тяжести. Характерной особенностью этой структурной зоны является то, что в пределах ее широкое развитие получили щелочные граниты, а связанный с ними исключительно интенсивный калиевый метасоматоз привел к разуплотнению толщ кейвской серии и вмещающих ее образований. Магнитное поле этой зоны, также в отличие от некоторых структур подобного типа, характеризуется повышенным фоном поля  $\Delta T$  интенсивностью 400—600 гамм. Оно обусловлено влиянием подстилающих магнитных пород основания — комплекса гиперстеновых гнейсо-диоритов, а также процессами щелочного метасоматоза, приведшими к обогащению пород магнетитом (особенно в зонах экзо- и эндоконтакта) массивов щелочных гранитов.

Таким образом, отмеченными специфическими особенностями состава и метаморфизма пород Кейвской зоны и объясняется ее особая характеристика.

### Заключение

Геологическая интерпретация аномалий магнитного поля восточной части Балтийского кристаллического щита и классификация их на группы по геологической природе были широко использованы при составлении металлогенических карт на цветные и черные металлы, а также при построении геологических и тектонических карт различных масштабов.

Намеченные соотношения между гравиметрическими и магнитными полями и аномалиями в процессе получения материалов детальных съемок будут уточняться, а выявленные к настоящему времени закономерности, безусловно, окажут помощь при составлении геологических, тектонических и прогнозных карт для районов погруженных склонов Балтийского щита.



## ОБ ОБЪЕМЕ И СТРОЕНИИ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ

Среди горных пород Карелии, генетическая природа которых достоверно устанавливается по их текстурным признакам (или реликтам этих признаков), наиболее древними являются вулканиты. Первичные текстурные признаки метаморфизованных горных пород и руд наиболее устойчивые. Структуры пород и руд почти полностью изменяются и подчас от них не остается никаких реликтов. Это уже происходит при региональном метаморфизме в условиях зелено-сланцевой и амфиболитовой фаций, не говоря о гранулитовой фации и процессах гранитизации. Реликты же первичных текстурных особенностей во многих случаях могут сохраняться. В вулканогенных и вулканогенно-осадочных образованиях устанавливается слоистость, ритмичная слоистость, конгломератовые текстуры туффицитов и осадков, брекчиевые текстуры вулканических брекчий и конгломерато-брекчий, а также неоднородное строение, миндалекаменные и шаровые текстуры в лавовых потоках.

Наблюдения над текстурными особенностями вулканитов в сочетании с другими методами позволили получить представление о разрезе, мощностях, литологических и тектонических особенностях образований нижнего протерозоя ряда районов Карелии. В районе Хаутаваары (южная Карелия) низы разреза представлены средними и кислыми вулканитами (андезитами, дацитами) натрового ряда мощностью до 1500—2000 м. На них залегают вулканиты (в основном лавы) основного состава мощностью до 1500—1800 м. Выше расположены вулканиты кислого состава, представленные преимущественно туфами и туффитами, частью хемогенными осадками, среди которых залегают колчеданные руды. Мощность вулканитов достигает 600—900 м. Вверх по разрезу они снова сменяются вулканитами (преимущественно лавами) основного состава мощностью не менее 600 м. Они, в свою очередь, перекрываются туффитами среднего и кислого состава мощностью более 200 м. Суммарная мощность вулканитов более 4500 м.

В районе Пибозера установлено чередование кислых и основных вулканитов. Низы разреза представлены кислыми вулканитами натрового ряда (лептитамы). Мощность их более 500 м. Выше расположены вулканиты (преимущественно лавовые фации) основного состава мощностью 900—1000 м. Они перекрываются кислыми вулканитами калиевого ряда мощностью около 500 м. На них залегают снова вулканиты основного, частью среднего, состава мощностью более 500 м. Суммарная мощность вулканитов около 2500 м.

Особенности строения вулканитов Пибозерского района позволяют

предполагать образование их на суше или в условиях мелководья. Об этом свидетельствует маломощность лавовых потоков (первые метры), резко подчиненное значение шаровых текстур, преобладание миндалекаменных эффузивов (миндалины подчеркивают неоднородное строение лавовых потоков), почти полное отсутствие осадков (в том числе и хемогенных, а также руд), очень редко отмечаемое слоистое строение толщи кислых вулканитов.

Вулканиты рассмотренных двух районов Карелии отличаются друг от друга условиями образования. В районе Хаутаваары они накапливались в подводных условиях. Об этом свидетельствуют преобладание в разрезе вулканитов шаровых лав основного и среднего состава, наличие слоистых, в том числе и ритмичнослоистых осадков и туффитов, присутствие хемогенных осадков и руд, в том числе конкреций руд и кремнистых стяжений, и другие. Особенностью геологического строения хаутаваарской полосы является преобладающее развитие здесь вулканитов различного состава, слагающих несколько вулканических структур. Они являются самыми древними структурными сооружениями нижнепротерозойских вулканитов. Формирование их началось в период отложения продуктов вулканической деятельности, которые позже были смяты в складчатые структуры.

Район Ялонваарского месторождения серного колчедана также представляет собой часть вулканической структуры. По своему строению, фациальным особенностям и составу слагающих ее вулканических продуктов она сходна с Игнойльской структурой Хаутаваарского района. Нижняя часть разреза вулканитов Ялонваары сложена вулканическими брекчиями андезитовых и андезит-базальтовых порфиритов. Видимая мощность этой части разреза около 1400 м. Выше залегают глыбовые туфобрекчии дацитовых порфиритов с горизонтами литокристаллокластических туфов такого же состава. Мощность этой толщи около 900—1000 м. Еще выше располагаются мелкозернистые туфы липарито-дацитов, туффитов и хемогенных кварцитов, являющихся вмещающими для серноколчеданных руд. Мощность этой толщи 700—800 м. Субвулканическая фация представлена штоком кварцевых липарито-дацитовых порфиритов. Охарактеризованный дацит-андезит-базальтовый комплекс перекрыт шаровыми и массивными лавами диабазового комплекса мощностью не менее 1000 м.

В восточной Карелии в районе Парандовского месторождения серного колчедана устанавливается сходный с хаутаваарским характер разреза с тем отличием, что низы разреза здесь не сохранились. Он начинается с вулканитов (шаровых лав) основного состава, которые переслаиваются с вулканитами (преимущественно туфы и туффиты, в том числе графитистые сланцы) среднего и кислого состава, частью хемогенными осадками, среди которых залегают колчеданные руды. Вверх по разрезу постепенно увеличивается доля вулканитов (преимущественно туфов и туффитов) андезитового состава. В центральной части синклинали, которую слагают вулканиты парандовской полосы, расположены вулканиты андезитового состава, превращенные в порфиробластические сланцы и амфиболиты. Мощность их достигает 400—500 м, а мощность рудоносной (колчеданы) толщи переслаивания вулканитов основного и кислого состава составляет около 800—1000 м. Аналогичный характер разреза установлен и в районе Бергаула (центральная Карелия). Здесь среди гранитоидов зажат блок простирающихся на северо-запад вулканитов нижнего протерозоя. С северо-востока он отделяется от гранитов разломом, который подчеркивается полосой тектонических брекчий, образовавшихся за счет дробления как гранитов, так и пород вулканогенного комплекса. Некоторыми исследователями эти брекчии ошибочно

рассматривались как конгломераты. В указанном блоке сохранилась значительная часть подрудной толщи вулканитов основного состава. Она сложена лавами (в том числе шаровыми) основного состава. Потоки их разделяются туфами и туффитами основного, реже кислого состава, частью хемогенными осадками. Мощность сохранившейся части вулканитов основного состава 1800 м. На них в северо-восточной части блока залегают кислые вулканиты, в основном туфы, туффиты, в том числе графитистые сланцы и хемогенные осадки, несущие колчеданное оруденение. Мощность сохранившейся их части более 400 м. Интересная особенность геологического строения вулканитов нижнего протерозоя установлена в районе Койкар. Здесь, как и в Хаутаваарской зоне, намечается вулcano-купольная структура. Она образована шаровыми лавами основного состава, слагающими кольцеобразную структуру вокруг габбро-диабазового тела, заполняющего, по-видимому, жерло древнего вулкана. На шаровых лавах основного состава, мощность которых превышает 200 м, расположена толща переслаивания вулканитов кислого (преимущественно туфов и туффитов, в том числе графитистых сланцев, частью хемогенных осадков и колчеданных руд) и основного состава. Мощность толщи переслаивания колеблется от 100 до 400 м. Выше снова залегают шаровые лавы основного состава, мощность которых превышает 500 м. Еще выше располагается толща вулканитов (лавы и туфы) кислого состава. На них, а также на вулканитах основного состава, с угловым несогласием залегают осадки среднего протерозоя (ятулия). Последние образуют антиклинальную складку. В этом отношении следует отметить согласованность структур нижнего (вулcano-купольная антиклиналь) и среднего (антиклинальная складка) протерозоя. Не исключена возможность приуроченности вулканических аппаратов среднего протерозоя к древним нижнепротерозойским аппаратам или к участкам или зонам, сопряженным с ними.

В западной Карелии, в районе Костамукшского железорудного месторождения, для вулканитов нижнего протерозоя установлен следующий разрез. Нижняя толща гнейсов и мигматитов (метаморфизованные вулканиты кислого состава, переслаивающиеся с редкими горизонтами вулканитов основного состава) мощностью более 300 м. Выше залегают «подрудные амфиболовые сланцы» (вулканиты основного состава) мощностью до 200 м. Они перекрываются вулканитами кислого состава (туфы, туффиты, графитистые сланцы и хемогенные, в том числе магнетитовые кварциты) с редкими горизонтами туфов (?) основного состава. Мощность рудоносных вулканитов превышает 800 м. Еще выше (предположительно) залегают вулканиты (преимущественно лавы) основного состава с горизонтами туффитов и хемогенных осадков, и, вероятно, руд, расположенных между лавовыми потоками. Сходный характер разреза вулканитов нижнего протерозоя устанавливается и в расположенных южнее Костамукшского Хедозеро-Большезерском и Гимольском районах западной Карелии.

Таким образом, для низов разреза нижнепротерозойских вулканитов указанных районов характерно преобладание кислых вулканитов, а для верхней части — основных. Весьма неясным является для территории Карелии вопрос о нижней границе протерозойских образований. Существует мнение, что «после эпохи архейского орогенеза последовали преднижнепротерозойский перерыв и глубокий размыв древнейших складчатых сооружений, в результате чего на поверхность были выведены архейские гранитоиды и мигматиты»\*. В качестве доказательства такого представления приводилось то, что на архейские граниты и гнейсы налегают

\* К. О. Кратц. Геология карелид Карелии. М.—Л., 1963, стр. 193.

отложения нижнего протерозоя, местами с базальными конгломератами, содержащими обломки подстилающих архейских пород. Если в отношении налегания протерозойских отложений на какие-то более древние образования сомнений не возникает, то в отношении базальных конгломератов единого мнения нет. На территории Карелии известно три района, где выделены базальные конгломераты нижнего протерозоя (Костамукшский, Гимольский, Пибозерский). Необходимо подчеркнуть, что наличие таких конгломератов приводилось в качестве доказательства преднижнепротерозойского перерыва и глубокого размыва древних подстилающих образований.

В районе Костамукши за конгломераты были ошибочно приняты (Чернов, 1960; Кратц, 1963) будинированные гранитные жилы (Робонен, Коросов, 1966). Полимиктовые конгломераты района Гимол, по мнению целого ряда исследователей, являются более молодыми (вероятно, сариольскими) образованиями (Гилярова, 1962; Робонен, Коросов, 1966). Полимиктовые конгломераты района оз. Вороньего (восточная Карелия) образуют довольно выдержанный, но маломощный слой (1—2 м, редко больше) туфо-конгломератов и вулканических брекчий. Таким образом, наличие базальных конгломератов нижнего протерозоя для территории Карелии не доказано. Дело в том, что стремление обнаружить базальные конгломераты в основании подгруппы, группы, серии или свиты объясняется тем, что классические методы осадочной геологии механически переносятся на изучение объектов раннего докембрия, имеющих специфические особенности. Последние, помимо глубокого метаморфизма пород, проявляются в том, что 90—95% известной части разреза отложений нижнего протерозоя сложены вулканогенными отложениями (лавами и туфами) и лишь 5—10% представлены вулканогенно-осадочными, реже осадочными (карбонаты) образованиями, вещество для которых также имеет преимущественно вулканогенную природу, и лишь механизм самого отложения был осадочным (это либо туффиты, либо хемогенные осадки с незначительной примесью терригенного материала). С учетом этого обстоятельства вполне понятным становится отсутствие базальных конгломератов в основании нижнего протерозоя. Понятны также невыдержанность отдельных вулканогенных комплексов и довольно быстрое изменение мощностей пачек и толщ по простиранию, что обусловлено резкой фациальной изменчивостью, характерной для вулканогенных областей. Следовательно, для понимания истории геологического развития нижнепротерозойского времени аналогии следует искать с геологическим развитием областей интенсивного, в том числе подводного вулканизма. Это одна из основных причин отличия особенностей геологического развития нижнепротерозойских и более древних геологических образований от более молодых — средне- и верхнепротерозойских и палео-мезо-кайнозойских отложений. В этом можно усмотреть один из существенных элементов поступательного развития земной коры. Принцип актуализма к наиболее древним этапам развития земной коры можно применять, в частности, на основании опыта изучения молодого, в том числе современного вулканизма. Но не следует переносить все выводы осадочной геологии к этим эпохам.

По этим причинам граница между нижним и средним протерозоем (точнее ятулием) приобретает исключительно важное значение. По сути дела она является рубежом, на котором произошла качественная смена режима и условий геологического развития. На смену почти исключительно формированию геологических образований за счет накопления продуктов вулканической деятельности пришел среднепротерозойский (ятулийский) этап, во время которого наряду с вулканической деятельностью широкое распространение получили процессы седиментации. Это

нашло отражение в том, что значительную часть разрезов среднего протерозоя и более молодых отложений составляют терригенные осадки. По данным абсолютного возраста этот рубеж находится в пределах 1700—1800 млн. лет.

С учетом изложенного поздний докембрий Карелии (средний и верхний протерозой (ятулий и иотний), рифей, синий и др. их аналоги) по условиям геологического развития имеет больше признаков сходства с неогеем. От него резко отличается ранний докембрий (архей, нижний протерозой, докарелий и др. их аналоги). В связи с этим, границу между средним и нижним протерозоем (согласно принятой в настоящее время терминологии) можно с полным основанием считать по значимости границей между группами, т. е. крупным рубежом в истории развития земной коры. Отложения среднего и верхнего протерозоя (ятулия, верхнего карелия, онежской серии, иотния) следует объединить в одну группу, которую по аналогии с другими регионами страны (Урал, Сибирь и т. д.) логично именовать нижним рифеем, хотя с таким же успехом (как предлагает А. П. Виноградов, 1964) можно называть и протерозоем. Логичность проведения нижней границы неогеев по основанию ятулия обосновывается тем, что в тектоническом отношении отложения рифея соотносятся с подстилающим фундаментом точно так же, как ятулий Карелии— с более древними образованиями (гранитоидами и вулканитами нижнего протерозоя). Наличие моласс позволило Ю. Р. Беккеру (1968) считать нижнюю границу неогеев доятулийской. Существует также мнение о большей обоснованности проведения в Западном Прибайкалье нижней границы верхнего докембрия по подошве акитканской серии, которая моложе 2000 млн. лет и древнее 1600 млн. лет (т. е. соответствует среднему протерозою — ятулию + вепсию Карелии) (Сахновский и др., 1968). Нижнепротерозойские (докарельские) образования следует называть протерозойскими (они соответствуют понятию архей). Хотя, если следовать принципу, согласно которому в свое время были введены термины «архей» и «протерозой», то в настоящее время они, по сути дела, потеряли свой первоначальный смысл. Употребление этих терминов носит сугубо условный характер и в какой-то мере позволяет еще приблизительно ориентироваться при сопоставлении между собой различных регионов развития докембрия.

Исследованиями геологов Финляндии (А. Simonen, 1960 и др.) установлено, что возраст свекофеннид и карелид один и тот же. Наблюдения в зоне смыкания карелид и свекофеннид на территории юго-восточной Финляндии позволили доказать их разновозрастность. Однако следует оговорить одну особенность. Она касается вопроса строения тех комплексов пород, которые геологи Финляндии называют карелидами. В отношении разреза карелид среди финских геологов продолжалась длительная дискуссия, начиная с исследований И. Седерхольма в конце прошлого века и до наших дней. Не вдаваясь в историю и детали этой дискуссии, отметим лишь то обстоятельство, что решение указанного вопроса возможно лишь в случае анализа геологического строения карельских комплексов как на территории Карельской АССР, так и на территории Финляндии. Такой анализ позволяет, в основном на основании исследований, выполненных на территории Карельской АССР, различать в составе карелид по крайней мере две части разреза. Нижняя часть представлена нижним протерозоем (нижний карелий, докарелий, калевий в понимании Фростеруса и Рамзая). Верхняя же часть — средний протерозой (ятулий и, возможно, сариолий), отложения которого (типичные терригенные осадки, перемежающиеся с лавами, частью туфами, основного состава) залегают на нижнепротерозойских с угловым несогласием.

Геологи Финляндии до сих пор считают, что верхняя часть карелид (ятулий или средний протерозой в понимании карельских геологов) входит в состав карелид, причем занимает нижнюю часть разреза. Поскольку ятулийские (среднепротерозойские) отложения на территории как Карелии, так и Финляндии залегают на более древних образованиях с угловым несогласием, постольку делался вывод о существовании в восточной части Финляндии древнего фундамента карелид. Фундамент этот (выделенный впервые финским геологом Х. Вярюненом, а затем фигурирующий во всех тектонических построениях Л. Я. Харитонova) имеется, но только для верхней части карелид — ятулийских и сариольских образований. На территории Финляндии соотношение среднего протерозоя (ятулия) с окружающими породами аналогично соотношению последнего с ладожскими сланцами на территории северного Приладожья, где ладожские сланцы надвинуты на осадки ятулия или залегают на них.

Некоторые соображения следует высказать о так называемых граувакках, довольно часто упоминаемых в публикациях по вопросам геологии Финляндии и Швеции. Под этим названием выделяются породы, развитые в полосе свекофеннид северной и юго-западной Финляндии и карелид восточной Финляндии. Изучение этих пород в районе и на рудниках Виханти, Пюхясалми (северная Финляндия), Оутокумпу, Коталахти (восточная Финляндия), Ориярви, Айяла (юго-западная Финляндия), проведенное автором совместно с геологами фирмы Оутокумпу и геологического института Финляндии в 1968 г., показало, что под таким названием выделяются метаморфизованные вулканиты кислого и среднего состава (кварцевые порфиры, имеющие иногда вид ритмичнослоистых туфов, шаровые лавы андезитового состава и лептиты). Поскольку в советской литературе под граувакками понимаются осадочные горные породы, отсюда, естественно, и заблуждение при получении информации из публикаций финских геологов, в которых под термином граувакки подчас объединяют породы, природа которых не выяснена. Практически среди пород, называемых граувакками, осадков и нет, за исключением маломощных прослоев слоистых и ритмичнослоистых серицито-кварцевых и графитистых сланцев в рудоносных пачках указанных выше рудных районов.

Вообще следует подчеркнуть, что осадки в разрезе нижнепротерозойских образований Финляндии, так же, как и Карелии, имеют резко подчиненное значение. Они представлены только серицито-кварцевыми и графитистыми сланцами, в которых также существенная часть вещества их слагающего представлена вулканогенным материалом, т. е. по сути дела эти породы являются туффитами. Встречающиеся же в местах концентрации сульфидных руд кварцитовидные породы представляют хемогенные осадки. Это с полной очевидностью доказывается для Хаутаваарского и других рассмотренных выше районов Карелии. Этот же вывод получен на территории Швеции (Geijer, 1963) и Финляндии (Eskola, 1963).

Имеющиеся материалы по геологическому строению области сочленения беломорид и карелид в районе оз. Вороньего (восточная Карелия) показывают, что вулканиты карелид переходят по простиранию в более интенсивно метаморфизованные (частью гранитизированные) вулканиты беломорид. Намечается даже возможность сопоставления нижних кислых (натровых) вулканитов с гнейсами и гнейсо-гранитами западной (керетской) толщи, принимаемой большинством исследователей за самую древнюю толщу беломорид. Соответственно можно предположить о том, что вышележащие части разреза вулканитов карелид основного и кислого состава сопоставимы с вышележащими толщами беломорид,

вплоть до сопоставления высокоглиноземистых осадков беломорид (геосинклинальные образования) с платформенными отложениями ятулия. Эти предположения требуют дополнительного изучения, хотя правомочность их выдвижения вполне обоснована. В настоящее время можно утверждать, что область развития беломорид как жесткого архейского блока карелид должна быть существенно уменьшена. На широте к югу от г. Кеми развиты глубоко метаморфизованные вулканогенные образования нижнего протерозоя и прорывающие и мигматизирующие их гранитоиды. Изложенное предположение вполне согласуется с имеющимися цифрами абсолютного возраста. Для пегматитов Чупино-Лоухского района получены цифры 1700—1800 млн. лет, что соответствует времени формирования осадков среднего протерозоя на Ятулийской платформе. Время формирования гранитоидов, прорывающих вулканы нижнего протерозоя и беломорид, 1800—2000 млн. лет, т. е. они сформировались ранее этого времени. Для области сочления карелид и беломорид характерны явления диафореза с образованием таких вторичных минералов как амфибол и биотит. Абсолютный  $K - Ar$  возраст последних колеблется в пределах 1580—1850 млн. лет. Для биотита наиболее часта цифра 1650 млн. лет, а для амфибола — 1700—1800 млн. лет. Приведенные цифры позволяют сопоставлять время биотитизации с временем образования гранитов рапакиви. Значит, времени формирования анорогенных гранитов в пределах ятулийской платформы соответствуют периоды активизации и омоложения участков, примыкающих к платформе, на большем удалении от которой возможно продолжение геосинклинальных условий развития. Амфибол же формировался в постъятулийское время, в период складчатости и гранитообразования в геосинклинальных областях среднего протерозоя (ятулия).

При рассмотрении геологического строения территории Карелии напрашивается вывод о его своеобразии, которое заключается в том, что здесь выделяется самостоятельная, с присущим только ей тектоническим строением, область западной Карелии. Она расположена между зоной развития беломорид на северо-востоке и карелид восточной Финляндии на юго-западе. В пределах этой области преобладающая часть пород представлена гранитоидами или вулканитами нижнего протерозоя (докарелия, доятулия). На них с угловым несогласием и с перерывом залегают терригенные и вулканогенные отложения среднего протерозоя (карелия, ятулия). Они слагают структуры платформенного или переходного к платформенному типа. Нигде на этой территории не установлены более молодые (рвущие ятулийские осадки или вулканы) граниты. Указанные особенности подтверждают обоснованность выделения рассматриваемой территории в качестве своеобразной тектонической области. Это было произведено Н. Väyrynen (1954), выделившим здесь материк (континент) ятулийского времени. Позднее эта идея нашла подтверждение в работах большинства геологов Финляндии. Континент ятулийского времени во всех работах рассматривается как жесткая глыба, древняя платформа, облекаемая со всех сторон геосинклинальными поясами карелид (ятулия). Из геологов, изучавших и изучающих территорию восточной части (советской) Балтийского щита, наиболее последовательно идею Х. Вяйрюнена о ятулийском континенте, занимающем восточную Финляндию и западную Карелию, отстаивал и обосновывал в своих работах Л. Я. Харитонов. К. О. Кратц же считал (1955, 1960, 1963), что в пределах области, занимаемой ятулийским континентом, располагалась в нижнепротерозойское (докарельское, доятулийское) время область геосинклинального прогиба, граничившая на северо-востоке с жесткой глыбой беломорид (архенд). Имеющиеся геологические и геохронологические материалы по территории Карелии и Финляндии позво-

ляют вновь вернуться к вопросу о тектоническом расчленении этого участка земной коры в ятулийское (карельское) время. Этот вопрос самым тесным образом связан с представлениями о стратиграфии конкретных районов и с тем, какие геологические принципы взяты за основу при сопоставлениях удаленных друг от друга участков. В этой связи принципиальное значение приобретает вопрос о стратиграфическом положении кварцитов (вернее, толщ, сложенных кварцитами, переслаивающимися с различными сланцами и вулканитами) и взаимоотношении их с гранитами. В пределах выделенного Х. Вярюненом жесткого кратона ятулийского времени нигде не установлены посткарельские граниты, которые бы прорывали кварциты или диабазы ятулийского (карельского) возраста. За пределами же ятулийского континента на западе (р-н Куопио в Финляндии и другие места), на севере (р-ны Кукаозера и Куолаярви в Карелии) наблюдаются гранитные жилы, секущие кварциты и вулканиты ятулия (?), и по мере удаления от континента постепенно увеличивается степень мигматизации и гранитизации ятулийских (карельских) образований. Наличие более молодых, чем кварциты и основные вулканиты, гранитов можно объяснить и объясняют по-разному. Допустимо, что граниты разновозрастны, а осадочно-вулканогенные толщи (в том числе и кварциты) имеют различный возраст. Так поступают геологи, выделяющие два разновозрастных комплекса осадочно-вулканогенных толщ, считая, что на территории Карелии имеются кварциты двух возрастов: одни древнее гранитов (нижний карелий, докарелий, нижний протерозой, архей), другие — моложе (верхний карелий, ятулий, средний протерозой, протерозой). Но не менее, а может, и более вероятным является предположение о том, что осадочно-вулканогенные толщи, в том числе и кварциты, слагают разновозрастные (ятулийские) толщи и прорываются также разновозрастными (постъятулийскими) гранитами. Второе предположение лучше согласуется с имеющимися определениями абсолютного возраста. Оно также более обосновано, если попытаться сопоставить имеющиеся разрезы ятулийских отложений различных районов Карелии, Кольского полуострова, Финляндии, Швеции и южной Норвегии, где существование гранитов, прорывающих отложения среднего протерозоя, не вызывает сомнения.

Для понимания истории развития нижнего протерозоя Карелии важным является решение вопроса о стратиграфическом положении ладожской формации (сортавальской и ладожской серий). Выше ли кварцитов ятулия, развитых в районе оз. Малое Янисъярви, залегают вулканиты и осадки ладожской формации или они на них надвинуты, а сформировались до ятулийских кварцитов, т. е. в нижнем протерозое? Этот вопрос обсуждается уже не один десяток лет как геологами Советского Союза, так и Финляндии. Есть сторонники и той и другой точек зрения. В этой связи уместно напомнить, что еще И. Седерхольм (Sederholm, 1930), указывал, что выяснить стратиграфические соотношения ятулийских и ладожских сланцевых толщ в районе оз. Малое Янисъярви невозможно из-за развитых там значительных тектонических нарушений. Более однозначно этот вопрос решается на северо-западном продолжении ладожских сланцевых толщ на территории Финляндии. В этом направлении степень метаморфизма сланцев значительно ослабевает, и гнейсы и сланцы сменяются филлитами. Там же устанавливается, что филлиты залегают на кварцитах ятулия. В этой связи более обоснованным является представление о среднепротерозойском возрасте метаморфизованных, гранитизированных и интродуцированных гранитами ладожских сланцевых толщ. Поскольку ладожские сланцевые толщи представляют собою геосинклинальные осадки флишевого типа, естественно допустить, что они формировались в области прогиба, примыкавшего к ятулийской



платформе (срединному массиву ятулия). Этот прогиб можно сопоставить с условиями развития миогеосинклиналей неогей. Среднепротерозойский возраст ладожских толщ подтверждается цифрами абсолютного возраста. Вполне понятным в этой связи является сопоставление времени формирования геосинклинального типа осадков ладожской серии с осадками вепся (бесовецкая и шокшинская свиты).

Метаморфизованные ладожские сланцы прорываются анорогенными гранитами рапакиви (абсолютный возраст 1650—1700 млн. лет), что свидетельствует о завершении активной тектонической жизни в пределах ладожского геосинклинального прогиба. На берегах Ладожского озера и к югу от него прослеживаются отложения салминской свиты, которые перекрываются гдовскими и котлинскими песчаниками, алевролитами и глинами и подстилаются приозерскими песчаниками. В песчаниках отмечаются прослои конгломератов и гравелитов с обломками гранитов рапакиви и шокшинских кварцитов (устное сообщение А. И. Кайряка). Абсолютный возраст этих отложений 1350 млн. лет, т. е. они относятся к среднему рифею. В этой связи интересен тот факт, что формирование узкого линейного прогиба — авлакогена, заполненного отложениями среднего рифея, унаследовало в своем развитии заложенный ранее в среднем протерозое (ятулии) прогиб миогеосинклинального типа, заполненный флишоидного типа осадками. Это обстоятельство позволяет дополнить существующие представления о тектоническом режиме Русской платформы и примыкающих к ней с северо-запада участков развития образований позднего докембрия, в частности нижнего рифея.

Нерешенным, по крайней мере дискуссионным, является вопрос о соотношении филлитов калевия (по Вярююнену) и подстилающих их кварцитов ятулия, залегающих на гранитном основании с гнейсо-сланцевыми образованиям р-на Оутокумпу. Первые, как известно, образуют складчатую структуру, простирающуюся в северо-западном направлении. Почти под прямым углом к ним примыкают структуры, образуемые метаморфизованными вулканитами р-на Оутокумпу. Слагаемые ими структуры свекофенид простираются на северо-восток. Восточнее северо-западных структур ятулия — калевия Вярююнена, в области его древнего картона, структуры указанного северо-восточного и субмеридионального простираются по обрывкам гранитизированных и мигматизированных сланцев, образовавшихся по вулканитам. Эту особенность поведения структур, образуемых сланцевыми комплексами свекофенид, отмечали все финские геологи, начиная с Рамсея и Седерхольма. В этой связи небезынтересно проанализировать карту Вярююнена по рассматриваемому району. На ней четко намечается стратиграфическое и угловое несогласие между западным крылом синклинальной структуры, образованной кварцитами ятулия и сланцами калевия. Это несогласие осложняется еще зоной разломов северо-западного простираения. Вулканогенные же отложения р-на Оутокумпу прослеживаются на запад в южную Финляндию и оттуда в центральную Швецию. Интересен вопрос о возрасте ботнийских (свекофенских) сланцев района Тампере. Наиболее вероятным является сопоставление их с ладожскими образованиями, как это делал И. Седерхольм. В связи с этим естественно допустить среднепротерозойский возраст этих геосинклинального типа осадков и считать их более молодыми, чем развитые в южной Финляндии лептитовые толщи (как в свое время считал И. Седерхольм и к чему в последние годы своей работы склонялся П. Эскола).

Свекофениды же южной Финляндии следует параллелизовать с вулканитами нижнего протерозоя Карелии (гимольская, парандовская и тунгудская, большезерская серии). Они, как и последние, в основной своей массе сложены вулканитами, мигматизированы и прорваны гра-

нитами. Для них также нигде не установлено фундамента — везде с ними граничат более молодые граниты. Среди свекофенид расположены и генетически и парагенетически с ними связаны сульфидные руды. Они сходны с отложениями эвгеосинклиналей неогей. В отношении этой части свекофенид справедливы выводы финских геологов А. Симонена (Simonen, 1960) и других об одновозрастности свекофенид и карелид.

Приведенные выше материалы показывают, что наиболее древними горными породами, первичная генетическая природа которых достоверно устанавливается по их текстурным признакам, являются вулканиты (лавы, туфы, частью туффиты и хемогенные осадки).

При переходе от вулканитов нижнего протерозоя в сторону беломорид или гранито-гнейсов западной Карелии они постепенно по протиранию сменяются метаморфизованными породами, превращенными в гранитоиды (гнейсы, мигматиты, гранодиориты). Это дает основание предполагать, что гнейсы и гнейсо-граниты беломорид западной Карелии представляют собою гранитизированные в различной степени нижнепротерозойские вулканиты, с которыми они вместе участвовали в складчатых движениях.

Таким образом, поскольку наиболее древние породы в рассмотренных районах — вулканиты, а поля гранитоидов являются более молодыми образованиями (они сформировались в результате, по-видимому, неоднократного метаморфизма и гранитизации вулканогенных пород и внедрения интрузий гранитоидов), постольку можно считать, что и в целом в пределах Балтийского щита вулканогенные образования являются наиболее древними горными породами. Можно предполагать, что они образовались в результате переплавления первичного метеорного вещества, явившегося исходным материалом для формирования земной коры. Этот процесс формирования, видимо, имел общепланетарный масштаб, и, как указывает Э. В. Собонович (1970), «период активного образования поверхностной пленки Земли окончился около 3 млрд. лет назад». Таким образом, как отмечает Э. В. Собонович (1970), «эффузивы являются скорее всего первичной магматической породой. Вулканогенно-осадочная толща представляет собой смесь первичных эффузивов с первичным насыпным веществом Земли».

По-видимому, в этот период истории земной коры определяющим фактором являлась бомбардировка поверхности Земли метеоритами. В результате формировались структурные формы, сходные с теми, которые наблюдаются в настоящее время на Луне в областях ее «материков». Позднее началась вулканическая деятельность, реликты которой в пределах Балтийского щита установлены в виде вулканических построек нижнего протерозоя.

Гранито-гнейсовые же поля западной Карелии и юго-западного Беломорья, т. е. отнесенные к архею образования, представляют собой продукты метаморфизма и гранитизации тех же самых вулканогенных комплексов нижнего (а в пределах беломорид, возможно, частью и среднего) протерозоя. Время их образования 2400—3000 млн. лет, а время гранитизации 2200—1800 млн. лет и 1700—1600 млн. лет.

Рассмотрение вопроса об объеме нижнего протерозоя Карелии, в том числе его нижней границы, невольно влечет за собою необходимость четкого определения представлений об архее и возрасте и строении земной коры, а в конечном итоге о механизме образования геосфер и самой Земли. Для Балтийского щита наиболее древний известный возраст  $3150 \pm 50$  млн. лет имеют вмещающие породы Мончегорского плутона (Собонович, 1970). По-видимому, эти наиболее древние возрасты для горных пород земной коры отражают время образования вулканитов

за счет расплавления первичного хондритового вещества. С этого момента начинается поступательный процесс геологического развития земной коры по схеме, предложенной Н. П. Васильковским (1964). По мере накопления вулканитов в пределах эвгеосинклинального типа трогов, примыкавших к образованиям типа современных островных дуг, происходила эволюция магматизма и накопление радиогенной энергии, которая в промежуток времени 2000—1800 млн. лет тому назад привела к повсеместным, видимо, планетарного масштаба, явлениям гранитообразования и складчатости вулканогенных толщ. В результате этих процессов сформировались своеобразные типы структур блок-куполов или доменов, которые имеют хаотическое расположение. Этот этап развития назван Е. Павловским (1962) нуклеарным. Он не самый ранний по времени, а следует за периодом развития трогов, примыкающих к образованиям типа островных дуг. После этого этапа возникли условия, когда могли существовать платформы и геосинклинали, развитые в неогее. До этого развитие носило черты сходства с геосинклиналями, но имело больше отличий. В период раннего докембрия геосинклинальные зоны отличались (Тугаринов и Войткевич, 1970) огромной площадной распространенностью, поясное же строение геосинклиналей выявляется отчетливо в позднем докембрии.

Вулкано-купольные структуры нижнепротерозойских образований свидетельствуют о том, что самыми древними структурами, которые можно установить геологическими методами, являются вулканы, а самыми древними горными породами—вулканиты. В этом имеется существенный элемент сходства в строении современной поверхности Луны и поверхности Земли в эпоху раннего докембрия. Говорить о закономерностях размещения этих структур затруднительно. Протяженность в ряде районов Карелии вулканитов нижнего протерозоя в меридиональном направлении, субмеридиональное расположение вулканических аппаратов в таком же направлении в Хаутаваарском р-не позволяют предполагать, что в период нижнего протерозоя, по крайней мере местами, наблюдалась линейная ориентировка древних вулканических аппаратов. Все зоны древних вулканов и продукты их деятельности граничат с прорывающими или гранитизирующими их более молодыми по возрасту гранитоидами, или отделяются от них разломами. Установить достоверное ложе, на которое легли вулканиты, не удалось. Поскольку среди полей гнейсо-гранитов и гранитов встречаются и изолированные участки с вулканическими структурами (Бергаул, Ялонваара и др.), постольку можно предполагать и нелинейное хаотическое расположение древних вулканических аппаратов.

Наиболее характерным структурным узором для более древних, чем средний протерозой, комплексов пород являются крупные и мелкие полигональные или овальные блоки-купола. Они сложены гранитоидами. Швы между ними залечены вулканитами. Гранитоиды куполов прорывают вулканиты или образованы по вулканитам за счет их гранитизации. И вулканиты и гранитоиды неоднократно участвовали в складчатых движениях. Анализ геологического материала рассмотренных районов, и в первую очередь Хаутаваарской вулканической зоны, позволяет выделить ряд вулканогенных формаций. Ранними образованиями являются продукты последовательно-дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации. В различных частях зоны преобладают то пирокласты, то лавы. Началась вулканическая деятельность с выбросов пирокластов андезито-базальтов, которые последовательно сменялись андезитами, андезито-дацитами, дацитами и липарито-дацитами. Такая последовательность смены состава вулканитов устанавливается по разрезу. Вулканиты недифференцированной спилито-диабазовой (базаль-

товой) формации расположены на участках между вулканами, обусловившими образование последовательно-дифференцированной формации. Характер вулканизма, состав вулканитов и степень их дифференциации свидетельствуют о том, что образование указанных формаций связано, по-видимому, с двумя различными типами магм. Для последовательно-дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации характерно преобладание вулканитов кислого и среднего состава при резко подчиненном значении пород базальтового состава. Это связано, вероятно, с тем, что источник андезит-базальтовой магмы был внутрикоровым. Источник же спилито-диабазовой формации, по-видимому, находился в мантии, откуда по более глубоким расколам на поверхность поступали симатические расплавы. Лавы основного состава изливались одновременно с продолжающейся деятельностью вулканов с внутрикоровым источником магмы. Это подтверждается переслаиванием продуктов кислого вулканизма с лавовыми потоками спилит-диабазовой формации. Намечается закономерная приуроченность колчеданных руд к продуктам базальт-андезит-липаритовой формации на участках развития спилито-диабазовой формации. По-видимому, это обусловлено тем, что источником серы и железа при формировании колчеданных месторождений являлись вулканиты основного состава (спилито-диабазовая формация). Продукты вулканизма среднего и кислого состава выполняли роль среды, в которой происходило осаждение руд.

Не все поставленные вопросы получили достаточно аргументированные ответы. Часть из них решена или решается, над частью предстоит еще работать и, может быть, длительное время. Тем не менее, сама постановка таких вопросов полезна, поскольку позволяет выделить те из них, однозначные ответы на которые еще не получены.

## ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П., Боровиков Л. И., Виноградов А. П., Гаррис М. А., Герлинг Э. К. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК. «Наука», М., 1964.

Беккер Ю. Р. Древние молассы складчатых систем Европейской части СССР и их значение для стратиграфии докембрия. Докл. сов. геол. на XXIII сессии МГК. «Наука», М., 1968.

Богачев А. И., Лавров М. М. Магматические комплексы Северо-Карельской синклинальной зоны карелид. В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Матер. регион, петрограф. совещ. «Наука», Л., 1971.

Богданов Ю. Б., Воинов А. С. Новые данные по стратиграфии Северо-Карельской зоны протерозоя. Вестник ЛГУ, 1962, № 24, Серия геологии и географии, вып. 4.

Богданов Ю. Б., Воинов А. С. Новые данные по геологии протерозоя северной Карелии. В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, Карельск. книжн. изд., 1966.

Богданов Ю. Б., Воинов А. С. О соотношении беломорид и карелид восточной Карелии.—Тр. ВСЕГЕИ, 1968, 143.

Богданов Ю. Б., Воинов А. С., Казак А. Г., Негруца В. З. Глубоко-метаморфизованные конгломераты протерозоя восточной Карелии.—Литология и полезные ископаемые, 1968, № 2.

Богданов Ю. Б., Воинов А. С., Петров В. П., Предовский А. А. Некоторые особенности литологии и химизма метаморфизованных осадочных пород восточной части Балтийского щита. Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., № 18, вып. 3, 1966.

Васильковский Н. П. К проблеме развития земной коры. В кн.: Деформация пород и тектоника. Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК, «Наука», М., 1964.

Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита.—Геохимия, 1959, № 7.

Виноградов А. П., Тугаринов А. И. О геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита по данным свинцово-урано-ториевого метода измерения абсолютного возраста, вып. 19. Геология и геохронология докембрия. Тр. ЛАГЕД, 1964.

Волотовская Н. А. Комплекс ультраосновных и подчиненных им основных пород. Северная Карелия. В кн.: Геология СССР, т. 37, ч. 1, Госгеолтехиздат, М., 1960.

Гейер П. Докембрий Швеции. В кн.: Докембрий Скандинавии. «Мир», М., 1967.

Герлинг Э. К., Полканов А. А. Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита. Геохимия, 1958, № 8.

Герлинг Э. К., Глебова-Кульбах Г. О., Лобач-Жученко С. Б., Афанасьева Л. И., Васильева С. Н. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии. В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. «Наука», М.—Л., 1965.

Гилярова М. А. Докарельская толща железосодержащих сланцев и ее стратиграфическое положение.—Изв. Кар.-Фин. научн. исследов. базы АН СССР, 1948, № 1.

Гилярова М. А. Шаровые лавы Суйсарского района южной Карелии и проблемы генезиса шаровых лав.—Уч. зап. ЛГУ, 1959, № 268, сер. геол. наук, вып. 10.

Гилярова М. А. Некоторые спорные проблемы геологии докембрия КАССР. Вестник ЛГУ, 1962, № 18, сер. геол. и геогр., вып. 3.

Глебова Г. О. Новое месторождение серного колчедана в Карелии. «Разведка недр», 1947.

Глебова-Кульбах Г. О. Типы нижнепротерозойских гипабиссальных гранитоидов южной Карелии.— Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 11.

Горшков Г. С. Явления вулканизма и верхняя мантия. В кн.: Химия земной коры. Тр. геохим. конфер., посвящ. 100-летию со дня рождения акад. В. И. Вернадского, т. 2. «Наука», М., 1964.

Григорьева Л. В. Протерозойские геологические формации Северо-Карельской зоны карелид.— Сов. геология. 1967, № 8.

Демидов Н. Ф. Фациальные типы протерозойских комплексов северной Карелии и их геологическое соотношение.— Тр. Карел. филиала АН СССР, 1960, вып. 26.

Демидов Н. Ф. Протерозой Кукаозерско-Тихшезерской зоны карелид (северная Карелия). Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минерал. наук. Петрозаводск, 1966 (Воронежск. гос. ун-т).

Иванов С. Н. О происхождении главных вулканоплутонических ассоциаций эвгесинклиналей и их металлогения. В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. 2-го Уральск. петрограф. совещ., Свердловск, 1969.

Кацков А. И., Поротова Г. А. Характеристика магнитного поля и его геологическая интерпретация. Геология СССР, т. 37, ч. 1, Госгеолтехиздат, М., 1960.

Келлер Б. М., Королев В. Г., Семихатов М. А., Чумаков Н. М. Основные черты палеогеографии позднего протерозоя СССР. Докл. сов. геол. на XXIII сессии МГК, «Наука», Л., 1968.

Келлер Б. М., Кратц К. О., Неелов Л. Н. Палеотектоника докембрия СССР. Докл. сов. геол. на XXIII сессии МГК, «Наука», Л., 1968.

Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения. «Недра», М., 1967.

Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. «Наука», М., 1967.

Коросов В. И., Елисеев М. А. О порфиробластических амфиболитах пезозерского типа района озер Пезозеро — Воронье. Тезисы докл. на межобл. конф. молодых ученых по теме «Геология и полезные ископаемые докембрия Карельской АССР», Петрозаводск, 1969.

Косыгин Ю. А., Березин Н. А., Красильников Б. Н., Парфенов Л. М. О соотношении Сибирской платформы и геосинклинальных областей в докембрии.— Геология и геохронология. Тр. ЛАГЕД, вып. 19, 1964.

Кратц К. О. Нижний протерозой Карелии в цифрах аргонного метода. В кн.: Труды третьей сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Изд. АН СССР, М.-Л., 1955.

Кратц К. О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита.— Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 5, 1955.

Кратц К. О. Стратиграфия Северо-Карельская синклинозная зона. В кн.: Геология СССР, т. 37, ч. 1. Госгеолтехиздат, М., 1960.

Кратц К. О. Главные черты дочетвертичной геологии восточной части Балтийского щита.— Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Изд. АН СССР, М.-Л., 1963.

Кратц К. О., Нумеров В. Н. Краткий очерк геологического строения и основные черты металлогении восточной части Балтийского щита. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада СССР. Госгеолтехиздат, Л., 1957.

Кратц К. О., Робонен В. И., Соколов В. А., Чернов В. М. Литологические методы в изучении геологии докембрия Карелии. В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1. «Недра», М., 1966.

Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Яскевич Н. И., Сокол Р. С. Геология и петрография гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. «Наука», Л., 1969.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», М., 1964.

Лавров М. М. Нижнепротерозойские магматические формации гипербазитов и дифференцированных габбро-норитовых интрузий Северо-Карельской структурной зоны.— Тр. Ин-та геологии Карельского филиала АН СССР, 1967 (изд. 1968), вып. 1.

Лавров М. М. Комплексы гипербазитов и дифференцированных основных интрузий северной Карелии. Автореф. дисс. на соискание учен. степ. канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1970 (УФАН СССР Ин-т геологии и геохимии).

Лебединский В. И. Стержневидные и вилкоподобные миндалины в лавах горного Крыма.— ДАН, 1961, т. 140, № 6.

Лобач-Жученко С. Б., Пинаева П. И. Об абсолютном возрасте и характере контактов пород архея и протерозоя (южная Карелия).— Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1961, вып. 12.

Московченко Н. И. Эволюция процессов метаморфизма Северо-Карельского складчатого пояса. Автореф. дисс. на соискание учен. степ. канд. геол.-минерал. наук. 1969 (ИГЕМ).

Неуструев Ю. С. Карелиды северной Карелии. В кн.: Тр. МГК XVII сессии, г. 2. ГОНТИ, М., 1937.

Неуструев Ю. С. К изучению стратиграфии и метаморфизма кристаллических пород северной Карелии. ГОНТИ, М.-Л., 1938 (Тр. Ленингр. геол. треста, вып. 20).

Никольский А. П. Верхнеархейские интрузивно-вулканические комплексы юго-запада Русской платформы. В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. «Наука», Л., 1970.

Нумерова В. Н. Геолого-петрографический очерк Северо-Западной части Кестеньгского района Карельской АССР — Сб. Ленингр. геол. треста, 1936, № 1. Матер. по геологии и полезным ископаемым КАССР.

Нумерова В. Н. Основные и подчиненные ультраосновные породы Олангского типа. В кн.: Геология СССР, т. 37, ч. 1, Госгеолтехиздат, М., 1960.

Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. В ст. «Геология и петрология докембрия». Тр. Вост. Сиб. геол. ин-та, пр. геол., вып. 5, 1962.

Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники. (О необратимости развития земной коры). — Тр. геол. ин-та, 1963, вып. 93. Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой.

Пекки А. С., Кулмала Т. К. О кислых вулканогенных породах района озера Шуезеро (центральная Карелия). Проблемы осадочной геологии докембрия. «Недра», М., 1971.

Перевозчикова В. А. Геология протерозоя Карелии. — Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада СССР, Госгеолтехиздат, Л., 1957.

Пинаева Н. И. Новые данные о геолого-литологическом строении высокометаморфизованного осадочно-вулканогенного комплекса пород района Парандово (центральная Карелия). — Проблемы осадочной геологии Карелии, вып. 1. «Недра», М., 1966.

Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология докембрия Балтийского щита. В кн.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций. Изд. АН СССР, М., 1960. (МГК XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3).

Попов М. Г. Магматические формации района Хюрсюля — Кивач. — Тр. Ин-та геологии Карельского филиала АН СССР, 1967 (Изд. 1968), вып. 1.

Поротова Г. А., Сипакова М. С. О геологической интерпретации глубинных магнитных аномалий Кольского полуострова. — Зап. Ленингр. Горного ин-та, 1963, т. 46, вып. 2.

Поротова Г. А., Цирульников М. Я. Геофизические методы при геологическом картировании докембрийских образований Балтийского кристаллического щита. — Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, Карельск. книжн. изд., 1966.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. «Мир», М., 1964.

Робонен В. И. Стратиграфия протерозоя района Шомбозера (северная Карелия). — Тр. Карельск. филиала АН СССР, 1960 (изд. 1961), вып. 26.

Робонен В. И. К стратиграфии протерозоя района Хаутаваара — Чалка (южная Карелия). Тр. Карельск. филиала АН СССР, 1960 (изд. 1961), вып. 26.

Робонен В. И. Стратиграфия протерозоя района Парандово — Надвоицы (восточная Карелия). — Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, Карельск. книжн. изд., 1966.

Робонен В. И. О вулканизме и сульфидном рудообразовании в нижнем протерозое Карелии. В кн.: Региональная петрография совещания по магматизму Балтийского щита. Тез. докл. Апатиты, 1968.

Робонен В. И., Коросов В. И. К геологии Костомукшского железорудного месторождения. В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, Карельск. книжн. изд., 1966.

Робонен В. И., Рыбаков С. И. О тектурных особенностях вулканитов нижнего протерозоя района Чалка — Хаутаваара (южная Карелия). — Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, 1967 (изд. 1968), вып. 1.

Робонен В. И., Коросов В. И., Елисейев М. А. О стратиграфическом положении кварцитов Пибозера (восточная Карелия). — ДАН СССР, 1970, т. 192, № 6.

Рыбаков С. И. Генетические особенности сульфидного оруденения нижнепротерозойских толщ южной Карелии. — Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минерал. наук. М., 1969.

Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изд. АН СССР, М.—Л., 1961.

Соботович Э. В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. Атомиздат, М., 1970.

Соколов В. А., Светов А. П. О некоторых типах текстур течения в основных лавах атулия. — Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, 1967 (изд. 1968), вып. 1.

Судовиков Н. Г. Геолого-петрографический очерк Шуезерского района. Новосибирск, Л.-М., 1934а.

Судовиков Н. Г. О метаморфических фациях ятулийских горных пород Шуэзерско-Пезозерского района.—Тр. Ленингр. общества естествоиспыт., 19346, т. 63, вып. 2.

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. «Недра», М., 1970.

Фиженко В. В., Шуркин К. А., Сидоренко В. В., Пушкарев Ю. Д., Шемякин В. М. Основные черты развития интрузивного магматизма зоны сочленения беломорид и карелид (северная Карелия). В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. «Наука», Л., 1971.

Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. «Недра», М., 1966.

Цахновский М. А., Мац В. Д., Егорова О. П., Тихонов В. Л. Проблемы стратиграфии верхнего докембрия южной части Сибирской платформы и горного обрамления. Докл. сов. геол. на XXIII сессии МГК, «Наука», М., 1968.

Чернов В. М., Стенарь М. М. Стратиграфия карельских образований западной Карелии. Тр. Карельского филиала АН СССР, вып. XXVI, 1960. Материалы по геологии Карелии.

Шемякин В. М., Шуркин К. А. Чарнокитовые комплексы восточной части Балтийского щита. В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. «Наука», Л., 1971.

Шуркин К. А. Тектоника Беломорского района. В кн.: Геология СССР, т. 37, ч. 1. Госгеолтехиздат, 1960.

Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. «Наука», Л., 1968.

Эз В. В. Особенности складчатой структуры ультраметаморфических толщ на примере Беломорского комплекса архея Балтийского щита. В кн.: Геология докембрия. «Наука», Л., 1968. (МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).

Эскола П. Докембрий Финляндии. В кн.: Докембрий Скандинавии. «Мир», М., 1967.

Eskola P. The precambrian of Finland. Precambrian, v. 1, 146—264, New-York-London-Sydney, 1963.

Geijer P. The precambrian of Sweden, Precambrian, v. 1, 81—144, New-York-London-Sydney, 1963.

Murata K. J. A new method of plotting chemical analyses of basaltic rocks. Amer. Journ. of Science, Vol. 258 A., 1960.

Rittman A. On the serial character of igneous rock. The Egyp. of geol. T. I, N 1, 1957.

Sederholm I. I. Pre-Quaternary rocks of Finland. Bull. Comm. geol. Finl. N 91, 1930.

Simonen A. Pre-Cambrian Stratigraphy of Finland XXI Internat. Geol. Congress. Norden 1960, Section 9, 1960.

Väyrynen H. Über die Stratigraphie der karelischen Formationen. Bull. Comm. geol. Finl., N 101, 1933.

Väyrynen H. Suomen kallioperäsen synty, a geologinen kehitys. Helsinki, Kustannusosakeyhtiö. Otava, 1954.

Wright I. B. A simple alkalinity ratio and its application to questions of nonorogenic granite genesis. Geological magazine V. 106, N 4, 1969.



## ОГЛАВЛЕНИЕ

|   | Стр. |
|---|------|
| Введение (В. И. Робонен) . . . . .  | 3    |
| Методы исследования метаморфизованных вулканитов нижнего протерозоя Карелии (В. И. Робонен, В. И. Коросов, С. И. Рыбаков, М. А. Елисеев, А. И. Светова) . . . . .                             | 6    |
| О строении и формировании Чалкинского массива кварцевых диоритов — гранодиоритов (южная Карелия) (В. И. Робонен, Л. П. Свириденко) . . . . .  | 15   |
| Вулканогенные формации нижнего протерозоя Хаутаваарской зоны (южная Карелия) (В. И. Робонен, С. И. Рыбаков, А. И. Светова) . . . . .  | 21   |
| Фациальный состав и петрохимия спилито-диабазовой (базальтовой) формации района Хаутаваары (южная Карелия) В. И. Робонен, С. И. Рыбаков, А. И. Светова . . . . .                              | 42   |
| Стратиграфия и тектоника вулканогенных комплексов Пезозерского района (восточная Карелия) (В. И. Робонен, В. И. Коросов, М. А. Елисеев) . . . . .   | 59   |
| О природе порфиробластических амфиболитов пезозерского типа (восточная Карелия) (В. И. Робонен, В. И. Коросов) . . . . .  | 78   |
| Порфиробластические амфиболовые породы и их взаимоотношение с серноколчеданными рудами Парандовского месторождения (восточная Карелия) (Г. В. Ручкин, В. Д. Конкин, Н. Е. Сергеева) . . . . . | 89   |
| Стратиграфия и тектоника Кукаозерско-Тикшезерской зоны карелид северной Карелии (Н. Ф. Демидов, К. О. Кратц) . . . . .  | 95   |
| Стратиграфия и магматизм Северо-Карельской зоны карелид (М. М. Лавров, Л. П. Свириденко) . . . . .  | 117  |
| Геологическая интерпретация аномалий магнитного поля восточной части Балтийского кристаллического щита (Г. А. Поротова) . . . . .   | 129  |
| Об объеме и строении нижнего протерозоя Карелии (В. И. Робонен) . . . . .   | 145  |
| Литература . . . . .  | 157  |