ЭВОЛЮЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКОГО МАГМАТИЗМА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ЭВОЛЮЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКОГО МАГМАТИЗМА

(НА ПРИМЕРЕ КАРЕЛИИ)

Ответственный редактор
Л. П. СВИРИДЕНКО

4367

ЛЕНИНГРАД
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1985

Библиотека

УДК (470.22):551.71(72)+552.21(31)+553.3(4)

Эволюция докембрийского магматизма (на примере Карелии) / Л.П. Свириденко, А.П. Светов, А.И. Голубев, С.И. Рыбаков, В.Я. Горьковец, М.М. Лавров, К.И. Хейсканен, В.С. Степанов, А.И. Светова, М.Б. Раевская, Г.П. Сафронова, О.И. Володичев, Л.Ф. Бондарь, Г.М. Павлов. – Л.: Наука, 1984. – 253 с.

Монография представляет собой первую сводку по докембрийскому магматизму Карелии, составленную на формационной основе. Проведена корреляция магматизма Кольско-Мезенского, Беломорского, Карельского, Свекофеннского и Дальсландского геоблоков Балтийского щита с рассмотрением связи тектоники и магматизма. Закономерности эволюции магматизма выведены совместно с эволюцией докембрийской земной коры. Оценена корообразующая роль магматических процессов на всех этапах его проявления. Дана общая характеристика рудоносности главных формаций.

Книга рассчитана на геологов широкого профиля.

Библиогр. 424 назв. Ил. 32. Табл. 25.

Рецензенты: В.С. КУЛИКОВ, А.С. ВОИНОВ.

Э $\frac{1904020000-579}{042(02)-85}$ 169-85-1 © Издательство „Наука", 1985 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая работа представляет собой первую сводку по магматизму Карелии, отражающую основные итоги многолетних исследований формационного состава магматических и ультраметаморфических образований. Изложенные материалы включают результаты тематических исследований Института геологии Карельского филиала АН СССР, проводимых в регионе согласно заданий ГКНТ, Госплана СССР и АН СССР по проблеме „Обобщить данные о строении коры и верхней мантии Балтийского щита и северной части Восточно-Европейской платформы с целью выяснения связей глубинных неоднородностей с геологическими структурами и их историей, а также с региональным метаморфизмом и эндогенной минерализацией" и по проблеме „Изучить роль вулканизма в формировании месторождений полезных ископаемых, его связь с геологическими структурами континентов, составить палеовулканологические карты СССР".

Формационный анализ докембрийского магматизма Карелии, как и в целом восточной части Балтийского щита, проводился в тесном творческом содружестве целого ряда научных организаций (Института геологии Карельского и Геологического института Кольского филиалов АН СССР, ИГГД АН СССР, ВСЕГЕИ, ЛГУ) совместно с производственным объединением „Севзапгеология". Развитию этого направления способствовали регулярно проводимые региональные петрографические совещания, на которых периодически обсуждались и совершенствовались схемы магматических формаций Карело-Кольского региона (Наливкина, Жданов, 1970; Шуркин, Митрофанов, 1971; Бельков и др., 1976; Богачев и др., 1982). Авторы настоящей работы участвовали в создании первой сводки по раннедокембрийскому магматизму СССР (Магматические формации..., 1980).

При проведении формационного анализа магматических процессов изучаемого региона постоянно использовались данные изотопной геохронологии (Геохронологические рубежи..., 1972, Тугаринов, Бибикова, 1980, и др.). Сложность формационного анализа докембрийских магматических образований состоит в том, что они в той или иной мере метаморфизованы и претерпели неоднократный ультраметаморфизм, которые, накладываясь на более ранние породы магматического генезиса, затушевывают первичные геологические формы и создают большие трудности в их изучении. Это обстоятельство диктует необходимость в совместном формационном анализе магматических и ультраметаморфических образований, хотя последние тесно связаны с региональным метаморфизмом и, как правило, являются частью метаморфических комплексов (Нижний докембрий..., 1975). Необходимость совместного формационного анализа магматизма и ультраметаморфизма обусловлена также тем обстоятельством, что

в подвижных поясах процессы синскладчатого ультраметаморфизма завершают тектоно-магматический цикл и служат геологическим репером, разделяющим магматические формации, становление которых происходило в различной тектонической обстановке. Совместный формационный анализ магматизма и ультраметаморфизма для восточной части Балтийского щита является традиционным и был проведен уже при первой систематизации магматических образований Карело-Кольского региона (Шуркин, Митрофанов, 1968, 1971).

При проведении формационного анализа на разных его этапах учитывались результаты тектонических исследований региона (Этапы тектонического..., 1973; Тектоника восточной части..., 1974; Проблемы тектоники..., 1980; Этапы и типы.... 1981). Хотя эндогенный режим раннедокембрийских складчатых областей сопоставим с геосинклинальным (Кузнецов, 1964; Шуркин, Митрофанов, 1969, 1974; Харкевич, Москалева, 1969), последовательность и масштабы проявления магматических процессов существенно отличаются от магматизма фанерозойских геосинклиналей. Поэтому в настоящем региональном исследовании, где одной из главных задач является изучение закономерностей проявления магматических процессов в пространстве и во времени (т.е. характера вертикального и латерального рядов формаций) в качестве тектонической основы используются данные глубинного строения региона. Предпосылкой этому послужило выделение геоблоков европейской части СССР (Дедеев, Шустова, 1976), куда входят и геоблоки Карелии, характеризующиеся индивидуальностью вещественного состава, строения, метаморфизма, минерагении и геологической эволюции. Индивидуальность строения геоблоков подтверждена последующими работами (Земная кора..., 1978; Гришин и др., 1982). В первой из них проведена типизация земной коры с выделением двух главных типов: сиалического и симатического. Их выделение проведено по принципу наличия (сиалический тип) или отсутствия (симатический тип) гранитно-ультраметаморфического слоя в составе земной коры. Необходимо отметить, что симатический тип коры ничего общего не имеет с ее симатической оболочкой. В современном эрозионном срезе этого типа коры на территории Карелии большей частью обнажается „диоритовый" слой, преобладающими породами которого являются гранулиты среднего состава и тоналито-гнейсы. Блоки с различным типом земной коры выводят на поверхность различные слои коры: осадочно-вулканогенный, гранитно-ультраметаморфический и „диоритовый".

Изучение магматических и ультраметаморфических процессов во взаимосвязи со строением земной коры, так же как и формационный анализ, становится традиционным для советских геологов (Белоусов, 1966; Жданов, 1966; Лутц, 1980; Земная кора..., 1978; Свириденко, 1980, и др.). Это в первую очередь относится и к изучаемому региону.

Настоящая работа рассматривает последовательность магматических процессов при формировании надбазальтовых слоев трех главных разновозрастных геоблоков Карелии: Беломорского, Карельско-

го и Ладожского. При корреляции магматизма Карелии с магматизмом Кольского полуострова и западной части Балтийского щита учитывается строение земной коры. Большое внимание уделено вопросам геологического строения геоблоков и месту магматизма в общей их геологической эволюции.

При изучении магматических формаций рассматривались и вопросы их рудоносности. На результаты настоящего исследования оказали влияние региональные металлогенические обобщения, в которых участвовали и многие из авторов (Металлогения восточной части..., 1980; Земная кора и металлогения..., 1983).

Работа не претендует на исчерпывающую характеристику всех магматических и ультраметаморфических формаций Карелии. Необходимость в этом отсутствует благодаря наличию большого количества опубликованных работ (Богачев и др., 1963; Вулканогенные и гипербазитовые комплексы..., 1968; Свириденко, 1968, 1974, 1980; Геохимия гипербазитов..., 1971; Светов, 1972, 1979; Слюсарев, Куликов, 1973; Интрузивные базит-ультрабазитовые..., 1976; Свириденко, Хейсканен, 1976; Хейсканен и др., 1977; Вулканические постройки..., 1978; Лавров, 1979; Зак, 1980; Вулканизм архейских зеленокаменных..., 1981; Степанов, 1981; Хазов, 1982; Голубев, Светов, 1983).

Для выявления общих закономерностей эволюции докембрийского магматизма проведена корреляция магматических процессов Балтийского щита. При этом магматизм Финляндии охарактеризован в основном по личным материалам авторов, полученным во время научных командировок за последние 10 лет, и с привлечением литературных данных. Корреляции магматизма Карелии и Кольского полуострова способствовало многолетнее творческое содружество с геологами Кольского филиала АН СССР.

Для наименования разнофациальных магматических пород, испытавших разную степень метаморфических преобразований, в работе использована кайнотипная терминология, как наиболее соответствующая задачам поставленных исследований и глубоко вошедшая в практику палеовулканологических и формационных исследований в Карелии. При составлении корреляционных стратиграфических, формационных схем и палеовулканологических карт использованы кроме материалов авторов также опубликованные материалы ИГГД АН СССР и производственного объединения „Севзапгеология", а также геологические схемы и карты по зарубежной части щита. Аналитические работы проведены в химической лаборатории Института геологии Карельского филиала АН СССР.

Выполнению работы на всех этапах способствовали В.В. Гайкова, Л.А. Дунаева, Т.А. Захарьян, Н.И. Кондрашова, Е.В. Миронюк, Т.И. Мишанова, Н.Ю. Шевцова. А.С. Воинов, В.С. Куликов и Ю.Б. Богданов сделали целый ряд полезных замечаний по рукописи, которые были учтены при подготовке монографии. Авторы считают своим приятным долгом всем им выразить глубокую благодарность.

Глава I

ПЕРИОДИЗАЦИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКОГО МАГМАТИЗМА КАРЕЛИИ

1. Принципы и методика выделения формаций

Проведенный формационный анализ изверженных пород Карелии, результаты которого излагаются в настоящей работе, преследовал главную цель изучения докембрийских магматических и ультраметагенных образований восточной части Балтийского щита как закономерных сообществ горных пород, являющихся индикаторами эндогенных режимов, стадий формирования тектонических структур и несущих информацию для прогнозирования полезных ископаемых. Содержание термина „формация" в настоящее время в значительной степени зависит от цели исследований. В задачи проведенных исследований входило не только выявление внутренних свойств выделенных формаций, таких как их вещественный состав, объем, территориальное распространение, но и общих закономерностей их структурно-тектонической локализации в менявшихся геотектонических режимах. При выделении формаций авторами в качестве главного классификационного признака использован вещественно-парагенетический, а магматическая формация рассматривается как парагенезис магматических пород и слагающих ими тел, обладающий некоторой степенью внутренней геологической связанности и выбираемый для целей формационного анализа (Кузнецов, 1973). При этом в качестве формации принимается конкретная магматическая формация по Ю.А. Кузнецову. Ее распространение ограничивается конкретной геологической структурой.

Одноименные магматические формации, формировавшиеся в сходной тектонической обстановке в пределах разновозрастных геоблоков и относящиеся к разновозрастным тектоно-магматическим циклам, отвечают формационному типу. Например, мигматит-гранитовый формационный тип объединяет верхнеархейскую (ребольскую) мигматит-гранитовую формацию, завершавшую позднеархейский тектоно-магматический цикл, и раннепротерозойскую (свекокарельскую) мигматит-гранитовую формацию, завершавшую раннепротерозойский тектоно-магматический цикл. Первая из них пользуется региональным развитием в пределах Карельского геоблока, вторая – в пределах Ладожского (Свекофеннского).

Совокупности разнофациальных поверхностных и глубинных изверженных пород близкого вещественного состава, сформированные в непродолжительные интервалы геологического времени становления конкретных магматических формаций, в настоящей работе рас-

сматриваются в объемах самостоятельных комплексов. При этом магматический комплекс понимается как „ассоциация изверженных пород и их производных, слагающая отдельные тела или их совокупности, проявляющаяся в фиксированном геологическом пространстве и времени, обладающая определенными особенностями состава, строения и соотношений с окружающей средой" (Геологические формации..., 1982, с. 8). Таким образом, магматические комплексы отражают главным образом латеральные особенности строения и условий формирования конкретных формаций.

Различные классы магматических формаций в связи со спецификой условий их формирования требовали разных методических приемов их изучения и выделения. Эффузивные (вулканические) формации, являющиеся в большинстве случаев частью осадочно-вулканогенных формаций, выделялись с учетом результатов палеовулканологических реконструкций, проводившихся совместно с литолого-стратиграфическим изучением супракрустальных толщ (Соколов и др., 1970; Светов, 1972, 1979; Светов, Голубев, 1972; Голубев, 1974; Хейскянен и др., 1977; Вулканические постройки..., 1978; Вулканизм архейских..., 1981).

Вулканические комплексы палеовулканологическими и литолого-стратиграфическими исследованиями к настоящему времени выделены лишь среди осадочно-вулканогенных образований протоплатформенного и платформенного чехлов восточной части Балтийского щита (Соколов и др., 1970; Светов, 1972, 1979). Помимо излившихся пирокластических образований вулканические комплексы включают также комагматические им субвулканические интрузивные тела и рассматриваются как составные части конкретных вулканических формаций. Так, вулканические комплексы времени формирования протоплатформенного чехла входят в состав прототраппового формационного ряда, включающего две формации – толеит-базальтовую (ятулийский, заонежский и вепский вулканические комплексы) и пикрит-базальтовую (суйсарский вулканический комплекс). Для этапа формирования платформенного чехла Балтийского щита в Карелии выделена трапповая толеит-базальтовая формация, представленная изверженными породами салминского вулканического комплекса. Для территории Кольского полуострова разновозрастные карельские вулканические формации описываются в объемах и наименованиях, выделивших их авторов (Бельков, Батиева, Загородный и др., 1982).

При геологическом картировании вулканогенных толщ палеовулканологическими методами исследований уточнялись площади распространения вулканогенных пород, их границы, внутреннее строение, вещественный состав. В целях фациального расчленения пород и определения их генетических типов использовался анализ текстурно-структурных особенностей вулканогенных и осадочно-вулканогенных толщ. Периодизация эруптивной деятельности при формировании вулканических комплексов и установление фаз и циклов вулканических пароксизмов проводились стратиграфическими и вулканохронологическими методами.

Орогенный вулканизм к настоящему времени изучен слабее платформенного. При выделении вулканических формаций здесь использовались те же методические приемы, что и при изучении платформенного вулканизма (Светов, Голубев, 1975; Хейсканен и др., 1977). Сложность выделения вулканических формаций подвижных зон (позднеархейской и раннепротерозойской) обусловлена наложением регионального метаморфизма, достигающего условий амфиболитовой фации, и неоднократным наложением складчатых движений. И тем не менее благодаря неравномерному характеру регионального метаморфизма в большинстве случаев удается установить первичную природу вулканитов, их состав и фациальную принадлежность (Робонен, Рыбаков, Светова, 1974; Робонен, Рыбаков, Светова, 1975). Сохраняющиеся текстуры лав и туфов позволили применить к ним те же методические приемы выделения вулканических формаций, что и при изучении платформенного вулканизма.

Выделение интрузивных формаций и выяснение соотношения их с другими формациями проводилось посредством установления отношения интрузивных тел к разновозрастным складчатым структурам, региональному метаморфизму и ультраметаморфизму.

Ультраметаморфические процессы протекали как в пределах подвижных зон, где они завершали тектоно-магматический цикл, так и в пределах стабильных зон, характеризующихся полициклическим развитием, где они не связаны с магматическими процессами.

В подвижной зоне синскладчатое ультраметаморфическое гранитообразование охватывает всю (или почти всю) зону, накладываясь на метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы и превращая их в бластиты. Термин „бластит" употребляется в определении К. Менерта (1971). Мигматит-гранитовая формация, именуемая по названию складчатости, включает ряд гранитизационных серий, различающихся по составу исходного метаморфического субстрата, подвергающегося ультраметаморфическим процессам: например, амфиболовая гранитизационная серия с исходным субстратом, представленным амфиболовыми разновидностями гнейсов и амфиболитами. В пределах гранитизационной серии выделяются палеосома мигматитов – метаморфические породы без видимого воздействия ультраметаморфизма, бластиты – перекристаллизованные метаморфические породы гранитоидоподобного облика, в той или иной мере метасоматически преобразованные, и жильная фация мигматитов. В составе мигматит-гранитовой формации выделяются комплексы, различающиеся по условиям щелочности ультраметаморфизма.

В условиях стабильных зон процессы ультраметаморфизма связаны с наложенной складчатостью, проявленной неравномерно в виде отдельных линейных зон. Обычно это полимигматитовые зоны, и наложенной мигматизации предшествуют процессы ультраметаморфизма, отвечающие периоду стабилизации подвижной зоны. В качестве геологического репера, разделяющего разновозрастные мигматит-гранитовые формации, выступают дайки диабазов, габбро-долеритов, залегающие в ранних мигматит- гранитах и испытывающие метасоматическое воздействие в связи с наложенной мигматизацией

(Свириденко, 1974; Лавров, 1975). В такой геологической обстановке картируются лишь зоны метасоматической калиевой гранитизации и тела метасоматических (или палингенно-метасоматических) плагиомикроклиновых гранитов и гранодиоритов. Площади их распространения фиксируют тектонически ослабленные зоны повышенной проницаемости. Нередко (Беломорский геоблок) к одним и тем же зонам приурочена разновозрастная метасоматическая микроклинизация, которая не имеет критериев расчленения (кроме изотопного возраста).

2. Периодизация магматизма

Одним из главных результатов формационного анализа докембрийских магматических образований Карелии явилось установление цикличности магматизма (Шуркин, Митрофанов, 1974; Раннедокембрийские..., 1975; Богачев и др., 1976; Батиева и др., 1981, и др.). Первые результаты дали основание утверждать, что в общих чертах магматизм докембрийских подвижных областей сопоставим с магматизмом геосинклиналей. Сходство состоит прежде всего в высокой интенсивности магматических процессов. Вместе с тем налицо и существенные различия в наборе формаций, масштабах и последовательности их проявления и в существовании специфических магматических формаций докембрийских подвижных областей.

Понятие „тектоно-магматический цикл" было сформулировано в связи с изучением закономерностей проявления магматизма в фанерозойских геосинклиналях. Выявление этих закономерностей мы находим в работах Г. Штилле, Н.С. Шатского и многих других. Логическую завершенность учение об эволюции магматизма в связи с развитием геосинклиналей получило в известной работе Ю.А. Кузнецова (1964). Под тектоно-магматическим циклом геосинклинально-складчатых поясов и областей большинство исследователей понимают (Харкевич, Москалева, 1969) время проявления тектонических процессов и сопряженной с ним магматической деятельностью с начала зарождения геосинклинального пояса или области и до конца превращения его в консолидированный складчатый пояс или область.

В докембрии Карелии в связи с тектоническим развитием подвижных зон выделяются два тектоно-магматических цикла: позднеархейский (ребольский) и раннепротерозойский (свекокарельский). Магматические формации позднеархейского тектоно-магматического цикла развиты в составе реликтовых останцовых толщ верхнеархейских супракрустальных пород, наблюдаемых среди мигматит-гранитовых полей Карельского геоблока. Повсеместно наблюдаемое наложение процессов ультраметаморфизма на краевые части останцовых толщ и площадное развитие мелких скиалитов супракрустальных верхнеархейских пород среди мигматит-гранитов позволяют предполагать соответствие верхнеархейской подвижной области площади Карельского геоблока и региональное развитие ультраметаморфизма в период ее стабилизации. Гранитизации подвержены как низы, так

Таблица 1

Тектоно-магматические циклы Карелии

Позднеархейский (ребольский) цикл	Раннепротерозойский (свекокарельский) цикл
Дацит-андезитовая	Толеит-базальтовая
Коматиит-базальтовая:	Габбро-плагиогранитная
толеитовая субформация	Перидотитовая
коматиитовая субформация	Мигматит-гранитовая
Габбро-плагиогранитная	Гранитовая
Гипербазитовая	
Дацит-риолитовая	
Мигматит-гранитовая	
Гранитовая	

и верхи разреза позднеархейских (лопийских) супракрустальных пород.

Последовательность магматических формаций позднеархейского тектоно-магматического цикла Карелии существенно отличается от последовательности магматизма фанерозойских геосинклинальных областей (табл. 1). Как известно, для ранних стадий фанерозойских геосинклинальных областей характерно проявление эффузивного основного магматизма и формирования основных и ультраосновных интрузивных формаций. Магматизм позднеархейской подвижной области Карелии начинается с ареального вулканизма дацит-андезитовой формации (Робонен, Рыбаков, 1978), протекавшего в условиях мелководья и наличия островных вулканов центрального типа. Более поздняя коматиит-базальтовая формация проявилась в связи с последовательным углублением контролирующих вулканизм разломов (Робонен, Рыбаков, 1978). Аналогична последовательность и интрузивного магматизма. В отличие от фанерозойских геосинклинальных областей внедрение ультраосновных интрузий в позднеархейском тектоно-магматическом цикле Карелии происходило в позднюю стадию развития подвижной области после формирования габбро-плагиогранитной формации.

Время формирования габбро-плагиогранитной формации соответствует периоду инверсии и сопоставимо с временем ее формирования в фанерозойских геосинклинальных областях. Дацит-риолитовая формация по условиям формирования сопоставима с дацит-андезитовой.

Сопоставляя поздние формации позднеархейской подвижной области Карелии с формациями поздних стадий фанерозойских геосинклинальных областей, приходим к заключению, что позднеархейский тектоно-магматический цикл по сравнению с геосинклинальным является незавершенным. Здесь отсутствуют орогенные формации. После становления дацит-риолитовой формации подвижная область испытывает общее воздымание, сопровождающееся площадным развитием процессов ультраметаморфизма и завершающееся стабилиза-

цией подвижной области. Постскладчатая гранитовая формация представлена интрузивными телами гранитов нормального ряда с признаками формирования в спокойных тектонических условиях.

Раннепротерозойский тектоно-магматический цикл в Карелии проявлен в пределах Ладожского геоблока. Основной же областью его развития является Свекофеннский геоблок (Земная кора..., 1978) на территории Финляндии. Как и в фанерозойских геосинклиналях, магматизм раннепротерозойского тектоно-магматического цикла начинается с излияния базальтовых лав и формирования интрузий основного и ультраосновного состава. Однако характер и последовательность вулканизма, его динамика соответствуют одновозрастному вулканизму вулкано-тектонических депрессий в области завершенной складчатости (Светов, 1979; Светов, Голубев, 1982). Время формирования габбро-плагиогранитной формации также сопоставимо с временем ее формирования в фанерозойских геосинклиналях.

Ультраметаморфизм сопряжен с метаморфической зональностью и максимально развит в юго-западной части подвижной области. При этом в ранний период главной фазы складчатости проявилась региональная мигматизация и гранитизации (мигматит-гранитовая формация). В ее поздний период сформировались трещинные интрузии гранитовой формации. С последними двумя формациями, так же как и в позднеархейском тектоно-магматическом цикле, связана стабилизация подвижной области. Орогенные (эпигеосинклинальные) формации отсутствуют. Общей специфической особенностью позднеархейского и раннепротерозойского тектоно-магматических циклов является региональное развитие мигматит-гранитовой формации, породы которой являются доминирующими породами гранитно-ультраметаморфического слоя. Общим итогом развития докембрийских подвижных зон Карелии является формирование гранитно-ультраметаморфического слоя земной коры, что характерно также и для фанерозойских геосинклиналей.

Большое место в работе отводится характеристике магматизма стабильных зон. Он объединяет как протоплатформенный вулканизм конседиментационных бассейнов, так и различные проявления тектоно-магматической активизации воздымающихся кратонизированных площадей. Изученность характеризуемого магматизма очень неравнозначна. Протоплатформенный и платформенный магматизм подробно изучен во всем регионе в тесной взаимосвязи с характером и последовательностью осадконакопления (Соколов и др., 1970; Светов, 1972, 1979; Слюсарев, Куликов, 1973), в то время как магматизм различных периодов тектоно-магматической активизации, именно в такой его интерпретации, в полном объеме дается впервые. В литературе имеются публикации по отдельным сторонам этой проблемы (Лобач-Жученко и др., 1974; Хейсканен, Голубев, Бондарь, 1977; Свириденко, 1974, 1980; Лавров, Свириденко, 1979; Лавров, 1979; Шинкарев, Иваников, 1981, и др.), но они не касаются вопроса периодизации магматизма стабильных зон. Не существует единой точки зрения даже относительно времени самого раннего проявления тектоно-магматической активизации. Так, С.Б. Лобач-

Жученко, В.П. Чекулаев, В.С. Байкова (1974) самое раннее проявление тектоно-магматической активизации связывают с эпохой гранитообразования 2700±100 млн. лет назад, а Н.Ф. Шинкарев и В.В. Иваников – с магматической активностью рубежа раннего и позднего протерозоя.

Авторы настоящей работы, изучив последовательность магматических процессов в пределах геоблоков земной коры Балтийского щита, пришли к заключению о поясовом проявлении магматической активности и о последовательной стабилизации, вовлекающей все большие площади щита. В пределах Беломорского геоблока достоверно не установлено магматических образований, которые бы в комплексе классифицировались как проявление магматизма подвижной зоны. Весь характеризуемый магматизм Беломорского геоблока классифицируется как проявление тектоно-магматической активизации. В пределах Карельского геоблока стабилизация наступает на рубеже 2700–2800 млн лет, а в пределах Свекофеннского – около 1800 млн лет, и весь последующий магматизм классифицируется как магматизм стабильных зон.

Все многообразие магматизма стабильных зон подразделяется на три главных периода, различающихся составом формаций и тектоническим режимом: 1 – предплатформенной тектоно-магматической активизации, 2 – формирования платформенного чехла, 3 – постплатформенной тектоно-магматической активизации.

Период предплатформенной активизации включает два разделенных во времени этапа (постребольский и постсвекокарельский) тектоно-магматической активизации. И тот и другой характеризуются чередованием во времени основного и кислого интрузивного магматизма вдоль ослабленных тектонических зон Карельского, Беломорского и Свекофеннского геоблоков. Постребольская тектоно-магматическая активизация развита на площади Беломорского и Карельского геоблоков и особенно интенсивно в зоне их сочленения. Постсвекокарельская тектоно-магматическая активизация проявилась в южной, краевой части Балтийского щита.

Период формирования платформенного чехла объединяет протоплатформенный и платформенный основной вулканизм седиментационных бассейнов. Начальный ятулийский протоплатформенный ареальный базальтовый вулканизм пульсационно проявлялся излияниями платобазальтов на регрессивных стадиях осадконакопления в обширных седиментационных бассейнах. В последующем активная вулканическая деятельность локализовалась в пределах вулкано-тектонических структур в виде излияний толеитовых и пикритовых базальтов. Вулканическая деятельность времени формирования платформенного рифейского чехла проявлялась исключительно в связи с заложением и развитием перикратонных грабенов в виде локальных излияний базальтов и внедрением интрузий габбро-долеритов.

Период постплатформенной активизации характеризуется проявлением палеозойского щелочного магматизма на площади щита независимо от предшествующей истории магматизма. В целом для магматизма стабильных зон характерна антидромная направленность и увеличение глубинности магмообразования.

Г л а в а II

ГЕОБЛОКИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И ОСОБЕННОСТИ ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

1. Структурно-тектоническое районирование

При рассмотрении тектонической структуры Балтийского щита прежде всего следует отметить две главные особенности: а) вертикальную расслоенность земной коры и верхней мантии по физическим свойствам и б) наличие различного порядка блоков земной коры, ограниченных зонами глубинных разломов. Эта концепция о блоково-слоистой структуре Балтийского щита в различных вариациях развивается многими исследователями (Полканов, 1939; Кратц, 1955, 1963; Вяйюрюнен, 1959; Харитонов, 1966; Муратов, 1980, и др.). Особенно интенсивное развитие она получила в последние годы благодаря большому объему геологических и геофизических работ, выполненных в восточной части Балтийского щита коллективами геологов и геофизиков ПГО „Севзапгеология", ИГГД АН СССР, ВСЕГЕИ, ЛГУ, Карельского и Кольского филиалов АН СССР.

Использование геоблоков современной структуры земной коры Балтийского щита в целях тектонического районирования обусловлено выявленной автономностью их строения и геологического развития (Дедеев, Шустова, 1976; Земная кора..., 1978; Свириденко, 1980). В.А. Дедеев и Л.Е. Шустова (1976) выделяют следующие геоблоки: Свекофеннский, Беломорский, Кольско-Мезенский, Карельский, Ладожский. В полном объеме Свекофеннский геоблок, включая и Ладожский геоблок, по В.А. Дедееву и Л.Е. Шустовой, рассматривается в более поздней работе (Земная кора..., 1978). Нами принята схема структурно-тектонического районирования (рис. 1) зарубежной части Балтийского щита, по Р.В. Былинскому (Земная кора..., 1978), а советской - по В.А. Дедееву и Л.Е. Шустовой (1976).

Блоковое строение Балтийского щита предопределило выход на дневную поверхность в современном эрозионном срезе геологических образований различных уровней глубинности или различных слоев земной коры. В данной работе используется четырехслойная модель земной коры Балтийского щита (Земная кора..., 1978), где сверху вниз выделяются следующие слои: I - осадочно-вулканогенный, или α-слой (σ =2.62-2.87 г/см^3), II - гранитно-ультраметаморфический, или γ-слой (σ =2.60-2.65 г/см^3), III - „диоритовый", или σ-слой (σ =2.75-2.80 г/см^3), IУ - „базальтовый", или β-слой (σ =2.90 г/см^3).

Каждому слою земной коры соответствует свой структурно-вещественный комплекс. Этот вывод базируется на основе большого

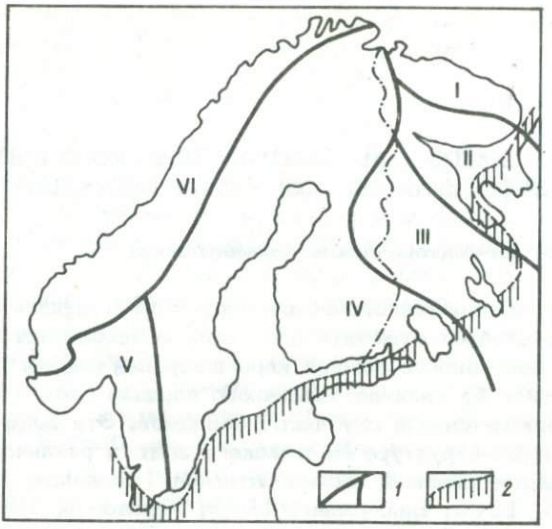


Рис. 1. Схема геоблокового строения Балтийского щита. Составлена с использованием данных Л.Е. Шустовой, В.А. Дедеева, К.О. Кратца (1973); В.А. Дедеева, Л.Е. Шустовой (1976); Земная кора восточной части Балтийского щита (1978).

1 – шовные зоны сочленения геоблоков; 2 – граница палеозойского платформенного чехла южного обрамления Балтийского щита. Геоблоки: I – Кольско-Мезенский, II – Беломорский, III – Карельский, IУ – Свекофеннский (Ладожский), У – Дальсландский, УI – Каледонский.

объема геологических и геофизических исследований, перечислить полностью которые, пожалуй, будет затруднительно. Верхний осадочно-вулканогенный слой связывался с конкретными осадочно-вулканогенными комплексами уже при составлении глубинных сейсмо-геологических разрезов (Литвиненко, 1965, 1968; Анкудинов и др., 1972; Земная кора..., 1978, и др.). Выход на дневную поверхность „базальтового" слоя впервые обоснован В.В. Ждановым (1966) на примере Лапландского блока и затем подтвержден в более поздних работах (Земная кора..., 1978; Дортман, Магид, 1980). В работе Н.Б. Дортман, М.Ш. Магида (1980), где дается характеристика физических свойств разновозрастных структурно-формационных комплексов Карело-Кольского региона, содержится наиболее полный систематизированный фактический материал для увязки геологии и глубинного строения региона.

Более сложной является геологическая интерпретация „диоритового" и гранитно-ультраметаморфического слоев. Нередко комплексы гранито-гнейсов гранитно-ультраметаморфического слоя рассматривают как реоморфизованные образования „диоритового" слоя. Доказано, что к „диоритовому" слою (Свириденко, 1974, 1980) относятся образования диафторированного гранулитового комплекса,

слагающего фундамент позднеархейской подвижной области, а к гранитно-ультраметаморфическому слою - мигматит-граниты, образовавшиеся за счет вулканогенно-осадочных комплексов в период складчатости и стабилизации подвижных зон.

Соответствие слоев земной коры и структурно-вещественных комплексов позволяет использовать слои, выделенные по геофизическим данным, в качестве структурных этажей. Этому способствует также проведенная типизация земной коры (Земная кора..., 1978). Выделено два главных типа земной коры - сиалический и симатический - по принципу наличия (сиалический тип) или отсутствия (симатический тип) гранитно-ультраметаморфического слоя. В современном эрозионном срезе блоков симатического типа обнажаются гнейсовые комплексы, более древние, чем геологические образования, сформированные в процессе геологического развития позднеархейской подвижной области.

Характеристика геологического строения геоблоков коррелируется с описанием магматизма в их пределах. Так, например, детально характеризуемый магматизм Карельского геоблока, охватывающего большую часть территории Карелии, требует более подробной характеристики, чем геоблоки смежных регионов (Свекофеннский и Кольско-Мезенский), корреляция магматизма которых проведена с целью выявления общих закономерностей докембрийского магматизма.

2. Геологическое строение

Карельский геоблок

В составе Карельского геоблока земная кора представлена преимущественно сиалическим типом. В современном эрозионном срезе коры сиалического типа большая часть территории сложена мигматит-гранитами гранитно-ультраметаморфического слоя с останцами в той или иной мере метаморфизованных верхнеархейских супракрустальных вулканогенно-осадочных толщ. Выделяются также орогенные пояса и области развития протоплатформенного чехла с площадным распространением верхнего (осадочно-вулканогенного) слоя.

Симатический тип земной коры представляют редкие, преимущественно небольшие блоки, над которыми наблюдаются положительные гравитационные аномалии. В современном эрозионном срезе в подобных блоках обнажаются породы диафторированного гранулитового комплекса, которые по своим физическим свойствам соответствуют „облегченному" диоритовому слою земной коры (Свириденко, 1974, 1980). Неизмененный гранулитовый комплекс по своим параметрам отвечает диоритовому слою. В составе комплекса выделяются два главных типа пород: основные сланцы и гнейсы и плагиогнейсы среднего состава. Среди основных пород в качестве исходных устанавливаются двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы. Их диафторическими аналогами являются гранатовые амфиболиты, биотит-амфиболовые и эпидот-биотитовые гнейсы. Исходными породами среднего состава являются гиперстен-биоти-

товые плагиогнейсы (эндербиты), при диафторезе которых образуются биотитовые плагиогнейсы и плагиогранито-гнейсы. В составе комплекса встречаются единичные прослои глиноземистых гнейсов, представленные гранат-силлиманитовыми и гранат-биотитовыми разновидностями. Соотношение основных пород и пород среднего состава непостоянно и меняется от блока к блоку.

Для вещественного состава гранулитового комплекса характерна зональность, согласующаяся с зональностью аномального магнитного поля. В области регионально положительного магнитного поля (Западная Карелия) развит магнитный гранулитовый комплекс с повышенной железистостью темноцветных силикатов. С развитым здесь гранулитовым комплексом коррелируются блоки гранулитов Восточной Финляндии, отличительной особенностью которых также является наличие положительных гравитационных и магнитных аномалий. В Центральной Карелии в области развития регионально отрицательного магнитного поля гранулитовый комплекс блоков симатического типа земной коры отличается магнезиальным составом темноцветных силикатов.

Хотя соотношение пород гранулитового комплекса повсеместно тектоническое с окружающими мигматит-гранитами, более древний их возраст по отношению к последним доказывается тем, что широко развитый здесь диафторез изофациален с прогрессивным верхнеархейским региональным метаморфизмом (Свириденко, 1974). Иными словами, гранулитовый комплекс был сформирован ранее и во время верхнеархейского регионального метаморфизма претерпел изменение вещественного состава, а также структурную перестройку, поскольку диафторез синтектоничен позднеархейской (ребольской) складчатости.

Мигматит-граниты, окружающие симатические блоки, относятся к гранитно-ультраметаморфическому слою. Наиболее распространенными породами среди них являются в той или иной мере микроклинизированные биотитовые плагиогранито-гнейсы и плагиогранитоиды. В подчиненном количестве встречаются биотит-амфиболовые разновидности и локально развиты гранатсодержащие автохтонные гранитоиды. Верхнеархейские метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы наблюдаются среди них в виде реликтовых останцовых толщ. Гранитизация накладывается как на низы, так и на верхи верхнеархейского разреза, что затрудняет стратификацию последнего.

Сложность соотношения лопийских супракрустальных пород с автохтонными гранитоидами общеизвестна, она отмечалась и ранее при принятии региональной стратиграфической схемы (Кратц и др., 1971), где лопий рассматривался в составе нижнего протерозоя, а окружающие гранито-гнейсы были отнесены к комплексу в той или иной мере реоморфизованного фундамента. При этом отмечалось локальное развитие явлений ультраметаморфизма в основании лопийского комплекса на границе с участками реоморфизованного фундамента. Региональное развитие супракрустальных пород среди комплекса фундамента объяснялось участием фундамента в нижнепротерозойской изоклинальной складчатости.

После того как лопий был отнесен к архею (Келлер и др., 1977) и автохтонные гранитоиды с возрастом 2700–2800 млн. лет стали рассматриваться как постлопийские, проблема соотношения последних с супракрустальными породами лопия переросла в проблему низов лопия. Ранее при рассмотрении дискуссионности стратиграфия лопия, как и других стратиграфических подразделений, в качестве одной из объективных причин приводилось отсутствие единства в строении разрезов в разных структурно-фациальных зонах при пространственной разобщенности пород (Кратц и др., 1971). С современных позиций проблема состоит в том, что при отсутствии достоверных базальных горизонтов и наложении процессов ультраметаморфизма на верхнюю и нижнюю части общего стратиграфического разреза лопия мы не знаем объема подвергшихся гранитизации лопийских образований. Мигматит-гранитовые поля, слагающие более 60% современного эрозионного среза Карельского геоблока, не расчленены и структурно в региональном плане не изучены. Стратификация имеющихся в их составе супракрустальных пород не проведена. В итоге в настоящее время неизвестно, с чего начинается разрез лопия и включают ли мигматит-гранитовые поля реликты лишь тех пород, которые изучены в реликтовых лопийских структурах зеленокаменных поясов, не подвергшихся гранитизации, либо содержит какой-нибудь и более ранний комплекс, полностью гранитизированный.

4367

В последнее время анализу геологии архейских зеленокаменных поясов в пределах Карелии и Восточной Финляндии посвящен ряд исследований (Геология и петрология..., 1978; Рыбаков и др., 1979; Вулканизм архейских..., 1981; Gaal e.a., 1978; Simonen, 1980, и др.).

В настоящей работе зеленокаменные пояса рассматриваются как реконструированные линейные структуры протяженностью 500–700 км, приуроченные к одному или нескольким сближенным сопряженным глубинным разломам и обладающие относительной структурной самостоятельностью (Вулканизм архейских..., 1981). В пределах Карельского геоблока выделяются следующие зеленокаменные пояса: Ведлозерско-Сегозерский, Парандовско-Тикшеозерский, Южно-Выгозерский, Сумозерско-Кенозерский, Гимольско-Костомукшский, Иломантси-Тулос-Ялонваарский, Кухмо-Суомуссалми (рис. 2).

Специфической и характерной особенностью зеленокаменных поясов Карельского геоблока является развитие в нижней части разреза некоторых из них продуктов андезитового вулканизма (Робонен, Рыбаков, 1978; Simonen, 1980). Поскольку выделенные пояса представлены только реликтовыми структурами среди позднеархейских автохтонных гранитоидов, не исключено, что в других структурах эта часть разреза полностью гранитизирована вплоть до вышележащих устойчивых к гранитизации основных вулканитов. Такое предположение правомерно и потому, что близкие по составу тонкозернистые плагиогнейсы и слабоизмененные метавулканиты встречаются среди автохтонных гранитоидов вдали от прихонтактовой зоны зеленокаменных поясов (Свириденко, 1980). Если это так, то распространение вулканогенно-осадочных пород лопия име-

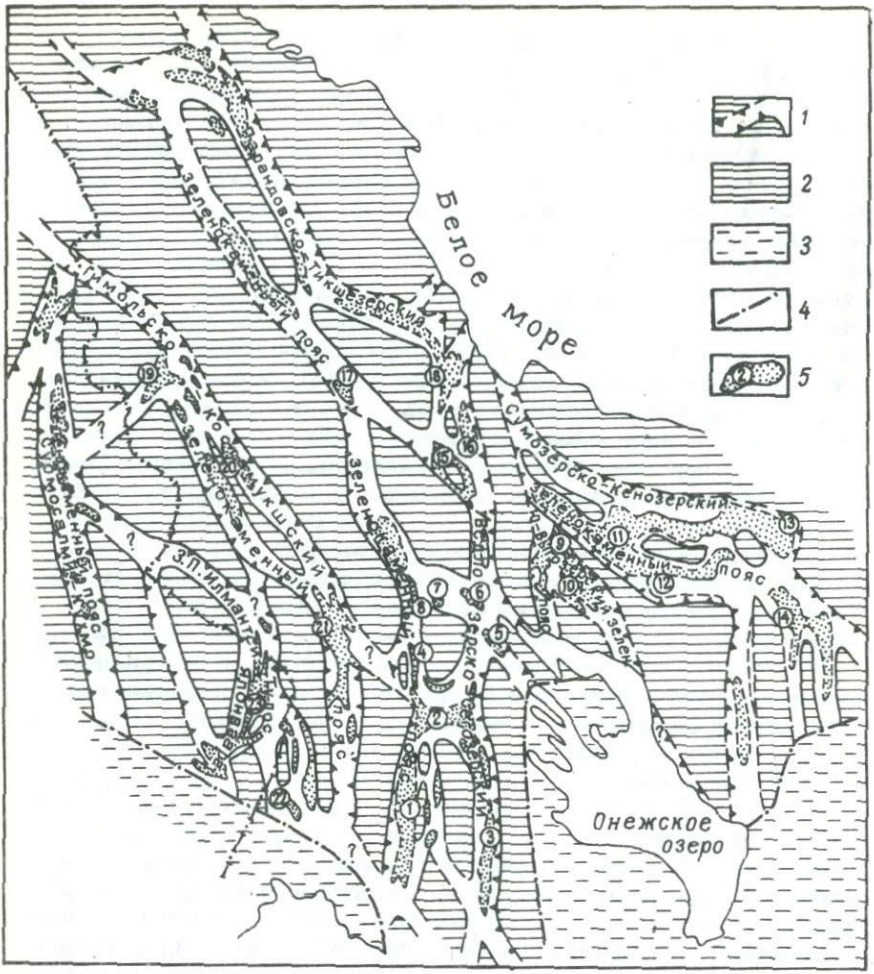


Рис. 2. Схема реконструкций в современном эрозионном срезе архейских зеленокаменных *поясов* юго-восточной части Балтийского щита (Составил С.И. Рыбаков).

1 – реконструированные зеленокаменные пояса (осевые зоны вулканических ареалов, большей частью сопряженных с глубинными магмовыводящими *разломами*); 2 – нерасчлененный ультраметаморфический комплекс, включающий гранитизированный долопийский фундамент и мигматит-граниты, развивающиеся по *супракрустальным образованиям*, удаленным от вулканически активных ареалов лопия; 3 – постлопийские отложения; 4 – разрывные нарушения; 5 – локальные структуры (цифры в кружках): *Ведлозерско-Сегозерский* зеленокаменный пояс: 1 – Хаутаваарская, 2 – Койкарско-Карбозерская, 3 – Киндасово-Маньгинская, 4 – Совдозерская, 5 – Паласельгинская, 6 – Сайозерская, 7 – Бергаульская, 8 – участок р. Лужмы; Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс: 9 – Шилосская, 10 – Рыбозерская; Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс: 11 – Каменноозерская, 12 – Сенегозерская, 13 – Кожозер-

ло место и на блоках фундамента, главным образом в виде пирокластических и вулканогенно-осадочных фаций (рис. 3, см. вкл.).

Супракрустальные толщи лопия представлены комплексами пород, известными в различных районах под названиями гимольской, парандовской, хаутаваарской, ялонваарской, тикшеозерской и некоторых других серий, и имеют длительную историю геологической изученности (Кратц, 1958; 1963; Гилярова, 1948; 1974; Перевозчикова, 1957; Чернов, Стенарь, 1960; Робонен, Коросов, 1966; Харитонов, 1966; Чернов и др., 1970; Робонен, 1971; Робонен, Рыбаков, Светова, 1975; Серноколчеданные..., 1978; Куликов, Куликова, 1979; Вулканизм архейских..., 1981). Корреляция разрезов локальных структур зеленокаменных поясов недавно выполнена для всей Карелии (Вулканизм архейских..., 1981). Ранее для Центральной и Южной Карелии была проведена корреляция супракрустальных лопийских толщ (Рыбаков, Свириденков, Светова, 1979) исходя из устойчивого положения в разрезе лопия метабазальтоидов, занимающих среднюю часть сводного стратиграфического разреза.

За основу для сопоставления взят наиболее полный и хорошо изученный разрез Хаутаваарской структуры в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, стратиграфическая схема которой представлена в табл. 2. Виетуккалампинская свита, находящаяся в нижней части разреза, сложена комплексом метавулканитов и вулканогенно-осадочных пород, состав которых меняется от андезитов и андезит-базальтов до дацитов. Преимущественным развитием пользуются пирокластические фации, хотя соотношения главных фациальных разновидностей не везде одинаковы. Значительный объем занимает вулканогенно-осадочная фация, развитая по периферии вулканических структур. Виетуккалампинская свита, ориентировочная мощность которой составляет 2500-2700 м, завершается пачкой псаммитовых туфов и туфопесчаников дацитового состава, кремнистых туффитов, хемогенных кремнистых пород, углеродсодержащих сланцев, среди которых присутствуют мономиктовые тефроконгломераты и тефрогравелиты с галькой кварцевых порфиров.

В пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса с этой частью разреза сопоставляются метавулканиты андезитового состава на участке Сайозеро-Остер, где на них налегает толща метабазальтов (Лавров, Свириденко, 1977).

В Койкарско-Карбозерской структуре в основании вулканогенного разреза находятся мелкозернистые биотитовые плагиогнейсо-граниты, которые С.Б. Лобач-Жученко с коллегами (Геология и петрология..., 1978) относят к фундаменту зеленокаменных поясов, а нам

ская, 14 - Токшинская; Парандово-Тикшезерский зеленокаменный пояс: 15 - Парандово-Надвоицкая, 16 - Восточно-Идельская, 17 - Тунгудская, 18 - Пебозерская; Гимольско-Костомукшский зеленокаменный пояс: 19 - Костомукшская, 20 - Хедозеро-Большезерская. 21 - Гимольская; Иломантси-Тулос-Ялонваарский зеленокаменный пояс: 22 - Ялонваарская, 23 - Иломантси.

Таблица 2

Стратиграфическая схема Хаутаваарской структуры (Вулканизм архейских..., 1981)

Свиты	Литологический и фациальный состав	Мощность, м
Усмитсанъярвинская	Псаммитовые, лапиллиевые туфы и туффиты андезито-дацитов и дацитов, графитистые сланцы	150–200
Кульюнская	Массивные и подушечные метабазальты, метапорфириты, субвулканические дайки, агломератовые метатуфы и туфоконгломераты метабазальтов	500–600 (до 1200)
Калаярвинская	Агломератовые, лапиллиевые, псаммитовые и др. туфы метаандезито-дацитов, метадацитов и метариолито-дацитов, туффиты, туфопесчаники, графитистые сланцы, кремнистые туффиты, хемогенные кварциты, колчеданные руды, карбонатные породы	900–1200
Лоухиваарская	Массивные и подушечные метабазальты, базальтовые метапорфириты, субвулканические метапорфириты, агломератовые туфы, конгломераты, туффиты, графитистые сланцы	от 600 до 1400–1500
Виетуккалампинская	Массивные, подушечные, миндалекаменные лавы, глыбовые, агломератовые, лапиллиевые, псаммитовые и др. туфы, туффиты метаандезито-базальтов, метаандезитов и метадацитов, кремнистые туффиты, хемогенные кварциты, графитистые сланцы	2500–2700

представляется, что данные породы являются нижней частью разреза лопия, сложенной гранитизированными вулканогенно-осадочными и вулкано-терригенными образованиями, связанными с андезитовым вулканизмом. Об этом свидетельствуют реликты псаммитовых структур в наименее перекристаллизованных участках плагиогнейсо-гранитов и отсутствие структурного несогласия между ними и лежащими выше метабазальтами.

В пределах Южно-Выгозерского и Сумозерско-Кенозерского зеленокаменных поясов данная часть лопийского разреза не установ-

лена, а в Парандовско-Тикшеозерском, по данным М.А. Елисеева и В.И. Робонена (Вулканизм архейских..., 1981), с ней можно сопоставить метавулканиты андезитового и дацитового состава вороньеозерской свиты, развитые в районе озер Воронье, Рокково и Гусиное, превращенные в результате регионального метаморфизма амфиболитовой фации в порфиробластические амфиболиты. На них залегает толща метабазальтов, относимых к пебозерской свите.

С описываемой частью разреза сопоставляются метавулканиты и вулканогенно-осадочные породы ялонваарской свиты в зеленокаменном поясе Ялонваара-Иломантси-Тулос общей мощностью 2200-2400 м.

В Гимольско-Костомукшском зеленокаменном поясе наиболее детально изучена Костомукшская структура (Чернов и др., 1970; Горьковец, Раевская, 1977). По данным В.Я. Горьковца и М.Б. Раевской (Вулканизм архейских..., 1981), в основании разреза находятся метатерригенные отложения, представленные серицитовыми кварцитами и мусковитизированными сланцами и гнейсами, которые, возможно, представляют собой метаморфизованные вулканогенно-осадочные и вулкано-терригенные отложения, связанные с ранним андезитовым вулканизмом.

Продукты этого вулканизма известны в расположенном западнее зеленокаменном поясе Кухмо-Суомуссалми. По данным группы исследователей из университета в Оулу, проф. Т. Пирайнена, К. Тайпала, И. Туокко, И. Хански, нижняя часть разреза здесь представлена метавулканитами кислого и среднего состава, граувакками, аркозами и филлитами группы Луома, которую предположительно они относят к нижнему архею и сопоставляют с беломоридами. Однако предполагаемое несогласие с вышележащими метабазальтами группы Каллоярви не доказывается геологическими фактами.

Ориентировочная мощность группы Луома составляет 2500-3000 м. Метавулканиты прорываются гранодиоритами с возрастом 2740 млн лет (U-Pb метод по циркону), а возраст аркозовых песчаников в восточной части района Суомуссалми составляет 2965 млн лет (^{206}Pb-^{204}Pb по породе в целом) (Gaal, 1977).

Расположенная выше часть разреза во всех зеленокаменных поясах сложена метавулканитами базальтового состава. В Хаутаваарской структуре Ведлозерско-Сегозерского пояса она представлена лоухиваарской свитой, мощность которой колеблется от 500-600 до 1400-1500 м, и сложена исключительно подушечными и массивными лавами метабазальтов и базальтовых метапорфиритов с редкими горизонтами туфов и вулканогенно-осадочных пород (рис. 4, см. вкл.).

В последние годы установлено, что среди метабазальтоидов некоторых зеленокаменных поясов, коррелируемых с калаярвинской свитой Хаутаваарской структуры, присутствуют высокомагнезиальные перидотитовые, пироксенитовые и базальтовые коматииты (Геология и петрология..., 1978; Вулканизм архейских..., 1981). Следует отметить, что положение коматиитов в изученных разрезах Карельского геоблока вовсе не соответствует сложившемуся убеж-

Таблица 3

Стратиграфическая схема лопийских образований Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (по Куликовой, Куликову, 1981)

Толщи	Каменноозерская структура	Сенегозерская структура
Верхняя	Метавулканиты дацитового и риолитового состава, тефрограувакки, кремнистые породы, углеродсодержащие сланцы, колчеданные руды. Мощность до 800 м	Метавулканиты кислого состава, тефрограувакки, углеродсодержащие сланцы, кремнистые породы, колчеданные руды. Мощность около 100 м
Средняя	Массивные и подушечные метабазальты, коматииты с горизонтами углеродсодержащих сланцев и пластовыми телами ультрабазитов. Мощность – 200–800 м	Метабазальты, туфы и вулканомиктовые осадки. Мощность до 1000 м
Нижняя	Метабазальты с горизонтами черных углеродсодержащих сланцев, железистых кварцитов, колчеданных руд, граувакк, пластовыми телами ультрабазитов. Мощность до 850 м	Метабазальты с горизонтами углеродсодержащих сланцев, железистых кварцитов, метапесчаников граувакового состава. Мощность около 400 м

дению об их обязательной приуроченности к нижней части разрезов зеленокаменных поясов.

В Сумозерско-Кенозерском зеленокаменном поясе, по данным В.С. Куликова и В.В. Куликовой, не установлена нижняя часть лопийского разреза. Здесь разрез начинается с метабазальтоидов, которые разделены на две толщи (нижнюю и среднюю), коррелируемые с лоухиваарской свитой Хаутаваарской структуры (табл. 2, 3). Нижняя толща мощностью в пределах 400–1000 м в Каменноозерской, Сенегозерской, Токшинской и др. структурах сложена чередующимися потоками метабазальтов с горизонтами железистых кварцитов, черных углеродсодержащих сланцев, колчеданных руд и пластовыми телами ультрабазитов. В средней толще кроме метабазальтов и горизонтов осадков присутствуют потоки перидотитовых коматиитов (Куликова, Куликов, 1981). Ее мощность составляет 800–1000 м.

Базальтоиды описанной части разреза в большинстве зеленокаменных поясов являются завершающими образованиями нижнего лопия, а началу верхнего лопия соответствует формирование конгло-

мератов. Сложнее обстоит дело в Гимольско-Костомукшском зеленокаменном поясе.

В Костомукшской структуре, согласно В.Я. Горьковцу и М.Б. Раевской, данному стратиграфическому уровню соответствует контокская серия, состоящая из трех свит: ниемиярвинской, существенно базальтовой, шурловаарской – дацит-риолитовой и рувинваарской – базальтовой, общей мощностью 4060–4500 м.

Существует мнение (Чернов и др., 1970), что кислые вулканиты шурловаарской свиты и верхняя гимольская существенно терригенная серия с железистыми кварцитами принадлежат одному осадочно-вулканогенному комплексу, различное стратиграфическое положение которых является кажущимся обусловленным процессами складчатости.

В зеленокаменной поясе Кухмо-Суомуссалми данный стратиграфический уровень представлен так называемой группой Келлоярви супергруппы Кухмо, лежащей выше группы Луома и относящейся к верхнему архею (Taipala e.a., 1980). В нижней ее части мощностью около 1200 м находятся толеитовые метабазальты (массивные и подушечные) с горизонтами железистых кварцитов мощностью до 50 м и прослоями колчеданных руд в осадках до 6–8 м мощности (формация Пахакангас). Метабазальты вверх по разрезу сменяются 500-метровой пачкой лав перидотитовых и пироксенитовых коматиитов с прослоями туфов аналогичного состава (формация Сиивакко). Характерно большое количество тел серпентинитов и габбро-диабазов. Детальное петрологическое и хронологическое описание этого комплекса дано Е. Ханси (Hanski, 1980). Породы данной группы прорываются гранодиоритами с возрастом 2800 млн лет (Kouvo, Tilton, 1966).

Часть разреза, относимая к верхнему лопию, в некоторых структурах начинается с конгломератов (Вулканизм архейских..., 1981). Наличие полимиктовых конгломератов с галькой глубинных пород в ряде пространственно разобщенных структур приводит к выводу о существовании в разрезе лопия стратиграфического перерыва в накоплении осадочно-вулканогенных комплексов, вызванного инверсией региона.

Аналогичное строение разреза верхнего лопия устанавливается во всех описанных структурах, за исключением Костомукшской. Надконгломератовые образования представлены комплексом метавулканитов кислого-среднего состава и ассоциирующими вулканогенно-осадочными и вулкано-терригенными отложениями с колчеданными рудами. В Хаутаваарской структуре к ним относится калаярвинская свита, мощность которой составляет 900–1200 м. С последней сопоставляются аналогичный по составу осадочно-вулканогенный комплекс в Койкарско-Корбозерской структуре.

В Сумозерско-Кенозерском зеленокаменном поясе с данной частью разреза сопоставляются образования верхней толщи (Вулканизм архейских..., 1981), состоящие из метавулканитов дацитового и риолитового состава, граувакк, кремнистых и углеродсодержащих сланцев, колчеданных руд.

В Костомукшской структуре Гимольско-Костомукшского зеленокаменного пояса выше горизонта полимиктовых конгломератов залегает существенно терригенная (вулкано-терригенная?) гимольская, серия, разделенная В.Я. Горьковцом и М.Б. Раевской (1977) на две свиты: костомукшскую мощностью от 50 до 720 м, представленную переслаиванием железистых кварцитов, слюдистых и углеродсодержащих сланцев, и сурлампинскую, состоящую из слюдистых ритмично-слоистых сланцев флишевого типа мощностью 700-800 м.

Остается не вполне ясным строение разреза и его корреляция с другими структурами района Иломантси-Отраваара в Юго-Восточной Финляндии в пределах зеленокаменного пояса Ялонваара-Иломантси-Тулос. Эта зона выделена ранее Г.Гаалом, А. Миккола и Б. Седерхольмом (Gaal e.a., 1978) в самостоятельный зеленокаменный пояс. По их данным, структура представлена четырьмя узкими синформами шириной 1-6 км, прорванными диоритами, гранодиоритами и плагиомикроклиновыми гранитами с возрастом 2770 млн лет. Кроме того, среди полей гранитоидов встречается множество реликтовых останцовых толщ метавулканитов андезитового и дацитового состава, а также осадочных пород протяженностью от десятков метров до 1-2 км. Множество таких реликтовых участков встречается и на советской территории в районе г. Вяртсиля-оз. Тулос.

Характерной чертой разреза осадочно-вулканогенных комплексов района Иломантси является преимущественное развитие продуктов андезитового вулканизма и граувакковых осадков. Метабазальты, представленные массивными, реже подушечными лавами с горизонтами агломератовых туфов, встречаются в виде локальных участков, где образуют пачки мощностью до 300-500 м.

В большинстве изученных локальных структур разрез лопийских отложений завершается вулкано-терригенными и вулканическими образованиями среднего и кислого состава (рис. 4). Только в Хаутаваарской структуре, Бергауле и в районе дер. Койкары выше залегают толщи вулканитов основного состава, аналогичных вулканитам нижней части разреза. В районе Хаутаваары они выделены под названием кульюнской свиты, имеющей мощность 500-600 м, и сложены подушечными и массивными метабазальтами с горизонтами агломератовых метатуфов. В районах Бергаула и Койкары аналогичные части разрезов, сохранившиеся мощности которых не превышают 100-150 м, также представлены подушечными и массивными метабазальтами,

В зеленокаменном поясе Кухмо-Суомуссалми данному стратиграфическому уровню соответствует группа Петяниеми, сложенная толеитовыми метабазальтами и перидотитовыми коматиитами с силлами габбро-долеритов и прослоями слюдистых сланцев.

Наиболее высокая часть разреза лопийских образований в Хаутваарской структуре представлена ритмично-слоистой пачкой туффитов и туфов кислого состава, углеродсодержащих сланцев усмитсаньярвинской свиты. Установленная по ограниченным данным мощность ее не превышает 150-200 м.

Верхний стратиграфический рубеж лопия фиксируется налеганием на лопийские образования с угловым несогласием сумийских вулканогенных и осадочных отложений.

В соответствии с решением Регионального межведомственного стратиграфического совещания (Петрозаводск, 1982 г.) нижний протерозой восточной части Балтийского щита начинается образованиями сумия и сариолия. В связи с тем что состав и взаимоотношения этих образований различными исследователями понимаются по-разному, следует указать, что дальнейшее изложение опирается на решение этих вопросов, обоснованное в работах авторов (Хейсканен, Гобулев, Бондарь, 1977; Хейсканен, 1980), в соответствии с которым в состав сумия включаются только образования кислого осадочно-вулканогенного комплекса (кварцевые порфиры и связанные с ними обломочные породы), а в состав сариолия – андезит-базальтовые вулканиты и субвулканические образования, и синхронные им вулканогенно-осадочные и терригенные отложения.

Риолиты сумийского осадочно-вулканогенного комплекса участвуют в строении северо-восточного края Карельского геоблока и зоны его сочленения с Беломорским блоком. При этом лавовые, пирокластические и терригенные отложения развиты в крыльях Шуезерского, Гайкольского и Панаярвинского синклинориев, а субвулканические тела кварцевых порфиров приурочены к промежуткам между указанными структурами и реже в их пределах (рис. 5, см, вкл.). Преобладающая часть разреза комплекса сложена лавовыми потоками риолитов. Типичный лавовый поток представлен чередованием снизу вверх брекчированного риолита, массивного порфира (может отсутствовать), полосчатого порфира, риолита, содержащего обильные сферолоиды, пенистой породы (изредка) и вновь брекчированного риолита. Мощность потоков изменяется от 5 до 30–40 м. Около оз. Нижнее Пайозеро встречен поток, мощность которого достигает 200 м. Он прослеживается по простиранию до 15 км.

Лавовые потоки риолитов переслаиваются друг с другом, иногда с горизонтами туфобрекчий, туфоконгломератов, туфопесчаников, образуя толщи мощностью до 1000 м (оз. Косое). В основании толщи, как правило, присутствуют туфоконгломераты и конгломераты полимиктового состава, в которых помимо пирокластических фрагментов порфиров в том или ином количестве присутствуют гальки и валуны подстилающих пород. Мощность таких обломочных образований может превышать 100 м, но местами они отсутствуют и риолиты ложатся непосредственно на более древние толщи. Наиболее надежным признаком, позволяющим отличать конгломераты сумия от похожих на них сариолийских, является полное отсутствие галек микроклиновых и плагиомикроклиновых гранитов. От лопийских конгломератов они отличаются наличем вулканомиктовых обломков и материала кварцевых порфиров.

Нижняя граница комплекса определяется резко несогласным налеганием конгломератов и туфоконгломератов, перекрытых риолитами, на лопийские осадочно-вулканогенные толщи. Такие взаимоотношения наблюдаются на южном склоне горы Минваара (оз. Пана-

ярви), на участке Охтъярви (восточное крыло Гайкольского синклинория), на восточном и юго-западном побережье оз. Лежево, в дер. Пертозеро, в районе озер Нижнее Пайозеро-Нижнее Летнее.

В пределах Шуезерского, Гайкольского и Панаярвинского синклинориев комплекс сумийских кислых вулканитов слагает соединяющиеся или разобщенные узкие структуры северо-западного (реже меридионального и широтного) направления, осложненные крутой, а часто изоклинальной складчатостью северо-западной ориентировки. Наблюдения над мелкими синклинальными структурами, в частности в районе Отиярви, показывают, что степень несогласия в нижнем контакте комплекса зависит от того, какие уровни его разреза налегают на подстилающие толщи лопия. Базальные туфоконгломераты образуют брахисинклинали, вложенные в синклинали лопийских толщ со сравнительно небольшим несогласием. Если же на породы основания ложатся непосредственно породы более высоких горизонтов, то степень несогласия значительно возрастает. Это свидетельствует о том, что накопление продуктов кислого вулканизма происходило одновременно со складчатыми деформациями.

Сумийские субвулканические образования представлены гипабиссальными кварцевыми порфирами и фельзитами. Кварцевые порфиры слагают тела изометричной формы размером в первые десятки метров (Щипцов, 1978) с зонами закалки до 1 м, сложенными афанитовой темно-серой породой. Отмечаются признаки флюидальности в виде тонкой полосчатости близ контактов. В.В. Щипцовым (устное сообщение) встречено более десятка таких тел в пространстве между Шуезерским и Панаярвинским синклинориями. К югу и востоку от оз. Панаярви широко развиты маломощные дайки кварцевых порфиров, которые секут гранито-гнейсы основания, порфировые микрограниты типа Нуорунен и расслоенные интрузии Олангской группы.

А.С. Пекки и Т.К. Кулмала (1971) в районе оз. Розаламби и нами в ряде пунктов побережья оз. Панаярви встречены фельзиты. В первом случае маломощные жилы фельзитов сопровождают интрузивное тело кварцевых порфиров размером 250х600 м. В районе оз. Панаярви наблюдался постепенный переход от красных фельзитов (видимая часть тела более 5 м) к кварцевым порфирам. Поскольку в этом же пункте лежащие выше сариолийские брекчии мощностью более 50 м почти целиком сложены обломками фельзита, можно утверждать, что здесь установлены реликты вулканического центра. В окрестностях этого центра лавовые потоки кварцевых порфиров иногда содержат в средней части горизонт фельзитов, имеющий редкие апофизы к подошве и кровле потока.

Среди гнейсо-гранитов основания северного побережья оз. Панаярви часто встречаются жилы красных фельзитов северо-западной ориентировки. Наблюдались случаи перехода (с удалением от протерозойских пород) фельзитов в красные микрограниты. Такие факты наряду со сходством петрохимических и геохимических характеристик заставляют предполагать генетическую близость сумийского вулканического комплекса и микроклиновых гранитов типа Нуорунен.

Верхняя граница комплекса сумийских образований, или нижняя граница сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса, характеризуется также наличием резкого углового и структурного несогласия. Такие взаимоотношения наблюдаются на северном и южном побережье оз. Панаярви, в районе оз. Косого. Несогласное налегание сариолийских вулканитов на лопийские толщи наблюдается в районах пос. Восточный Идель, оз. Большозеро, оз. Арянукс, р. Семчь, дер. Койкары и др. Взаимоотношения сариолийских конгломератов с лопийскими образованиями (р. Лужма, оз. Большозеро и многие другие) широко известны (Проблемы геологии среднего протерозоя..., 1972).

Взаимоотношения андезит-базальтовых лав и сариолийских конгломератов давно обсуждаются в литературе. Известно много примеров их переслаивания в различных масштабах (оз. Косое, пос. Вост. Идель, р. Кумса, дер. Красная Речка и др.), на основе которых выделены типы разрезов сариолия (Хейсканен, Голубев, Бондарь, 1977), позволяющие оценивать условия их формирования.

Сариолийские отложения широко распространены в Карелии, где в различных зонах участвуют в строении синклинорных структур наряду с более молодыми и древними толщами. В частности, они широко представлены в западном и северо-западном крыльях Онежской мульды, в южном и западном крыльях Сегозерско-Елмозерской структуры, в восточном и западном крыльях Янгозерско-Селецкой структуры и в ряде других. В некоторых районах (оз. Большозеро, оз. Арянукс и ряд других) имеются самостоятельные сариолийские структуры, главным образом брахисинклинального типа (рис. 6, см. вкл.).

Особенностью многих сариолийских синклиналей является асимметрия строения, заключающаяся в том, что лавовые образования участвуют в строении разрезов только одного крыла. Эта особенность объясняется палеогеографией периода формирования этих толщ и используется для соответствующих реконструкций.

Тип разреза сариолийских отложений, содержащий среди обломочных пород горизонты лав андезит-базальтового состава, известен под названием кумсинского. При этом лавы могут образовывать две толщи (район оз. Косое), разделенные обломочными породами, или одну, что чаще наблюдается. Селецкий тип разреза характеризуется отсутствием лав. Переходы между этими типами разреза осуществляются путем выклинивания лавовых толщ, причем в таких случаях наблюдается переслаивание лавовых потоков с обломочными образованиями.

Синхронные лавам субвулканические образования известны сравнительно мало. Кроме силла габбро-долеритов в районе р. Кумсы (Светов, Голубев, 1972) встречено штокоподобное тело размером 50x100 м^2 среди лавовой толщи на участке дер. Красная Речка и несколько их силлоподобных тел, даек и мелких штоков, секущих кварцевые порфиры в пределах Шуезерского синклинория.

Вулканогенно-осадочные образования сариолия, достигающие мощности 500-1500 м, резко несогласно и с корой выветривания

в основании перекрываются ятулийскими конгломератами и аркозовыми песчаниками.

До начала формирования протоплатформенного чехла установился длительный этап предъятулийской пенепленизации и глубокого химического выветривания, предшествовавший качественно новому периоду регионального осадконакопления и вулканизма.

В современной структуре Карельского геоблока около 28% его площади занимают реликты протоплатформенного чехла, образующие разобщенные останцовые структуры. Литолого-стратиграфическими, палеогеографическими и палеовулканологическими исследованиями была установлена синхронность образования слагающих их осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород и принадлежность к единому обширному чехлу (Негруца, 1967; Негруца, 1979; Соколов и др., 1970; Светов, 1979).

Начало формирования протоплатформенного чехла было связано с заложением и длительным прогибанием эпиконтинентальных седиментационных бассейнов, консидементационным накоплением мощных толщ зрелых терригенных осадков с неоднократными проявлениями базальтового вулканизма, в течение которых были сформированы ятулийский, заонежский, суйсарский и вепсский вулканические комплексы (Светов, 1972, 1979; Голубев и др., 1974).

Ятулийский трехфазный платобазальтовый вулканизм, проявленный на регрессивных стадиях накопления терригенно-обломочных осадков, охватил большую часть территории Карельского геоблока. Излившиеся породы раннеятулийской фазы вулканизма повсеместно представлены единичными лавовыми покровами микропорфировых амфиболизированных пироксен-плагиоклазовых базальтов, а также ассоциирующими с ними пепловыми туфами и осадочно-вулканогенными хемогенно-кремнистыми породами, образующими локальные поля суммарной мощностью до 90 м. В ряде ареалов с ними связаны медистые песчаники, сформированные в результате поствулканической фумарольно-гидросольфатарной деятельности (рис. 7, см. вкл.).

Более широкое территориальное распространение имеют лавовые поля амфиболизированных пироксеновых порфировых базальтов, связанные с излияниями среднеятулийской фазы вулканизма. В околожерловых зонах эруптивных центров выделяется до 15-19 лавовых покровов, горизонты пепловых туффитов и яшм общей мощностью до 360 м (рис. 8, см. вкл.). В ряде вулканических зон базальты верхних частей лавовых толщ имеют высокую степень краснокаменного изменения. С низами разрезов среднеятулийских лав ассоциируют меденосные базальты с халькозин-борнитовым оруденением. В зоне Орченьского некка отмечены древние фумарольные площадки, поля яшмовидных силицитов, а на флангах лавовых полей в Южной Карелии - горизонты гематитовых сланцев. Позднеятулийская фаза вулканизма зафиксирована локальными лавовыми полями базальтов в Южной и Центральной Карелии. В их строении выделяются потоки и покровы микропорфировых плагиоклазовых и реже плагиоклаз-пироксеновых массивных, шарово-подушечных, вспененных и вариолитовых базальтов, пепловые и агломератовые туфы, гиалокластиты

и хемогенные кремнистые породы. В окрестностях пос. Гирвас установлен эруптивный центр, в котором сохранилась часть лавовой постройки и некк побочного прорыва. Суммарные мощности вулканогенных толщ в изученных ареалах позднеятулийской фазы составляют 200–250 м (рис. 9, см. вкл.).

Комагматическими образованиями излившихся пород в ятулийском вулканическом комплексе являются пластовые, пластово-секущие силлы габбро-долеритов, пространственно совмещенные с зонами эруптивных центров, и пояса даек габбро-долеритов, трассирующие магмовыводящие разломы. Ряд пластовых интрузий габбро-долеритов сопровождается титаномагнетитовым оруденением (Койкарское, Святнаволокское, Пудожгорское, Янгозерское и др.).

Суммарный геологический эффект ятулийского вулканизма только в пределах Карелии оценивается в 5.0 тыс. км^3 извергнутого материала. В целом ятулийский вулканизм характеризовался ареальным, спазматическим характером проявлений, кратковременными перерывами, зафиксированными терригенным осадконакоплением, низкой эксплозивностью (КЭ 4–6%) и исключительно базальтовым составом продуктов эрупций.

Поля ятулийских базальтов и субвулканических габбро-долеритов распространены также на значительных площадях Восточной Финляндии (район Киихтелюсваара, Пуоланка), Финской Лапландии (районы р. Торнио, р. Кеми, г. Рованиеми, г. Куусамо), Восточной Швеции (провинция Каликс), где мощности лавовых полей составляют 150–200 м (Jatulian Geology..., 1980).

Ареалы ятулийского вулканизма структурно сопряжены с краевыми частями седиментационных бассейнов, которые ограничивались, с одной стороны, шовными зонами северо-западного простирания сочленения Карельского геоблока с Беломорским и Ладожским, а с другой – субширотной каревой радиальной флексурой Полканова, разделяющей Балтийский щит и Русскую плиту.

Последовавший после небольшого перерыва заонежский вулканизм был связан с возобновлением глыбовых движений и заложением ряда вулкано-тектонических депрессий (Онежской, Пана-Куолаярвинской, Туломозерской, Северо-Ладожской и др.) в краевых частях Карельского геоблока. Как в Южной, так и в Северной Карелии нижняя часть разреза лавовых толщ заонежского комплекса сложена пакетами маломощных покровов микропорфировых плагиоклаз-пироксеновых базальтов, разделенных горизонтами пепловых туфов, туфоалевролитов и шунгитсодержащих туфогенно-кремнистых пород (рис. 10, см. вкл.). В средней части разреза распространены покровы полнокристаллических пироксен-плагиоклазовых миндалекаменных базальтов с редкими пластами пирокластических отложений. Верхи лавовой толщи комплекса слагают многочисленные потоки афировых или плагиоклаз-пироксеновых микропорфировых массивных, но чаще шарово-подушечных и пахоэхоэ базальтов. Общая мощность лавово-пирокластических пород в Онежской депрессии составляет не менее 680 м, а в Пана-Куолаярвинской достигает 900 м.

В Туломозерской депрессии закартирован эруптивный центр, где сохранилась большая часть лавовой постройки и некк подводящего канала, заполненный эруптивными брекчиями и полнокристалличес-кими габбро-долеритами.

Комагматическими образованиями излившихся пород комплекса являются многочисленные пластовые силлы и дайки недифференци-рованных габбро-долеритов, ареалы которых совпадают как с зона-ми размещения вулканических построек, так и магмовыводящими разломами, ограничивающими вулкано-тектонические структуры. Ряд силлов габбро-долеритов Заонежского полуострова и Северной Ка-релии содержит рассеянную медносульфидную минерализацию. Общей особенностью заонежского вулканизма является его локализация в вулкано-тектонических структурах, низкая эксплозивность (КЭ 4-8%), широкое развитие силлов габбро-долеритов и существенно базальто-вый состав продуктов. Суммарный геологический эффект вулканизма составляет около 8.5 тыс. км^3. Заонежский вулканизм оказал ис-ключительное влияние на синхронное ему осадочно-вулканогенное породообразование и его геохимическую специализацию черносла-нцевой формации.

Синхронными эффузивно-пирокластическим образованиям заонеж-ского вулканического комплекса Карелии на территории Финляндии являются лавовые поля массивных и шаровых базальтов, связанных с ними туфов, распространенные в Финской Лапландии и известные по результатам картирования сланцевой зоны Кеми-Рованиеми В. Пертуненом (Perttunen, 1971a, 1971b). Во всех этих районах излившиеся породы тесно ассоциируются в разрезах с угле-родсодержащими туфоалевролитами и силлами габбро-долеритов.

Последующий суйсарский вулканизм локализовался главным обра-зом в пределах вулкано-тектонических депрессий (Онежская, Пана-Куолаярвинская), продолжавших прогибание с заонежского времени, а также в осевой части рифтоподобной структуры Ветреного Пояса, Лавово-вулканокластические поля суйсарской древневулканической области, пространственно размещающиеся в западном борту Онеж-ской вулкано-тектонической депрессии на площади около 2.0 тыс. км^2, представлены эффузивно-пироксластическими и тефроидными образованиями шести вулканических построек центрального типа. Вулканические постройки включают многочисленные потоки и покро-вы массивных, вспененных, шарово-подушечных, пахоэхоэ базальтов и их туфов, находящихся в частом переслаивании с покровами пи-критовых базальтов и их туфами (рис. 11, см. вкл.). В разрезе вулканических полей эруптивных центров пирокластические образо-вания составляют до 30-35% общего объема извергнутого материа-ла, а суммарные мощности частных вулканических серий - от 350 и до 700 м. Интрузивными аналогами излившихся пород являются пластовые силлы серийно-порфировых плагиоклазовых базальтов, пе-ридотитов, которые пространственно сопряжены с некками подводя-щих каналов вулканических построек и рассматриваются как интру-зии под вулканами.

В рифтоподобной структуре кряжа Ветреный Пояс синхронными образованиями суйсарскому комплексу Онежской депрессии являются изверженные породы мощной (до 2 км) вулканической серии, сложенной толщей массивных, шаровых, вариолитовых оливиновых, пироксеновых порфировых базальтов и пикритовых базальтов, а также многочисленными комагматическими интрузивными телами перидотитового состава. По особенностям вещественного состава данная вулканическая серия В.В. Куликовой и В.С. Куликовым (1981) отнесена к коматиитовой.

В Северной Карелии (Пана-Куолаярвинская депрессия) вулканическая серия суйсарского комплекса представлена многочисленными покровами афировых и мегапорфировых плагиоклазовых, плагиоклаз-пироксеновых базальтов, андезит-базальтов с резко подчиненным количеством пирокластических и осадочных вулканогенно-хемогенных образований. Интрузивными аналогами излившихся пород здесь являются пластовые и секущие тела перидотитов. Общая мощность эффузивных и пирокластических пород в разрезе выс. Хаукка-тунтури составляет не менее 650 м.

Суммарный геологический эффект суйсарского вулканизма в пределах изученных депрессий оценивается в 13,8 тыс. км^3.

Суйсарский вулканизм в дальнейшем сменился периодом длительного континентального выветривания и размыва ранее сформированных вулканогенных толщ, с которыми связано накопление терригенно-обломочных песчано-сланцевых пород бесовецкой серии в пределах Онежской вулкано-тектонической депрессии (Кайряк, 1973). Лишь в вепсское время в краевой части щита в зоне флексуры А.А. Полканова в связи с ее нисходящими движениями произошло заложение перикратонного бассейна с терригенным осадконакоплением, к краевой части которого приурочено локальное поле плагиоклаз-пироксеновых окисленных базальтов, а также силлы габбро-долеритов Западного Прионежья. Проводящие каналы базальтов, а также корневые части силлов габбро-долеритов предположительно размещаются в районе Гонгинской, Крестнозерской и Нижнелемской магнитных аномалий (Гарбар, 1970). На территории Восточного Заонежья изверженные породы вепсского комплекса представлены субвулканическими телами габбро-долеритов Унойской интрузии, интрузиями о-вов Деда, Кладовец, а также камерно-инъекционными телами габбро-долеритов Крестовой губы Онежского озера и дайками микропорфировых базальтов (рис. 12, см. вкл.).

Палеовулканологическими реконструкциями общий объем продуктов вепсского вулканизма оценивается в 1,2 тыс. км^3.

С завершением конечных фаз кондопожских складчато-глыбовых движений к началу рифея произошла общая кратонизация (1900$\pm$100 млн лет) и на большей части Балтийского щита установился платформенный режим. Платформенный чехол, сохранившийся в виде реликтов, представлен грубообломочными красноцветными толщами рифейско-вендского возраста и вулканогенными образованиями салминского и янисъярвинского комплексов, локализованных в краевых грабенах и в шовной зоне сочленения Карельского и Ладожского

геоблоков. Формированию платформенного чехла древней Восточно-Европейской платформы предшествовал длительный период континентального выветривания. В связи с активизацией глыбовых движений в краевых частях Балтийского щита произошло заложение преимущественно поверхностно компенсированных грабенов с локальными проявлениями в них вулканической деятельности.

Изверженные породы салминского вулканического комплекса локализованы в двух краевых грабенах юго-восточной окраины щита - Пашском и Кандалакшском. Эффузивно-пирокластические образования Пашского грабена, сформированные в течение двух фаз вулканизма, представлены сильно окисленными покровами вспененных плагиоклаз-пироксеновых базальтов и их литокристаллокластическими туфами. (рис. 13, см. вкл.). Девять покровов раннесалминских базальтов имеют мощность 140 м, а четыре позднесалминских - 70 м (Кайряк, Хазов, 1967; Тихомиров, Яновский, 1970). Подводящим каналом базальтов являются габбро-долериты Хопунваарского некка (рис. 14). Интрузивные аналоги лав представлены Валаамским силлом габбро-долеритов, имеющим мощность 150 м, и многочисленными дайками долеритов (сортавалитов) Северного Приладожья.

В Кандалакшском грабене (Онежский полуостров Белого моря) изверженными породами комплекса являются вспененные и брекчированные плагиоклаз-пироксеновые базальты и их туфы общей мощностью до 700 м (Станковский и др., 1973). В бортовой части грабена выявлены трубки взрыва, заполненные эруптивной, кимберлитоподобной брекчией (Станковский и др., 1979).

Синхронными салминским изверженным породам Карелии являются базальты и связанные с ними интрузии габбро-долеритов в грабене Сатакунта Южной Финляндии (Эскола, 1967, Simonen, 1980).

В Западной Карелии на островах центральной части оз. Бол. Янисъярви и его юго-западном побережье локально распространены эффузивно-пирокластические образования андезитов и андезит-базальтов янисъярвинского вулканического комплекса, имеющие общую мощность до 200 м. Подводящий канал вулканической постройки (о-в Пиениселькясаари) сложен жерловой брекчией и флюидально-полосчатыми андезит-базальтами (Eskola, 1921; Светов, 1979). Время их формирования, по радиологическим данным, около 700 млн лет. Рядом исследователей (Масайтис, 1973; Масайтис и др., 1980) развиваются представления об ударно-метеоритном происхождении андезит-базальтов оз. Бол. Янисъярви. Исходя из структурно-тектонического размещения изверженных пород янисъярвинского комплекса в шовной зоне Карельского и Ладожского геоблоков, наличия стратифицированных обломочных пород в основании лавовой толщи, переслаивания потоков лавобрекчий с туфами, формирование этой вулканической серии рассматривается нами как проявление вулканической деятельности в связи с подъемом мантийного андезит-базальтового расплава, обогащенного летучими компонентами и близповерхностными взрывами.

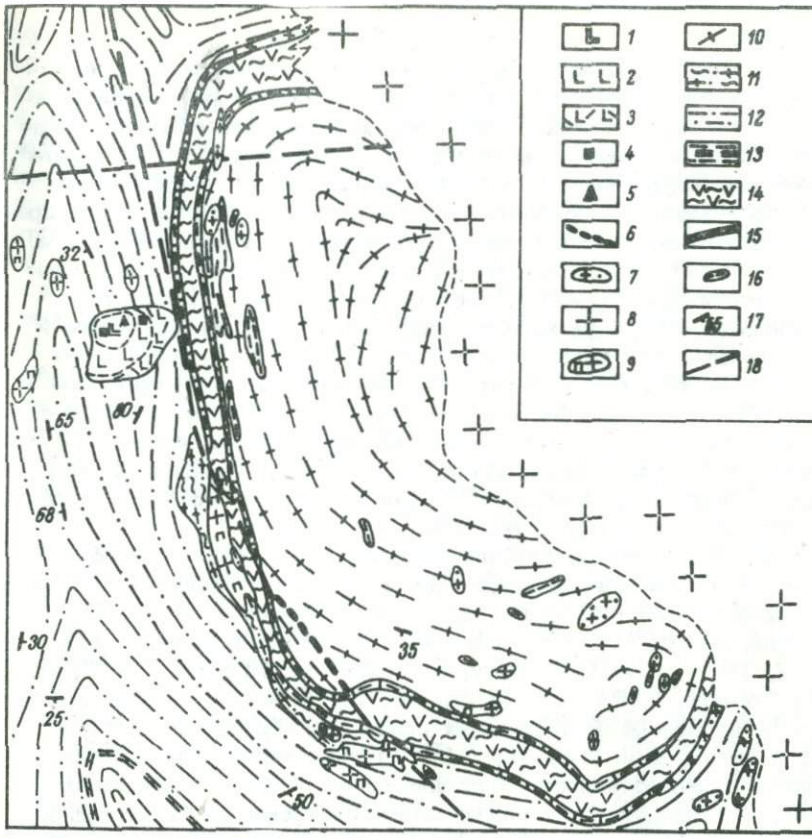


Рис. 14. Положение Хопунваарского некка габбро-долеритов в структуре северо-восточного Приладожья. Составил Р.А. Хазов (1982) с дополнениями А.П. Светова и А.И. Голубева.

1 – грубозернистые габбро-долериты; 2 – среднезернистые габбро-долериты; 3 – мелко-среднезернистые порфировидные габбро-долериты; 4 – вкрапленность пирита; 5 – вкрапленность титаномагнетита; 6 – дайки кварцевых порфиров; 7 – биотит-кварц-альбитовые апограниты; 8 – граниты рапакиви Салминского массива; 9 – пегматиты; 10 – плагиомикроклиновые гнейсо-граниты и мигматиты; 11 – мигматиты пегматитов по кварцево-биотитовым сланцам ладожской серии; 12 – биотит-кварцевые, кварц-полевошпато-биотитовые сланцы ладожской серии. Питкярантская свита: 13 – скарнированные мраморы, пироксеновые, реже гранатовые скарны верхней (четвертой) подсвиты; 14 – амфиболизированные базальты и габбро-амфиболиты с прослоями графитсодержащих амфиболовых и кварц-полевошпато-биотитовых сланцев третьей подсвиты; 15 – скарнированные мраморы, пироксеновые и гранатовые скарны второй подсвиты; 16 – тела габбро-амфиболитов; 17 – сланцеватость, 18 – тектонические нарушения.

Беломорский геоблок

Беломорский геоблок, обладая достаточно специфическими чертами тектоники и геологического строения, наиболее четко индивидуализирован в геофизических полях и определяется как область развития земной коры симатического типа (Земная кора..., 1978). Петрофизические характеристики пород и региональные геофизические данные позволяют предполагать (Дортман, Магид, 1980), что в пределах геоблока обнажены породы „диоритового" слоя, а в Кемском блоке, возможно, и „базальтового". Породы „диоритового" слоя слагают на территории Карелии комплекс древнейшего фундамента (Свириденко, 1980), на котором закладывались позднеархейская и раннепротерозойская подвижные области. Первичные породы этого комплекса сопоставимы с гранулитовыми образованиями Беломорского геоблока (Володичев, Свириденко, 1978). Все это наряду с подъемом границы Мохо в пределах геоблока (Земная кора..., 1978) и петрологическими данными (Володичев, 1975; Степанов, 1981; Высокоградиентные режимы..., 1982, и др.) свидетельствует о глубокой эрозии Беломорского геоблока.

За длительный период изучения беломорид представление об истории их геологического развития претерпело значительную эволюцию (Судовиков, 1939; Мишарев и др., 1957; Шуркин и др., 1962; Харитонов, 1966; Тугаринов, Войткевич, 1966; Гилярова, 1974; Стенарь, 1973, и др.). Структурные исследования (Дук, 1967; Эз, 1968; Стенарь, 1971, 1973; Сыстра, 1978, и др.), анализ последовательности метаморфических процессов (Володичев, 1975, и др.) и магматизма (Степанов, 1981) убедительно показали длительность и многоэтапность эволюции геологических образований региона, что согласуется с результатами геохронологических исследований (изотопные датировки дают спектр от превышающих 3 млрд лет до 600 млн лет).

Главную роль в строении геоблока играют супракрустальные образования саамского структурного этажа (диоритового слоя), представленные беломорской серией. Предполагается, что она имеет осадочно-вулканогенное происхождение и возраст значительно древнее 2900–3000 млн лет. Ограниченное развитие в западной периферической части геоблока имеют образования, представленные специфическими гнейсами, сланцами и амфиболитами. Большинством исследователей они относятся к лопийскому структурному этажу (Соколов, Стенарь, 1980). Эта толща выделяется прежде всего по меньшей степени мигматизации и некоторой сохранности первичных текстур, но не имеет четко документируемой геологической границы с породами беломорской серии.

В разрезе беломорской серии выделяются (снизу вверх) керетская, хетоламбинская и чупинская свиты (толщи). Керетская свита представлена преимущественно биотитовыми гнейсами и гранитогнейсами. Хетоламбинская и чупинская свиты имеют более сложное строение, но наиболее типично для разреза первой значительное развитие амфиболитов, а для второй – кианит-гранат-биотитовых гнейсов.

Тектоническая структура геоблока сформирована в результате последовательного наложения как минимум трех главных периодов (этапов) складчатости, каждый из которых сопровождался синхронными проявлениями магматизма и метаморфизма (Стенарь, 1973; Володичев, 1975; Сыстра, 1978; Степанов, 1981). В конце первого, чупинского, периода тектогенеза (F_1) сформировалась региональная северо-западная структура беломорид, контролируемая современным распределением свит. Ранний региональный метаморфизм этого периода отвечал условиям гранулитовой фации, следы которого, за некоторым исключением, были стерты на поздних стадиях F_1 и в последующие периоды при региональном метаморфизме в условиях амфиболитовой фации высоких давлений. Наиболее характерными структурами второго, лоухского, периода (F_2) являются крупные субширотные складки, деформирующие раннюю северо-западную структуру беломорид. Осевые поверхности их часто опрокинуты. В третий период (F_3) образованы открытые конические разномасштабные складки с субмеридиональными и северо-восточными простираниями осевых плоскостей. Характер эволюции магматизма геоблока (Степанов, 1981) позволяет предполагать, что этапы интенсивной складчатости разделялись периодами относительной консолидации. Это наряду с наложением складчатости, метаморфизма и магматизма на один супракрустальный комплекс дает возможность сопоставлять, по крайней мере два последних периода (F_2 и F_3), с явлениями тектоно-магматической активизации. Изотопные датировки (Геохронологические рубежи..., 1972; Gorokkov e.a., 1973; Геология и магматизм..., 1974, и др.) дают время проявления F_1 в интервале 2900-2700 млн лет, F_2 - 2700-2400 млн. лет и F_3 - 2200-1700 млн лет. Приведенные данные позволяют коррелировать F_1 и F_2 с ребольским, а F_3 со свекофеннским периодами геологического развития (Земная кора..., 1978).

Таким образом, совокупность геолого-петрологических и геофизических данных свидетельствует о том, что Беломорский геоблок прошел сложный путь развития глубинной зоны, сохранявшей на протяжении более 1 млрд. лет высокую тектоническую мобильность и магматическую проницаемость. Характерными эпизодами его геологической истории были периоды интенсивной тектоно-магматической активизации, которые по времени проявления коррелируются с тектоно-магматическими процессами Карельского геоблока, но в отличие от них протекали в обстановке значительно больших глубин.

Кольско-Мезенский геоблок

Кольско-Мезенский геоблок включает большую часть Кольского полуострова (Кольский и Мурманский блоки) и прилегающую часть Русской плиты. В рамках настоящей работы нас интересует только площадь щита, т.е. Кольский и Мурманский блоки. Магматизм Русской плиты не рассматривается.

Большая часть Кольского блока сложена корой симатического типа (Земная кора..., 1978), что делает его сопоставимым с Беломорским геоблоком и отличает от Карельского, в составе которого преобладает кора сиалического типа. Петрофизические исследования (Дортман, Магид, 1980) на основании площадного изучения физических свойств горных пород подтвердили установленное ранее (Жданов, 1966) существование блоков, в современном эрозионном срезе которых обнажается „базальтовый" слой (Лапландский, Мончегорский). Средневзвешенная плотность слагающих их пород составляет 2.77 г/см^3 (Галичанина, 1980).

Соответствующая плотность пород центральной части Кольского полуострова, включающая Западно-Кольский, Центрально-Кольский и Восточно-Кольский блоки, составляет 2.70-2.73 г/см^3 (Галичанина, 1980), т.е. отвечает „диоритовому" слою земной коры. Так же как в пределах Карельского и Беломорского геоблоков, блоки симатического типа земной коры представлены основными и средними породами гранулитового комплекса.

Стратиграфическое расчленение нижнего докембрия Кольского полуострова и корреляция его с соответствующими образованиями Карелии остро дискуссионны. Издавна принято считать одновозрастными железорудные толщи Кольского полуострова, Норвегии, Швеции, Северной Финляндии и Карелии (Геология СССР..., 1958). На этом основании коррелируются лопийские, большей частью слабометаморфизованные вулканогенно-осадочные породы сиалического типа земной коры Карелии с породами гнейсо-гранулитового комплекса симатического типа земной коры Кольского полуострова.

В пределах Кольского полуострова в качестве одновозрастных верхнеархейских образований принимаются (Загородный и др.,1976) супракрустальные толщи под названиями тундровой, кейвской, колмозерско-вороньинской, большей части беломорской и кольской серий, а также образования гранулитовой формации и некоторые другие, объединяемые под названием кольско-беломорского комплекса. При этом первые три серии слагают узкие протяженные межблоковые зоны, именуемые синклинорными, тогда как породы кольской серии являются составной частью блоков с корой симатического типа.

Такой корреляции способствуют и геохронологические исследования Кольского полуострова, но, как следует из последнего анализа этих исследований (Пушкарев, Кравченко, Шестаков, 1978), оказываются сопоставимыми возраст эндербитов и олигоклазовых гранитов комплекса древнейшего фундамента, возраст гнейсов кольской серии и плагиомикроклиновых гранитов и пегматитов Колмозера и бассейна р. Вороньей, секущих породы колмозеро-вороньинской серии. Однако эти данные противоречат установленным геологическим соотношениям вышеперечисленных серий синклинорных зон с образованиями кольской серии. В нижних горизонтах тундровой и колмозеро-вороньинской серий залегают конгломераты, содержащие в галечном материале тоналито-гнейсы, диорито-гнейсы, относимые к древнейшему фундаменту (Токарев, 1958; Гарифулин, 1971; Богданова, Ефимов, 1977, и др.).

В последнее время (Гранитоидные формации..., 1978) в нижний структурный ярус, т.е. в древнейший фундамент, кроме пород гранитоидного состава включают разнообразные гнейсы керетьской и хетоламбинской свит кольской серии и комплекс гиперстеновых гнейсо-диоритов. В таком объеме древнейшие образования Кольского блока ближе сопоставимы с комплексом „диоритового" слоя земной коры Карельского и Беломорского геоблоков. Однако верхний возрастной рубеж раннеархейского комплекса Кольского полуострова в таком его объеме недостаточно обоснован.

Нам представляется, что к древнейшим архейским образованиям Кольского блока следует относить кольскую серию в полном ее объеме, стратиграфически хорошо изученную (Бондаренко, Дагелайский, 1968) и принятую Л.И. Салопом (1973) в качестве стратотипа архея (древнее 3.5 млрд лет). Такое представление согласуется со структурно-метаморфической эволюцией кольской серии (Другова и Талдыкина, 1970; Глебовицкий и др., 1971), а главное геологическое строение симатического типа земной коры Кольского блока полностью коррелируется с симатическим типом земной коры Карельского и Беломорского геоблоков.

Мурманский блок сложен преимущественно мигматитами и автохтонными гранитоидами, среди которых наблюдаются в той или иной мере сохранившиеся реликты гранулитового комплекса. В составе первичного субстрата установлены (Минц и др., 1977; Ветрин, 1979; Виноградова, 1981) гиперстенсодержащие гнейсы и сланцы, двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, эндербиты, чарнокиты, а также биотитовые плагиогнейсы и амфиболиты. При этом эндербиты являются более древними по отношению к биотитовым тоналитам и плагиогранитам (Гранитоидные формации..., 1978). Как установлено М.В. Минцем с соавторами (1977), размещение плагиоклаз-микроклиновых гранитов (мигматит-гранитов), представляющих собой конечный продукт региональной мигматизации и гранитизации, контролируется поверхностями чешуйчатых надвигов, наблюдающихся на современном эрозионном срезе в виде дугообразных разрывов. Центры раздвижения надвиговых чешуй относятся к разряду гранито-гнейсовых куполов. Эндербиты самого крупного останца эндербитов в пределах Мурманского блока (Канентъявр ский массив), включающие в небольшом количестве пироксеновые амфиболиты (Виноградов, Виноградова, 1975, 1979), по своему составу и геохимическим особенностям сопоставимы с эндербитами блоков симатического типа Западной Карелии (Свириденко, 1974).

К верхнему архею, по нашему мнению, следует относить вулканогенно-осадочные комплексы колмозеро-вороньинской, тундровой и кейвской серий, коррелирующихся с лопийскими вулканогенно-осадочными образованиями Карельского геоблока. Так, в зоне Колмозеро-Воронья, расположенной на границе Мурманского и Кольского блоков, стратиграфический разрез супракрустальных пород имеет трехчленное строение. Нижняя, преимущественно терригенная, лявозерская свита представлена (Загородный и др., 1976) биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами с прослоями ставролитсодержащих леп-

титовидных гнейсов и линзами гранатитов в верхней части. Характерной особенностью свиты является большое количество амфиболитов.

Терригенные породы лявозерской свиты согласно перекрываются мощной толщей метавулканитов основного состава – сланцеватыми и полосчатыми амфиболитами полмостундровской свиты, максимальная мощность которых достигает 1–1,5 км. Эта часть разреза сопоставима со средней частью разреза лопия, содержащей мощные толщи шаровых базальтовых лав (Рыбаков, Свириденко, Светова, 1979). Так же как в Карелии, в последнее время в ассоциации с основными лавами обнаружены коматииты (Вревский, 1983).

Аналогичный состав имеет и средняя часть разреза верхнеархейских образований кухмоид Восточной Финляндии (группа Келоярви), представленная шаровыми лавами толеитовых метабазальтов, ультраосновными коматиитами и их туфами. В верхней части свиты отмечаются линзы и прослои карбонатных пород, ставролит–биотитовых гнейсов и кварцевых альбитофиров. Следующая, вороньетундровская, свита в нижней своей части сложена биотит–амфиболовыми, гранат–биотит–амфиболовыми и гранат–амфибол–биотитовыми плагиосланцами с линзами и прослоями амфиболитов в основании. Плагиосланцы района Вороньих тундр трактуются как андезитовые лавы и туфы, а в восточной части зоны – как граувакки. Максимальной мощности вороньетундровская свита достигает в восточной части зоны (800 м). В западной части зоны разрез пород среднего состава резко сокращен по мощности и верхи вороньетундровской свиты представлены породами кислого состава. Завершается разрез комплекса в Воронье–Колмозерской зоне метаосадочными породами червуртской свиты: кварциты, гранат–биотитовые и гранат–биотит–ставролитовые гнейсы и сланцы, иногда с кианитом, на западе с андалузитом.

Надбазальтовая часть разреза, таким образом, также хорошо коррелируется с верхней надбазальтовой частью разреза лопия в Карелии (Рыбаков, Свириденко, Светова, 1979; Вулканизм архейских..., 1981), в составе которой метаосадочные породы перемежаются с продуктами среднего и кислого вулканизма.

Достоверно верхнеархейские вулканогенно–осадочные образования подстилают нижнепротерозойские комплексы в Имандра–Варзугской зоне и обрамляют эту структуру с юга, а также широко развиты в Печенгском районе. Верхнеархейские вулканогенно–осадочные образования прорываются в той или иной мере метаморфизованными комплексами габбро, габбро–анортозитов, перидотитов, пироксенитов, диоритов, кварцевых диоритов, плагиогранитов.

При корреляции общей последовательности вулканизма и осадконакопления в верхнем архее Карелии и Кольского полуострова существует принципиальное различие в строении слагаемых ими структур. В Карелии верхнеархейские вулканогенно–осадочные образования в виде различных по мощности реликтовых останцовых толщ среди мигматит–гранитовых полей наблюдаются по всей площади Карельского геоблока. Современная структура Карельского геобло-

ка сформировалась в результате геологического развития верхнеархейской подвижной области, и верхнеархейское осадконакопление (и вулканизм) охватывало всю площадь подвижной области, представленной в современной структуре Карельским геоблоком. На Кольском полуострове верхнеархейские вулканизм и осадконакопление были сконцентрированы в шовных межблоковых структурах, древний возраст которых определяется геохронологически (Пушкарев, Кравченко, Шестаков, 1978). Это различие сказалось на характере раннего вулканизма. В Карелии с заложением подвижной области связано проявление вулканизма среднего и кислого состава, тогда как на Кольском полуострове позднеархейская вулканическая активность начинается с излияния базальтов. В обоих регионах стабилизация подвижных зон завершается формированием мигматит-гранитов.

В дальнейшей истории геологического развития Кольского полуострова зоны сочленения крупных стабильных раннеархейских блоков земной коры (Мурманского, Кольского, Беломорского) играли весьма существенную роль, контролируя магматизм и осадконакопление.

Магматическая деятельность верхнеархейского этапа завершилась формированием в зонах глубинных разломов постскладчатых массивов основных и ультраосновных пород габбро-анортозитовой, клинопироксан-верлитовой, гипербазитовой формаций (Козлов, 1979; Бельков и др., 1982).

С периодом формирования раннепротерозойского протоплатформенного чехла Кольско-Мезенского геоблока было связано новое возобновление вулканической активности. Главные поля протерозойских осадочно-вулканогенных и вулканогенных толщ этого периода в современной структуре Кольского полуострова размещаются в его осевой зоне. В Печенгском синклинории, Имандра-Варзугском грабен-синклинории, а также в нескольких останцовых структурах, контролируемых Печенгско-Варзугским глубинным разломом, развиты весьма разнообразные по составу вулканогенные породы, тесно ассоциирующие с грубообломочными терригенными осадочными (Загородный, Мирская, Суслова, 1964; Гилярова, 1972; Вулканиты раннего докембрия..., 1980). В отличие от Карельского геоблока здесь вулканическая деятельность проходила в весьма напряженной форме и концентрировалась в узких, вытянутых зонах осевых частей мелководных бассейнов, охватывая значительный интервал геологического времени. Размещение и морфология седиментационных бассейнов, расположение вулканических зон определились системой линейных разломов, возникавших в результате дробления и растяжения земной коры в условиях общего воздымания региона, а относительное движение межразломных блоков определили формирование системы протяженных грабенообразных (рифтогенных) структур с компенсационным режимом их заполнения.

Существующие представления о последовательностях формирования осадочных и вулканогенных пород в течение нескольких сменяющихся трансгрессивно-регрессивных циклов дают основание предполагать время заложения этих бассейнов к началу протерозойского

осадконакопления ахмалахтинской свиты в Печенгском синклинории и стрельнинской в Имандра-Варзугском (Проблемы геологии докембрия..., 1976; Загородный и др., 1978; Федотов, Басалаев, Козлова, 1978; Вулканиты раннего докембрия..., 1980).

В обстановке устойчивого, но неравномерного прогибания ложа седиментационных бассейнов здесь преимущественно накапливались терригенные грубообломочные осадки с отчетливыми текстурными признаками мелководных отложений. Интенсивная вулканическая деятельность, периодически проявлявшаяся на регрессивных стадиях осадконакопления, зафиксирована мощными толщами излившихся пород и связанных с ними субвулканических и пирокластических образований от ультраосновного-основного до кислого составов, объединяемых в Печенгской синклинорной зоне в ахмалахтинскую, куэтсъярвинскую, коласйокскую, пильгуярвинскую и южнопеченгскую свиты, а в Имандра-Варзугском грабен-синклинории - в стрельнинскую, полисарскую, умбинскую, ильмозерскую, панареченскую и томингскую осадочно-вулканогенные серии и свиты (Бельков и др., 1971; Вулканиты раннего докембрия..., 1980). Отдельные вулканические пароксизмы в Печенгско-Варзугской зоне прерывались достаточно продолжительными периодами континентального выветривания (Бекасова и др., 1974). По палеотектоническим и палеовулканологическим реконструкциям формирование наземных лавовых полей связывается с деятельностью вулканов трещинного и центрального типов (Бекасова, Пушкин, 1972; Латышев, 1978).

Интенсивно проявленный здесь вулканизм обнаруживает отчетливо выраженную тенденцию смены начального базальтового и андезит-базальтового вулканизма на последующий пикрит-базальтовый при все возрастающем появлении продуктов кислого и среднего составов (Бельков и др., 1982). Важной особенностью вулканогенных пород Печенгско-Варзугской серии является наличие высокожелезистых, обогащенных щелочами, но низкомагнезиальных базальтов, ассоциирующих с пикритовыми базальтами, андезит-базальтами и подчиненными им лавами и туфами дацитов (Федотов, Басалаев, Козлова, 1978).

Исключительно напряженным вулканизмом в Печенгско-Варзугской зоне были сформированы эффузивно-пирокластические, осадочно-вулканогенные и осадочные толщи общей мощностью до 15-20 км (Козлов, 1971; Бельков и др., 1982).

Синхронно с формированием поверхностных лавово-вулканокластических полей происходило внедрение интрузий габбро-верлитовой (Печенгский синклинорий), перидотит-пироксенит-норитовой (Мончатундра, Панские тундры и др.) и габбро-норитовой рудоносных формаций. По особенностям химического и петрографического состава, совокупностям текстурно-структурных, литологических, процессов, перерывам в вулканогенном и вулканогенно-осадочном литогенезе протерозойские вулканогенные образования достаточно уверенно коррелируются как между разобщенными структурами Кольского полуострова, так и с сумийско-сариолийскими и ятулийско-суйсарскими комплексами Карелии (Проблемы геологии докембрия..., 1976; Вул-

каниты раннего докембрия..., 1980). В нижнем протерозое Кольского полуострова широко проявлен интрузивный кислый магматизм, приуроченный к зонам разломов (формации интрузивных чарнокитов, щелочных гранитов и сиенитов, гранодиорит-гранитов, лейкократовых гранитов и аляскитов).

С завершением формирования протоплатформенного осадочно-вулканогенного чехла на Кольско-Мезенском геоблоке после достаточно длительного перерыва, зафиксированного периодом континентального выветривания, началось накопление рифейских терригенно-обломочных осадочных пород в седиментационных прогибах краевых частей щита.

Позднедокембрийский (рифейский) платформенный чехол Кольско-Мезенского геоблока представлен средне-верхнерифейскими терригенно-обломочными породами терской, турьинской кильдинской, рыбачинской серий и свит, а также волоковой серией венда, развитых вдоль Мурманского и Терского побережий Кольского полуострова (Келлер, Соколов, 1960; Негруца, 1971; Рагозина, 1971). Эти осадочные толщи, обладающие большим набором текстурных признаков формирования в мелководных условиях компенсационного осадконакопления, являются одновозрастными с красноцветными обломочными породами салминской и приозерской свит Южной Карелии, ненокской свиты Онежского полуострова Белого моря, а также красноцветными осадочными породами грабенов Мухос и Сатакунта Финляндии.

Формирование платформенного чехла проходило в условиях практически не затухающих дифференцированных блоковых движений. В позднерифейское-вендское время по разломам субмеридионального простирания внедрились маломощные, но протяженные дайки, небольшие пластовые интрузии оливиновых базальтов габбро-долеритовой формации. Однако следов наземной вулканической деятельности, синхронной времени рифейско-вендского осадконакопления, на Кольском полуострове не обнаружено (Бельков и др., 1982).

Ладожский (Сфекофеннский) геоблок

В Карелии Ладожскому геоблоку в современной структуре Балтийского щита соответствует территория Северного Приладожья, являющаяся юго-восточным окончанием обширного Свекофеннского геоблока, охватывающего центральную часть щита (см. рис. 1). На северо-востоке Ладожский геоблок граничит с Карельским по зоне разлома с глубинностью заложения до 100 км (Земная кора..., 1978). Южная граница геоблока выражена неотчетливо, выходит за пределы окраины щита в акваторию Финского залива и скрыта палеозойским чехлом платформы. Границе Карельского и Ладожского геоблоков соответствует гравитационная ступень, в целом совпадающая с зоной разломов и магматических инъекций.

Различные аспекты геологического строения, стратиграфии, магматизма, тектоники и метаморфизма Северного Приладожья рас-

сматривались в большом количестве работ (Волотовская, 1948; Саранчина, 1949, 1972; Шуркин, 1953; Судовиков, 1954, 1967; Кратц, 1963; Предовский и др., 1967; Кайряк, Хазов, 1967; Свириденко, 1968, 1980; Геологическое развитие..., 1970; Лобач-Жученко, Чекулаев, Байкова, 1974; Хазов, 1973, 1982; Седова, 1981; Sederholm, 1899; Eskola, 1949).

В результате проведенных исследований были решены многие вопросы стратиграфии супракрустальных толщ, последовательности магматических процессов и формационной принадлежности его продуктов, выяснены основные вопросы тектоники, метаморфизма и глубинного строения. В историко-тектоническом отношении территория Ладожского геоблока в настоящее время рассматривается как геосинклинальная или подвижная область (Кратц, 1963; Харитонов, 1966), как Саво-Ладожская геосинклиналь (Салоп, 1971) либо как восточное окончание свекофеннской подвижной области (геосинклинали) восточной части Балтийского щита (Вяюрюнен, 1959; Simonen, 1980).

Супракрустальные толщи верхнеархейского (лопийского) возраста в пределах Ладожского геоблока в настоящее время не выделяются. Субмеридиональные структуры вулканогенных толщ лопия, развитые в краевой юго-западной части Карельского геоблока, резко обрываются на границе с Ладожским геоблоком и в его пределы не прослеживаются.

На древнем фундаменте с возрастом 2.6-2.7 млрд лет (Тугаринов, Бибикова, 1980), представленном гранито-гнейсами, тоналитами, тоналито-гнейсами, ортоамфиболитами, а также полями мигматит-гранитов куполов, на большей части территории Северного Приладожья распространены вулканогенные, осадочно-вулканогенные и осадочные породы сортавальской и ладожской серий. В нижних частях разреза сортавальской серии предполагается (Предовский, Петров, Беляев, 1967) наличие продуктов выветривания пород основания периода его пенепленизации. При этом сортавальскую серию в ряде случаев параллелизуют в целом с осадочно-вулканогенными толщами ятулия Карельского геоблока (Предовский, Петров, Беляев, 1967). Основанием для такого заключения явилось практически повсеместное распространение в обрамлении куполов карбонатных пород (скарнированных доломитов), которые по особенностям их литологического состава близки к доломитам ятулия (Предовский, Петров, Беляев, 1967).

Однако новые данные по корреляции осадочных и осадочно-вулканогенных образований Карельского и Ладожского геоблоков, полученные в ходе палеовулканологических и литолого-стратиграфических исследований (Светов, Голубев, 1975, 1982), дают основание сопоставлять с ятулием лишь терригенно-карбонатную часть разреза основания сортавальской серии.[1] В то же время карбонатно-

---

[1] Вопросы корреляции карельских и свекофеннских образований более подробно рассматриваются в главе У.

алевролитовая углеродсодержащая часть разреза и залегающие выше базальтовые лавы коррелируются с осадочно-вулканогенными образованиями заонежской свиты, распространенной на территории Карельского геоблока (Светов, Голубев, 1975). Следовательно, в течение большей части ятулийского времени Северное Приладожье представляло собой область пенепленизации, сокращенного терригенно-карбонатного осадконакопления и, возможно, слабого вулканизма. В ходе формирования сортавальской серии терригенно-карбонатное углеродсодержащее осадконакопление сопровождалось напряженным базальтовым вулканизмом и формированием мощных лаво-вулканокластических полей, фрагменты которых в настоящее время картируются главным образом в обрамлении гранито-гнейсовых куполов Сортавальско-Питкярантской группы (Геологическое развитие..., 1970). Стадийно проявленным базальтовым вулканизмом в осевой части депрессии была сформирована толеит-базальтовая формация, представленная пакетами афировых, микропорфировых пироксен-плагиоклазовых базальтов, их пепловыми, реже агломератовыми туфами, а также большим количеством даек и силлов габбро-долеритов, часть из которых относится к числу субвулканических.

Общая мощность излившихся и пироклистических пород толеит-базальтовой форамции Северного Приладожья составляет около 0.8-1.1 км (пос. Рускеала, оз. Рюттю, пос. Харлу, зал. Кирьяволахтинский). В юго-восточном и восточном направлениях происходит постепенное выклинивание лавовых толщ и в районе о-ва Хавус мощность формации сокращается до 350 м. Далее к юго-западу распространение изверженных пород достоверно не выяснено.

На территории Финляндии изверженные породы, одновозрастные сортавальской серии, распространены главным образом в свекофеннском сланцевом поясе Южной Финляндии, где они в составе морского ятулия картируются в руднослацевой зоне Оутокумпу, окрестностях оз. Тохмаярви, а также в структуре Тампере (Вяюрюнен, 1959; Nykänen, 1971; Simonen, 1980). Здесь с углеродсодержащими алевролитами тесно ассоциируют базальтовые лавы, силлы и дайки габбро-долеритов, однако интенсивность базальтового вулканизма в этих зонах остается недостаточно изученной. Время свекофеннского вулканизма по радиологическим данным относится к периоду 1920-1880 млн лет (Simonen, 1980). К конечным этапам нерасчлененного сортавальского (заонежского-суйсарского) вулканизма в Ладожском геоблоке относится формирование в начальные фазы складчато-глыбовых движений Кааламского, Велимякского массивов габбро-норитов, габбро, а также структурно сопряженных с ними интрузий диоритов, тоналитов и плагиогранитов (трондьемитов), рассматриваемых в составе единой габбро-плагиогранитной формации (Свириденко, 1980). Примерами интрузий плагиогранитного состава могут служить изученные в разные годы Импиниемская (Лобач-Жученко, Чекулаев, Байкова, 1974) и Тенъярвинская интрузии северного побережья Ладожского озера, а также синхронные им по времени формирования многочисленные интрузии гранодиори-

товой и трондьемитовой провинций Южной Финляндии и Финской Лапландии (Hietanen, 1943; Arth e.a., 1978; Simonen, 1980). Время их формирования указанными авторами определяется от 1934±52 до 1825±40 млн лет.

В связи с проявлением главных фаз свекокарельской складчатости 1885±30 млн лет назад (Тугаринов, Бибикова, 1980) на большей части территории Ладожского геоблока супракрустальные толщи испытали зональный метаморфизм и интенсивную гранитизацию с формированием обширных полей соскладчатых плагиомикроклиновых мигматитов, а в позднескладчатый период – аллохтонных плагиомикроклиновых гранитов, пегматит-гранитов и пегматитов. С завершением свекокарельской складчатости подвижная область была превращена в кратонизированную территорию.

Ко времени кратонизации в Приладожье относится накопление в остаточных бассейнах вепсских терригенно-обломочных пород мощностью около 350 м свиты иляля. В связи с возобновлением тектонических движений в период доплатформенной активизации в краевой части щита в зоне флексуры в Юго-Западной Карелии, включая и Ладожский (Свекофеннский) геоблок, были сформированы небольшие массивы пироксенитов, габбро-норитов, габбро-анортозитов (габбро-анортозитовая формация) и вслед за ними гранитов рапакиви. С эпохой становления многофазных массивов рапакиви связано образование также дайковых и жильных тел кварцевых порфиров. Время внедрения рапакиви гранитов по многочисленным датировкам относится к периоду 1700-1550 млн лет (Тугаринов, Бибикова, 1980; Kouvo, 1958; Vaasjoki, 1977).

Последующие проявления магматизма в пределах Ладожского геоблока проходили в связи с формированием рифейского платформенного чехла. Началу платформенного осадконакопления предшествовал длительный период пенепленизации территории и формирования кор глубокого химического выветривания на рубеже 1650±50 млн лет. В ходе накопления терригенно-обломочных красноцветных отложений в пределах краевых и интракратонных грабенов, заложенных в шовной зоне сочленения Ладожского и Карельского геоблоков (Пашский, Мухос, Сатакунта), вулканическая деятельность проявилась преимущественно в кратковременных излияниях базальтовых лав, формировании субвулканических силлов габбро-долеритов и дайковых полей долеритов, которые рассматриваются в качестве рифейской толеит-базальтовой трапповой формации. Базальтовые лавы салминского вулканического комплекса имеют локальное распространение в пределах только краевых грабенов. В Пашском грабене Ладожского геоблока вулканической деятельностью, проявленной в течение двух кратковременных фаз, было сформировано лавовое поле, состоящее не менее чем из 9 покровов и потоков вспененных и сильноокисленных базальтов, горизонтов пепловых и лапиллиевых туфов с общей мощностью около 230 м (Кайряк, Хазов, 1967; Тихомиров, Яновский, 1970). В качестве подводящего канала салминских лав рассматриваются габбро-долериты зонального некка выс. Хопунваара. Интрузивными аналогами излившихся базальтов являются первично-

расслоенный габбро-долеритовый Валаамский силл, ареал распространения которого, по данным К.О. Кратца, составляет не менее 2.0 тыс. км^2 при общей мощности по пересечению бурением 130-150 м (Кайряк, 1971), а также долеритовые дайки (сортавалиты).

Базальты двухфазно проявленного вулканизма, синхронного салминскому, известны в грабене Сатакунта Юго-Западной Финляндии (Эскола, 1967), а также среди терригенных красноцветных грубообломочных пород прогибов Далекарлии, Нордингро и Альмесокра в Швеции (Гейер, 1967; Magnusson, 1960; Lundqvist, 1968).

По радиологическим данным, время платформенного осадконакопления в Пашском грабене Карелии и перечисленных выше прогибах Финляндии и Швеции относится к периоду 1300-1400 млн лет, а базальтового вулканизма и внедрения даек определяется периодом с 1350 до 1220 млн лет (Тугаринов, Бибикова, 1980; Simonen, 1980).

С тектономагматической активизацией позднего рифея (770±10 млн лет) в зоне сочленения рассматриваемого блока с Карельским было связано проявление андезит-базальтового вулканизма в районе оз. Янисъярви на территории Карелии (Светов, 1979; Хазов, 1982). Подобные же образования известны также на территории Финляндии и Швеции (Eskola, 1921; Вяюрюнен, 1959; Svensson, 1968; Lehtinen, 1970). Рядом исследователей эти вулканогенные образования связываются с ударно-метеоритными явлениями (Масайтис, 1973; Stanfors, 1969).

Глава III

МАГМАТИЗМ ПОДВИЖНЫХ ЗОН

1. Позднеархейский тектоно-магматический цикл

В позднеархейский тектоно-магматический цикл объединяются магматические формации, связанные с геологическим развитием позднеархейской подвижной области (Карельский геоблок), стабилизировавшейся 2700–2800 млн лет назад. Вулканические и интрузивные формации наблюдаются в составе реликтовых останцовых толщ лопия (зеленокаменных поясов), залегающих среди мигматит-гранитов (рис. 15, см. вкл.). Повсеместно встречаемое наложение процессов ультраметаморфизма на краевые части останцовых толщ и площадное развитие мелких скиалитов супракрустальных верхнеархейских пород среди мигматит-гранитов позволяет предполагать соответствие позднеархейской подвижной области площади Карельского геоблока и региональное развитие ультраметаморфизма в период ее стабилизации.

Позднеархейские магматические и ультраметаморфические образования имеют длительную историю изучения в различных районах Карелии. Наиболее полные сведения о позднеархейском магматизме и ультраметаморфизме изложены в целом ряде работ (Граниты Кольского полуострова и Карелии, 1963; Геохимия гипербазитов..., 1971; Интрузивные базит-ультрабазитовые..., 1976; Геология и петрология..., 1978; Лавров, 1979; Свириденко, 1980; Вулканизм архейских..., 1981, и др.).

Эффузивные формации

Дацит-андезитовая формация, описанная ранее как последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая (Робонен и др., 1974), установлена в Хаутаваарской, Сайозерской, Пебозерской и Ялонваарской локальных структурах (рис. 3, 15), где она представлена образованиями соответственно виетуккалампинской, вороньеозерской и ялонваарской свит. В названных структурах продукты данной формации слагают нижние части разрезов лопия и представлены метавулканитами ряда андезит-базальт-андезит-дацит в примерном отношении 2:5:3 (табл. 4). Характерной чертой фациального состава дацит-андезитовой формации является широкое развитие пирокластических фаций, хотя соотношение главных фациальных разновидностей не везде одинаково. По этим признакам можно выделить два типа разрезов: игнойльский

Таблица 4

Формационный состав верхнеархейских осадочно-вулканогенных комплексов

Формация	Состав формации
Дацит-риолитовая	Туфы, лавы (?), субвулканиты андезитов, дацитов и риолитов, КЭ-60-70%, осадочно-вулканогенная фация составляет 20-25%
Коматиит-базальтовая:	
коматиитовая субформация	Массивные и подушечные лавы пироксенитовых и перидотитовых коматиитов, туфы (не>10%), субвулканические дайки
толеитовая субформация	Преимущественно подушечные и массивные лавы базальтов: пирокластическая и вулканогенно-осадочная фация не превышают 10-15%
Дацит-андезитовая	Туфы, лавы, субвулканиты андезито-базальтов, андезитов, дацитов, КЭ=60-70%, осадочно-вулканогенная фация составляет 15-20% объема формации

и чалкинский, представленные в объеме виетуккалампинской свиты в Хаутаваарской структуре. Ранее была дана подробная фациальная характеристика обоих типов разрезов (Робонен, Рыбаков, Светова, 1974, 1975; Серноколчеданные месторождения..., 1978), поэтому остановимся на них лишь кратко.

Игнойльский тип разреза характеризуется широким развитием пирокластических, субвулканических, вулканогенно-осадочных фаций и незначительным развитием лав, КЭ-60-70% (Вулканические постройки..., 1978). Характерно зональное распределение вулканических фаций вокруг эруптивных центров. Прижерловые фации, слагающие борта вулканической постройки, представлены глыбовыми, агломератовыми и лапиллиевыми метатуфами с отдельными потоками лав метаандезит-базальтов, метаандезитов, метаандезит-дацитов. С удалением от центра грубые пирокластические фации сменяются кристаллокластическими туфами с прослоями агломератовых и лапиллиевых туфов, туфоконгломератов и, наконец, вулканогенно-осадочными образованиями: туффитами, кремнистыми хемогенными породами, углеродсодержащими сланцами и линзами серноколчеданных руд, переслаивающимися между собой. Вулканиты прорваны субвулканическими дайками андезит-дацитовых и более поздних липаритовых кварцевых порфиров.

Чалкинский тип разреза характеризуется широким развитием лавовых фаций при незначительной роли субвулканических. Пирокласт-

тические и вулканогенно-осадочные фации суммарно не превышают 40-50% (Робонен, Рыбаков, Светова, 1975; Вулканические постройки..., 1973).

К о м а т и и т-б а з а л ь т о в а я ф о р м а ц и я. Продукты коматиит-базальтовой формации развиты в подавляющем большинстве лопийских реликтовых структур, где слагают нижние части разрезов лопия или в ряде структур залегают на продуктах дацит-андезитовой формации, составляя в них от 40 до 70% всего объема разрезов лопия. Она сложена исключительно метавулканитами базальтового (толеитового) состава, в ассоциации с которыми в ряде районов находятся базальтовые, пироксенитовые и перидотитовые коматииты. Это обстоятельство вызывает необходимость внести уточнение в название формации и подразделить ее на две субформации: толеитовую и коматиитовую.

Продукты базальтового вулканизма образуют, как правило, достаточно монотонные толщи, характерной чертой которых является резкое преобладание лав над другими фациальными разновидностями. Пирокластические и вулканогенно-осадочные фации суммарно не превышают 10-15% формации. Субвулканическая фация, представленная дайками и силлами габбро-диабазов и базальтовых порфиритов, в различных структурах занимает неодинаковый объем и достоверно еще не оценена.

Толеитовая субформация, имеющая преимущественное развитие в объеме коматиит-базальтовой формации, характеризуется развитием метабазальтоидов, отвечающих по составу кварцевым, нормальным и оливиновым толеитам. Они в различных пропорциях присутствуют практически во всех зеленокаменных поясах. Ее стратотипами можно считать существенно базальтовые части разрезов в Хаутаваарской (лоухиваарская и кульюнская свиты), Костомукшской (ниемиярвинская свита) и ряде других структур. В зеленокаменном поясе Кухмо-Суомуссалми к коматиит-базальтовой формации отнесены группы Келлоярви и Петяяниеми.

Характерной чертой фациального состава толеитовой субформации является преимущественное развитие подушечных и массивных лав, потоки которых чередуются между собой. Мощности их колеблются в широких пределах: от 1-7 м до 40-60 м (Робонен, Рыбаков, Светова, 1974).

В районе р. Семчь (Койкарско-Корбозерская структура) для разреза метабазальтоидов характерны горизонты гиалокластитов и подушечных брекчий мощностью 1-5 м. Пирокластическая фация, как отмечалось, в объеме субформации имеет незначительное развитие. Туфы образуют относительно маломощные горизонты между лавовыми потоками и часто находятся в ассоциации с вулканогенно-осадочными породами. Мощность туфовых горизонтов колеблется от 0.5-1.0 до 7-8 м. Субвулканическая фация представлена относительно редкими дайками и силлами габбро-диабазов и базальтовых метапорфиритов мощностью от первых до 40-60 м.

Вулканогенно-осадочная фация, наиболее хорошо изученная в Хаутаваарской структуре, представлена горизонтами кремнисто-ам-

фиболовых или амфиболовых углеродсодержащих сланцев, магнетит-актинолит-тремолитовых пород, магнетитовых кварцитов и сланцев.

Коматиитовая субформация в настоящее время установлена в целом ряде локальных структур различных зеленокаменных поясов: Койкарско-Корбозерском, Палосельгинском (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс), участке „Золотые пороги" (Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс), Костомукшском (Гимольско-Костомукшский зеленокаменный пояс), зеленокаменном поясе Кухмо-Суомуссалми и в районе железорудного месторождения Яураси (Тунтса-Савукоски - Северо-Восточная Финляндия). Следует отметить, что в фациальном составе ее преобладают лавы. Объем пирокластических фаций в различных структурах колеблется от 3 до 8%.

Наиболее типичен разрез базальт-коматиитовой субформации в Палосельгинской структуре, где коматииты впервые были выделены С.Б. Лобач-Жученко, И.Н. Крыловым, А.А. Арестовой (Геология и петрология..., 1978). Здесь для данной субформации характерно широкое развитие подушечных и массивных базальтовых коматиитов с отдельными потоками перидотитовых коматиитов, мощность которых колеблется от 0.4-1.5 м до 50-60 м. Горизонты туфов мощностью 6-11 м, встречающиеся здесь в нижней части разреза среди потоков коматиитов и метабазальтоидов, представлены в основном пепловыми, реже агломератовыми разновидностями, полностью перекристаллизованными и состоящими из спутанно-волокнистого агрегата актинолита, тремолита, магнезиального хлорита, магнетита, с небольшим количеством цоизита и плагиоклаза.

Присутствие среди потоков агломератовых и более тонких туфов ультраосновного состава, которые известны также в зоне Кухмо и в районе Яураси, свидетельствует о том, что коматиитовый вулканизм характеризуется не только спокойными излияниями, но и эксплозивными явлениями.

Дацит-риолитовая формация. По фациальному и химическому составу дацит-риолитовая формация сходна с дацит-андезитовой, отличаясь от последней большой долей кремнекислых дифференциатов и широким развитием вулканогенно-осадочных и вулкано-терригенных фаций. По своим основным петрохимическим и фациальным характеристикам обе эти формации можно отнести к одному формационному типу, связанному с андезитовой магмой.

Наличие полимиктовых конгломератов, отделяющих породы дацит-риолитовой формации от более ранних вулканогенно-осадочных толщ, свидетельствует о предшествующем перерыве.

Продукты данной формации в пределах локальных структурных зон занимают различное стратиграфическое положение: 1) залегают на конгломератах и перекрываются метавулканитами базальтовой формации - калаярвинская свита в Хаутаваарской структуре, сопоставляющиеся с ней части разрезов в Койкарско-Корбозерской, Сайозерской, Парандовской структурах, верхняя толща Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса, а также в зоне Иломантси-Отраваара и зеленокаменном поясе Кухмо-Суомуссалми (формация Ку-

риккониеми); 2) залегают на конгломератах и располагаются среди терригенных флишевых толщ гимольской серии Гимольского железорудного района; 3) находятся в разрезе ниже конгломератов среди метавулканитов коматиит-базальтовой формации в Костомукшской структуре.

В фациальном составе формации преимущественным развитием пользуются пирокластические фации (КЭ-60-70%). Прижерловая группа фаций, слагающая обычно реликты вулканических построек, представлена агломератовыми, глыбовыми, бомбовыми, лапиллиевыми метатуфами, реже лавами, тогда как в удаленной зоне имеют распространение псаммитовые кристаллокластические туфы с редкими горизонтами более грубых туфов и лав.

Грубопирокластические и лавовые фации дацит-риолитовой формации, как правило, в пределах зеленокаменных поясов слагают локальные участки размером от 4-5 до 10-15 км^2, представляющие собой реликты палеовулканических построек, вокруг которых широко развиты тонкопирокластические, вулканогенно-осадочные фации отчасти синхронные, отчасти более поздние по отношению к активному вулканизму. Характер фациальной зональности с учетом складчатости имеет закономерности, рассмотренные нами ранее (Вулканизм архейских..., 1981).

Значительный объем в дацит-риолитовой формации занимают вулканогенно-осадочные отложения, с которыми связаны наиболее крупные колчеданные и железорудные месторождения.

Интрузивные формации

Г а б б р о - п л а г и о г р а н и т н а я ф о р м а ц и я. Интрузивные породы габбро-плагиогранитной формации позднеархейского тектоно-магматического цикла образуют пояс трещинных тел габбро, диоритов, тоналитов и плагиогранитов (рис. 15), протягивающийся в восточной краевой части Карельского геоблока. В составе формации нами изучены три комплекса, выделяемые по территориальному признаку: сегозерско-ондозерский, сайозерский и семченский. Наиболее изученным является сайозерский комплекс (Лавров, Свириденко, 1977).

Наложение процессов ультраметаморфизма, связанных с формированием ребольской мигматит-гранитовой формации, определяет верхний возрастной предел габбро-плагиогранитной формации, а прорывание верхнеархейских вулканогенно-осадочных пород - ее нижних возрастной предел. Для сайозерского комплекса благодаря наличию конгломератов в зоне его развития устанавливается точное формирование. Конгломераты непосредственно залегают на метабазальтах средней части лопийского разреза, прорываемых интрузиями сайозерского комплекса, и содержат в своем составе обломочный материал, представленный габбро, тоналитами и плагиогранитами. Таким образом, габбро-плагиогранитная формация сформировалась вслед за коматиит-базальтовой формацией, включающей отмеченные метабазальты.

Во всех трех комплексах наиболее ранними по времени внедрения являются габбро, за которыми следуют более кислые члены формации. Главными породообразующими минералами габбро сайозерского комплекса являются роговая обманка и плагиоклаз, присутствующие примерно в равных количествах. В качестве реликтовых минералов встречаются диопсид и гиперстен. Наблюдения за характером псевдоморфных структур амфиболизированного габбро позволяют предполагать первичный габбро-норитовый и, возможно, норитовый состав интрузий. В пользу такого предположения свидетельствует также высокая основность первичного плагиоклаза (51-80% An). Для структуры габбро характерен идиоморфизм плагиоклаза относительно других породообразующих минералов. Для габбро характерны некоторые признаки первичной расслоенности, выражающиеся в обособлении небольших линз плагиоклазитов, а также пегматоидных разновидностей и габбро-пегматитов. В краевых частях массивов состав пород постепенно становится более кислым вплоть до диоритов и тоналитов.

В семченском комплексе, так же как и в сайозерском, темноцветные минералы габброидов (роговая обманка и биотит) имеют вторичный характер, образуя псевдоморфозы по пироксенам. Последние наблюдаются в виде реликтовых зерен. Структура псевдоморфная, офитовая и пойкилоофитовая, часто порфировидная с вкрапленниками плагиоклаза. Характерная особенность габброидов - трахитоидная текстура, обусловленная четкой удлиненно-призматической формой плагиоклазовых индивидов. Состав плагиоклаза варьирует от 45 до 65% An. Почти повсеместно отмечается зональность. Краевые части массива, так же как и в сайозерском комплексе, сложены более кислыми разновидностями пород.

Интрузии габбро обоих комплексов сопровождаются дайками микрогаббро, развитыми как в массивах, так и во вмещающих породах. Их модальный состав сопоставим с составом габбро.

В отличие от сайозерского и семченского комплексов в составе сегозерско-ондозерского интрузивного комплекса габброиды присутствуют в резко подчиненном количестве, слагая небольшие тела метагаббро, и наблюдаются в виде ксенолитов в плагиогранитоидах.

Породы второй интрузивной фазы габбро-плагиогранитной формации имеют непостоянный состав, колеблющийся от диорита до тоналита. Главным породообразующим минералом, как и в габбро, является роговая обманка, но содержание ее значительно ниже, и среднее значение не превышает 20%. Вместе с роговой обманкой в переменном количестве присутствует биотит. В семченском комплексе он наблюдается как единственный темноцветный породообразующий минерал. Кварц распределен неравномерно, иногда образует скопления.

Породы второй интрузивной фазы сопровождаются дайками диоритового порфирита. Имеются наблюдения непосредственного пересечения даек микрогаббро дайками диоритового порфирита. Модальный состав пород даек сопоставим с модальным составом диоритов и тоналитов. Самые поздние образования габбро-плагиогранитной

формации представлены массивами плагиогранитов. Породы массивов в той или иной мере разгнейсованы. Согласно гнейсовидности отдельными зонами они испытывают наложенную региональную микроклинизацию, существенно обогащаясь микроклином.

В макроскопически неизмененных плагиогранитах среднее содержание микроклина составляет 6%. Преобладающим минералом плагиогранитов является плагиоклаз (свыше 40%). Состав его колеблется в интервале 26–33% An. Единственный темноцветный минерал представлен биотитом, содержащимся в количестве 5–10%. Биотит нередко псевдоморфно замещается мусковитом. Характерной особенностью плагиогранитов является высокое содержание кварца. Кварц распределен неравномерно, образует крупные обособления, иногда ветвистые микропрожилки, т.е. наряду с первичным присутствует кварц, связанный с вторичным окварцеванием. Поскольку окварцованные плагиограниты встречаются в гальке конгломератов, это явление рассматривается как позднемагматическое. Вместе с окварцеванием иногда наблюдается альбитизация плагиоклаза. Наиболее интенсивное окварцевание, сопровождающееся альбитизацией, наблюдается в эндоконтакте Вожемского массива с основными метавулканитами (сайозерский комплекс).

Плагиограниты сопровождаются жильными телами мелкозернистого плагиогранита и кварцевого альбитита, залегающими обычно в телах материнских гранитов. Мелкозернистый плагиогранит наблюдается в виде различно ориентированных жил как круто, так и пологопадающих. Мощность их достигает 5 м. Как правило, они являются микроклинсодержащими с высоким содержанием кварца и кислым плагиоклазом. Кварцевый альбитит встречен в виде единичных прожилков, мощность которых составляет первые десятки сантиметров. Главным породообразующим минералом является альбит. Содержание кварца не превышает 20%. Менее 5% составляют биотит и эпидот. В жильных породах прослеживается сквозная гнейсовидность, наблюдающаяся в теле материнских гранитов и во вмещающих породах.

Г и п е р б а з и т о в а я ф о р м а ц и я. Данная формация относительно широко распространена в южной, восточной и северной частях территории Карелии и ограниченно в западной. Представляющие формацию многочисленные линзовидные тела гипербазитов, в основном небольшие и преимущественно удлиненные, находятся в тесной ассоциации с осадочно-вулканогенными образованиями лопия. Мощность гипербазитовых тел колеблется от первых десятков до сотен метров, протяженность достигает нескольких километров. Они размещаются как в виде единичных тел, так и образуют локальные пояса протяженностью 10–15 км в пределах реликтовых структур архейских зеленокаменных поясов (Хаутаваарская, Остерозерская, Палаламбинская, Ветреного Пояса, Костомукшская и др.). Простирание отдельных тел и вытянутость гипербазитовых поясов соответствуют ориентировке лопийских структур. Общая неравномерность размещения гипербазитовых тел и их практически повсеместная связь с реликтовыми участками лопийских

толщ противоречат представлениям (Зак и др., 1975; Слюсарев и др., 1976) о наличии единого Восточно-Карельского гипербазитового пояса. Отдельные участки распространения гипербазитов к настоящему времени довольно подробно охарактеризованы геологически и петрографически (Богачев и др., 1970, 1972; Попов, 1971; Слюсарев, Куликов, 1973; Зак и др., 1975; Слюсарев, Пекуров, Еин, 1976; Лавров, 1979).

Гипербазиты размещаются на различных уровнях разреза лопия среди основных, средних и кислых вулканитов, туфов, туфогенно-осадочных и осадочных пород. Присутствуют они и среди гранитизированных разновидностей пород осадочно-вулканогенного комплекса. Тела гипербазитов согласны с позднеархейскими структурами, будучи дислоцированными совместно с вмещающими породами. Относительный геологический возраст гипербазитовой формации наиболее четко определен в районе оз. Остерозеро (южнее оз. Сегозеро). Здесь гипербазиты прорывают породы верхней терригенной толщи лопия и рассечены дайками плагиопорфиров, относящихся к дацит-риолитовой формации, и плагиомикроклиновыми гранитами формации ребольских мигматит-гранитов. Здесь же гипербазиты находятся в обломочном материале сариолийских конгломератов. Аналогичным залеганием характеризуются гипербазиты Костомукшской, Хаутаваарской, Койкарской и ряда других структур. Тела гипербазитов не обнаруживают, следовательно, закономерной устойчивой ассоциации с вулканитами основного состава и прорывают породы, формирование которых связано с заключительной стадией развития верхнеархейской подвижной области. Таким образом, с наибольшей очевидностью можно считать, что в позднеархейском тектоно-магматическом цикле отсутствует типичная офиолитовая ассоциация, и гипербазитовая формация не характеризует раннюю, как это традиционно принято в Карелии (Зак и др., 1975; Земная кора..., 1978), стадию развития позднеархейской подвижной области.

Породы формации претерпели неоднократный метаморфизм и позднеархейский ультраметаморфизм. Последний выражается образованием оторочек мономинерального биотита. Для изученных участков распространения гипербазитов установлены определенные вариации в вещественном составе. Так, в Северо-Карельской зоне (Лавров, 1979) гипербазиты представлены оливинитами, перидотитами (гарцбургитами), которые сохраняются в центре крупных массивов, обычно сложенных серпентинитами, хлорит-серпентиновыми, хлорит-амфибол-серпентиновыми, хлорит-амфиболовыми и амфиболовыми породами с переменным содержанием талька, карбоната и магнетита.

В северо-восточном обрамлении Лехтинской структуры мелкие массивы, относящиеся к гипербазитовой формации (Слюсарев, Пекуров, Еин, 1976), представлены тремолизированными, оталькованными, карбонатизированными серпентинитами по перидотитам. Крупное тело гипербазитов в районе Сосновца (мощность 200 м и протяженность 7-8 км) имеет сложный состав, главным образом за счет наложенных процессов (Слюсарев, Пекуров, Еин, 1976).

В массиве отсутствует дифференциация. Центральная его часть сложена апогарцбургитовыми, антигоритовыми серпентинитами.

В Южно-Сегозерском участке в сложении массивов принимают участие серпентиниты и породы с переменным содержанием серпентина, талька, карбоната, хлорита и актинолита. Преобладающей разновидностью для мелких массивов и краевых частей крупных массивов являются хлорит-актинолитовые или актинолитовые породы, не содержащие или содержащие незначительные реликтовые участки серпентина. Структуры этих пород нередко псевдоморфные, позволяющие составить представление о структуре и составе первичной породы. В большинстве массивов отмечаются структуры порфировидного типа, представляющие собой индивидуализированные псевдоморфозы серпентина по идиоморфным кристаллам оливина. Интерстиции между ними выполнены хлорит-серпентиновым или серпентиновым агрегатом. Довольно часто обнаруживаются пойкилитовые структуры, представляющие крупные зерна амфибола, псевдоморфно замещившего пироксен, с округлыми включениями серпентина по оливину.

В районе Хаутаваары (Попов, 1971) первичные ультраосновные породы представлены оливинитами, верлитами, амфиболовыми перидотитами. Их метаморфизованные аналоги представлены хлорит-тремолитовыми и хлорит-тремолит-серпентиновыми сланцами.

В районе Ветреного Пояса (Слюсарев, Куликов, 1973; Слюсарев, Пекуров, Еин, 1976) гипербазитовая формация представлена преимущественно антигоритовыми серпентинитами с реликтами гарцбургитов, в краевых частях которых развиваются тальк-хлоритовые, хлорит-тремолит-серпентинитовые и другие породы. Таким образом, разнообразие вещественного состава гипербазитовой формации обязано прежде всего наложенным метаморфическим процессам.

Кроме рядовых апогипербазитовых процессов: актинолитизации, тремолитизации, антофиллитизации, серпентинизации, хлоритизации, отальковання и карбонатизации в ряде массивов фиксируются процессы оливинизации, энстатитизации, диопсидизации, эпидотизации и гранатизации.

Первичный состав гипербазитов примитивен и ограничивается ассоциацией оливина (5-12% Fo) и хромсодержащего магнетита или оливина, хромита, магнетита и энстатита (ок. 10% Fs) и иногда моноклинного пироксена. Имеются сведения о присутствии в некоторых массивах реликтов первичной роговой обманки.

Отличительной чертой массивов гипербазитовой формации является однородное и редко слабодифференцированное строение и отсутствие прямой связи с габброидами.

М и г м а т и т-г р а н и т о в а я (р е б о л ь с к а я) ф о р м а ц и я. Ребольская мигматит-гранитовая формация завершает позднеархейский тектоно-магматический цикл и является синтектонической с ребольской складчатостью, возраст которой оценивается 2700-2800 млн лет. Ими сложена большая часть площади Карельского геоблока, значительно превышающая площадь распространения супракрустальных пород (рис. 15). Слагающие их породы относились к комплексу фундамента карелид (Кратц и др.,

1971), т.е. к долопийским образованиям, и проблема соотношения их с лопием не стояла. Гранитоиды мигматит-гранитовых полей описаны в целом ряде работ (Граниты Кольского..., 1963; Геология и петрология..., 1969; Лобач-Жученко, Чекулаев, Байкова, 1974, и др.). Изучение соотношения лопийских образований с породами мигматит-гранитовых полей и внутреннего строения последних показало (Свириденко, 1974, 1980; Батиева и др., 1976), что большая часть мигматит-гранитовых полей, особенно в краевых частях супракрустальных комплексов лопия, обнаруживает с последними неразрывную структурную связь и содержат в своем составе скиалиты лопийских образований. Была выделена ребольская мигматит-гранитовая формация и доказан ее позднеархейский возраст, выявлены критерии расчленения гранито-гнейсов комплекса фундамента лопийских образований и близких по составу пород верхнеархейской мигматит-гранитовой формации. Показано, что эти разновозрастные образования слагают различные типы земной коры (Свириденко, 1980).

Гранитоиды ребольской мигматит-гранитовой формации не образуют сколько-нибудь обособленных массивов. Среди них сохраняются отдельные слои или пачки слоев, иногда целые толщи, сложенные амфиболовыми, биотитовыми и двуслюдяными сланцами и гнейсами, железистыми кварцитами, гранат-биотитовыми гнейсами с кианитом и ставролитом. Мигматит-граниты характеризуются весьма пестрым составом. В большой мере он определяется составом исходного метаморфического субстрата. В амфиболовых разновидностях автохтонных гранитоидов содержатся скиалиты амфиболовых гнейсов и сланцев, в биотитовых гранитоидах - биотитовых гнейсов и сланцев. Подробно он охарактеризован ранее (Свириденко, 1980) на примере двух гранитизационных серий: биотитовой и амфиболовой.

Для позднеархейской мигматит-гранитовой формации установлена латеральная неоднородность вещественного состава, коррелирующаяся с характером регионального магнитного поля. В области регионально положительного магнитного поля (Западная Карелия) распространен магнитный комплекс, в области регионально отрицательного магнитного поля (Центральная и Юго-Восточная Карелия) - немагнитный комплекс.

Различие в петрографии гранитизационных серий магнитного и немагнитного комплексов заключается прежде всего в том, что в первом в ассоциации с породообразующими минералами в том или ином количестве постоянно присутствует магнетит, отсутствующий в одновозрастных породах немагнитного комплекса. В амфиболовой серии магнитного комплекса роговая обманка наблюдается в ассоциации с микроклином, тогда как при гранитизации пород немагнитного комплекса вместо роговой обманки кристаллизуются биотит и эпидот. Различны также количественно-минеральный состав и состав одноименных минералов в одной и той же гранитизационной серии сопоставляемых комплексов. При гранитизации пород позднеархейского магнитного комплекса состав породообразующих минералов (плагиоклаз, биотит, и роговая обманка) остается постоянным

(Свириденко, 1980), тогда как при гранитизации пород немагнитного комплекса происходит раскисление плагиоклаза, повышение железистости биотита и понижение железистости роговой обманки.

В качестве примера приводим характеристику биотитовой гранитизационной серии, включающей автохтонные плагиогранитоиды и плагиогранито-гнейсы – наиболее распространенные породы гранито-гнейсовых полей (неосому), реликты биотитовых плагиогнейсов (палеосому) и жильный материал мигматитов (табл. 5). Автохтонные биотитовые плагиограниты (бластиты, по терминологии Менерта) по внешнему облику весьма разнообразны. Поскольку бластез накладывается на слоистую толщу, то первоначальная неоднородность последней нашла свое отражение и во вновь образованных породах. С одной стороны, нередко сохраняются слои с разным количественным содержанием биотита, с другой – в процессе бластеза биотит приобретает неравномерное распределение. Бластезу, как правило, подвергаются все породообразующие минералы метаморфического субстрата: плагиоклаз, кварц, биотит. Кроме того, появляются порфиробласты микроклина метасоматического генезиса.

Биотитовые гнейсы и сланцы палеосомы в обнажениях автохтонных биотитовых плагиогранитоидов (бластитов) четко выделяются благодаря мелкозернистой структуре и наличию метаморфической полосчатости. Строго говоря, породы палеосомы не являются совершенно индифферентными к ультраметаморфическим процессам. Так, в них отмечается некоторый бластез плагиоклаза, ксеноморфизм биотита по отношению к плагиоклазу, но все эти явления слабо выражены. Гнейсы содержат также в небольшом количестве метасоматический микроклин в виде порфиробластов или ксеноморфных межгранулярных обособлений.

Жилы мигматитов представлены гранитом нормального ряда. Формирование было длительным и многоэтапным. Как известно, реболький период складчатости включает несколько этапов деформаций. С каждым этапом связана мигматизация (Свириденко, 1974).

Количественно-минералогический состав пород биотитовой гранитизационной серии представлен в табл. 5. Сопоставляя составы палеосомы и неосомы приходим к заключению, что при гранитизации в породах увеличивается содержание микроклина и кварца и уменьшается содержание биотита. Биотитовые бластиты соответствуют по составу микроклин-плагиоклазовому плагиограниту.

Г р а н и т о в а я ф о р м а ц и я. Данная формация представлена целым рядом интрузивных тел, развитых в пределах Карельского геоблока, но наиболее изученных в Центральной Карелии. Типичным представителем формации является массив Карташи, возраст которого оценивается около 2600 млн лет (Ященко и др., 1963; Тугаринов, Войткевич, 1966), а по последним данным 2700-2800 млн лет (Лобиков, 1983). Сведения о массиве имеются в ряде работ (Граниты Кольского..., 1963; Лобач-Жученко, Чекулаев, Байкова, 1974, и др.). Массивы постскладчатые, дискордантные, с признаками кристаллизации в спокойной тектонической обстановке.

Таблица 5

Количественно-минералогический состав пород биотитовой гранитизационной серии ребольской мигматит-гранитовой формации (в процентах)

Комплекс	Порода	Кол-во определений	Кварц	Плагиоклаз	Микроклин	Биотит
Магнитный	Биотитовые гнейсы и сланцы	81	23.48±2.30	54.29±2.53	6.71±2.20	13.36±2.00
	Биотитовые бластиты	59	28.65±2.73	47.31±2.91	10.80±3.16	11.14±1.64
	Жильная фация мигматитов	29	27.55±3.67	39.77±5.69	27.61±6.56	2.45±0.98
Немагнитный	Биотитовые гнейсы и сланцы	10	26.23±3.53	46.15±6.03	-	18.72±5.21
	Биотитовые бластиты	43	32.59±2.92	39.13±3.17	15.65±3.48	4.71±1.18
	Жильная фация мигматитов	44	30.32±2.38	45.63±4.89	19.27±6.48	2.02±0.88

Для гранитов данной формации типичен устойчивый петрографический состав, характерной особенностью которого является присутствие плагиоклаза и микроклина в равных количествах, а иногда и преобладание микроклина над плагиоклазом. Содержание темноцветного минерала, представленного биотитом, колеблется в широких пределах, но обычно не превышает 7%. Широко распространены лейкократовые разновидности гранитов.

В связи с формированием данной формации впервые появляются интрузивные граниты нормального ряда. Она олицетворяет период кратонизации после стабилизации позднеархейской подвижной области.

2. Раннепротерозойский тектоно-магматический цикл

Магматические формации раннепротерозойского тектоно-магматического цикла развиты в пределах Северного Приладожья (Ладожский геоблок) и сформировались в период геологического развития раннепротерозойской (свекокарельской) подвижной области, большая часть которой распространена на территории Финляндии. Стабилизация ее произошла около 1.8 млрд лет назад.

Магматизм Северного Приладожья имеет длительную историю изучения (Волотовская, 1948; Саранчина, 1949, 1972; Свириденко, 1968, 1980; Свириденко и др., 1976; Геологическое развитие..., 1970; Хазов, 1973, 1982; Лобач-Жученко, Чекулаев, Байкова, 1974; Левковский, 1975; Никольская, Гордиенко, 1977; Анортозит-рапакиви-гранитная..., 1978; Седова, 1981; Седова, Глебовицкий, 1982, и др.).

Т о л е и т - б а з а л ь т о в а я ф о р м а ц и я. Породы формации нижнепротерозойской подвижной области представлены изверженными породами основного состава сортавальской серии, наиболее широко распространенными в обрамлении Кирьяволахтинского, Коккосельгского, Сортавальского, Питкярантского, Люппиковского, Уксинского и ряда других куполов Северного Приладожья (рис. 16, см. вкл.). Палеовулканологическими исследованиями среди зеленокаменно-измененных основных пород сортавальской серии выделены эффузивные, пирокластические, хемогенные вулканогенно-осадочные образования, а также субвулканические пластовые и пластово-секущие силлы габбро-долеритов, синхронные времени накопления вулканогенной толщи (Светов, Голубев, Попов, 1981; Светов, Голубев, 1982).

Большую часть разреза толеит-базальтовой формации образуют разнообразные в текстурном отношении маломощные потоки и покровы афировых и микропорфировых плагиоклаз-пироксеновых сильно амфиболизированных базальтов, переслаивающихся с горизонтами туфогенных и хемогенных вулканогенно-осадочных пород. Главными минералами излившихся пород формации являются плагиоклаз (альбит-олигоклаз), моноклинный пироксен (диопсид, диопсид-авгит), которые выполняют роль вкрапленников и составляют от 10-15 до 30% от общей массы породы. Плагиоклаз подвергнут хлоритизации,

пироксены практически нацело замещаются актинолитом, а первично-стекловатая основная масса замещается тонкочешуйчатым хлорит-актинолитовым агрегатом, включающим биотит, зерна магнетита, пирита, апатита и реже циркона. Исходя из особенностей внутреннего строения, эффузивно-пирокластическая серия была сформирована в течение трех фаз вулканической деятельности с кратковременными перерывами, зафиксированными накоплением пепловых, агломератовых туфов, туфоалевролитов, включая их шунгитоносные и кремнисто-карбонатсодержащие разновидности.

Если в основании вулканической серии преимущественно распространены массивные, однородные базальты, то в средней части базальты характеризуются миндалекаменным, шарово-подушечным сложением, развитием пакетов лавовых потоков плагиоклазовых гломеропорфировых базальтов и их кристаллокластических и агломератовых туфов, с которыми ассоциируют хемогенные, железисто-кремнистые осадки (рис. 17). Пакет лавовых потоков и туфы плагиоклазовых порфировых базальтов, как было установлено палеовулканологическими исследованиями, в разрезе сортавальской серии может быть использован в качестве маркирующего горизонта. Верхнюю часть вулканической серии слагают главным образом массивные, брекчированные и реже вспененные базальты маломощных потоков, переслаивающиеся с пепловыми туфами и туфоалевролитами. Пластово-секущие и пластовые силлы габбро-долеритов, имеющие крупнокристаллическое сложение и высокую степень амфиболизации, занимают в разрезе вулканогенной серии главным образом нижнюю часть, реже отмечаются внутри ее или в кровле и устойчиво прослеживаются по простиранию до 5-7 км. Максимальные мощности изверженных пород сортавальской серии 800-950 м установлены в районе восточного и северо-восточного обрамления Кирьяволахтинского купола (оз. Рюттю, Тенъярви), где также наиболее широко распространены силлы габбро-долеритов и гломеропорфировые плагиоклазовые базальты. Есть основания предполагать размещение в этом районе вулканической постройки центра лавовых излияний.

Латеральные вариации в строении разрезов вулканогенных пород сортавальской серии свидетельствуют о достаточно резком сокращении мощностей эффузивно-пирокластических пород в юго-восточном и южном направлениях с синхронным замещением туфогенных и туфогенно-карбонатных углеродсодержащих осадков терригенно-карбонатными. Вулканогенно-осадочные образования района о-ва Пусунсаари (рис. 17), пос. Мурсула, руч. Ристиоя, о-ва Хавус характеризуются фациальными признаками отложений, удаленных от зон активного вулканизма.

Г а б б р о-п л а г и о г р а н и т н а я ф о р м а ц и я. В раннепротерозойскую габбро-плагиогранитную формацию нами объединяются разнообразные по глубинности интрузивные тела габбро, тоналитов, плагиогранитов и их субвулканические аналоги, сформировавшиеся до главной фазы свекокарельской складчатости и подвергшиеся гнейсификации и наложенной микроклинизации по ослаб-

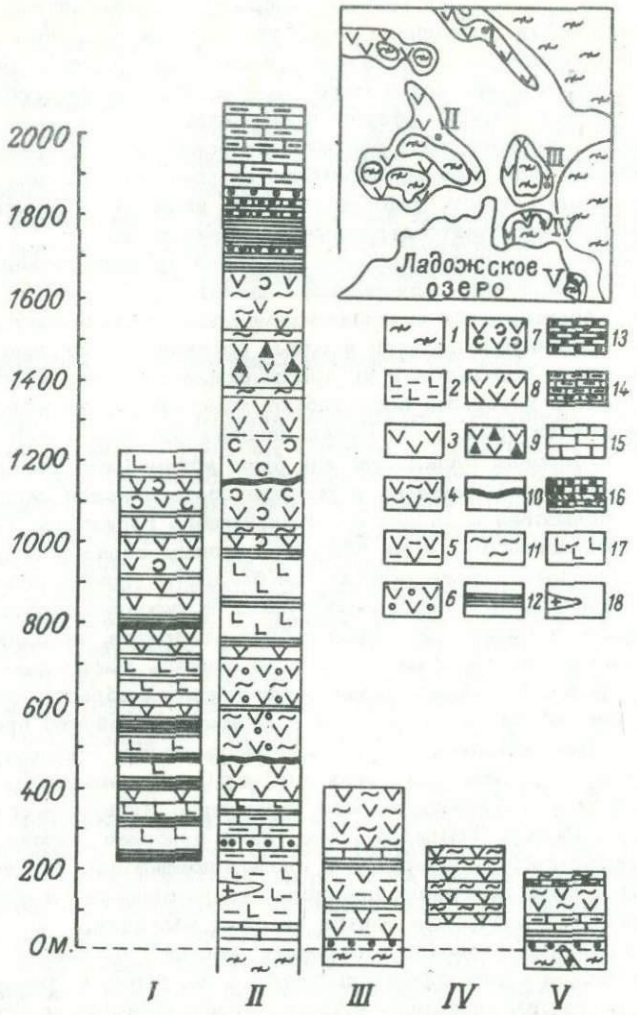


Рис. 17. Латеральные вариации разрезов вулканогенных пород Северного Приладожья. Составили А.П. Светов, А.И. Голубев.

1 – гранито-гнейсы и гнейсы куполов; 2 – амфиболизированные габбро-долериты и базальты нерасчлененные; 3 – массивные мелкозернистые амфиболизированные базальты; 4 – среднезернистые амфиболизированные базальты и их туфы; 5 – амфиболизированные базальты сильно рассланцованные; 6 – миндалекаменные амфиболизированные базальты; 7 – шаровые лавы базальтов; 8 – базальты порфировые (гломеропорфировые) и их туфы; 9 – брекчированные базальты; 10 – хемогенные железисто-кремнистые породы; 11 – туфы и туфо-алевролиты; 12 – углеродсодержащие алевролиты и туфы; 13 – песчаники и туфопесчаники; 14 – доломиты скарниро-

ленным зонам. В Сортавальско-Питкярантской области поднятий формация представлена отдельными интрузиями габбро и плагиогранитов и сопровождающими их субвулканическими образованиями (рис. 16). В юго-западной части Северного Приладожья в зоне развития гранулитовой фации регионального метаморфизма в ее состав включены интрузивные тела эндербитовой серии, состав которых варьирует от габбро до плагиогранита.

Наиболее представительным примером габбро является Кааламский массив площадью около 25 км^2 (Свириденко и др., 1976). Вмещающими породами служат нижнепротерозойские биотитовые, гранат-биотитовые и двуслюдяные гнейсы ладожской серии и лишь на крайнем северо-востоке он прорывает амфиболовые сланцы сортавальской серии. Для массива характерна четко проявленная гнейсовая фация в эндоконтактовой зоне. При этом элементы плоскостной ориентировки в приконтактовых частях массива и во вмещающих породах совершенно согласны. В краевых частях массива также фиксируется первичная полосчатость, выраженная чередованием меланократовых и мезократовых разновидностей габброидов. Полосчатость параллельна контакту. При удалении от контактов плоскостная ориентировка минералов становится менее выраженной и наконец исчезает. В пределах массива, а особенно в приконтактовых его частях нередко наблюдается наложенная сланцеватость. В приконтактовых частях массива местами встречаются жилы и прожилки пегматоидного гранита, образование которых связывается с региональной мигматизацией. Контакты, как правило, обжаты наложенной складчатостью.

Между петрографическими разновидностями, слагающими массив, активных взаимоотношений не установлено. Наблюдаются постепенные переходы между бескварцевыми и кварцсодержащими базитами. При этом появление кварца приводит к исчезновению пироксенов, вместо которых образуются роговая обманка и биотит. Бескварцевые ассоциации представлены Рпи+Мпи+Ро+Би+Пл, Рпи+Ро+Би+Пл, Мпи+Ро+Би+Пл, Ро+Би+Пл и характеризуют наименее измененные габброиды. Среди структур преобладают офитовые с четко проявленной трихитоидностью по плагиоклазу. Количественно-минеральный состав непостоянен. Наблюдаются широкие вариации в соотношении плагиоклаза и темноцветных минералов, а также роговой обманки и пироксенов. Содержание плагиоклаза колеблется от 22

Рис. 17 (продолжение).

ванные; 15 – доломиты и известняки; 16 – песчанистые доломиты; 17 – габбро-долериты амфиболизированные (силлы); 18 – жильные микроклиновые граниты. Колонки: I – мыс Хапаниеми оз. Малое Янисъярви; II – р. Тохмайоки оз. Рюттю (Кирьяволахтинский купол); III – оз. Руаканъярви (Коккосельский купол); IУ – пос. Мурсула (Койринойский купол); У – г. Питкяранта (Питкярантский купол).

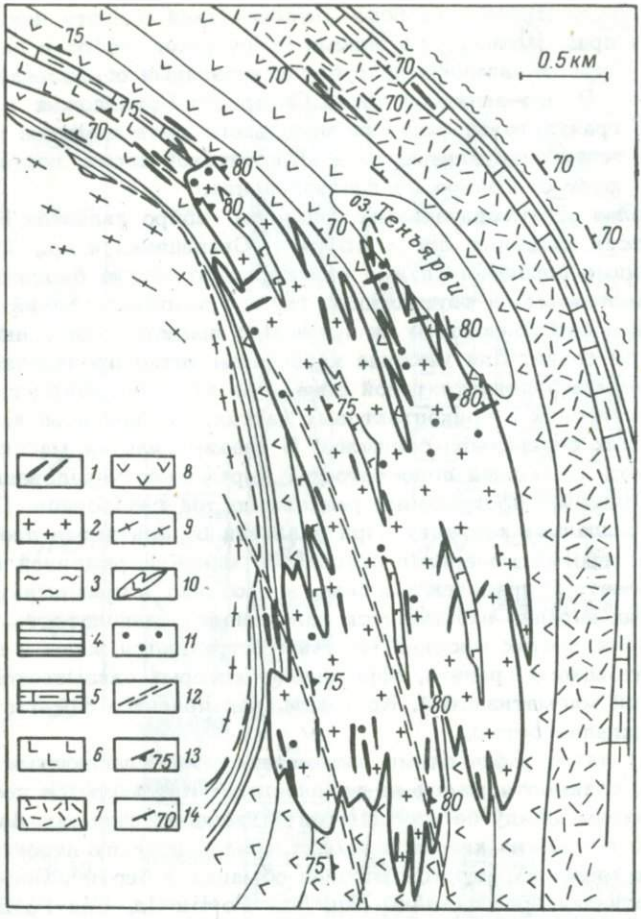


Рис. 18. Схема структурного размещения и внутреннего строения Тенъярвинского массива плагиогранитов. Составили А.П. Светов, А.И. Голубев.

1 – субвулканические дайки плагиогранитной серии; 2 – плагиограниты; 3 – кварц-биотитовые сланцы ладожской серии; 4–8 – сортавальская серия (4 – углеродсодержащие алевролиты и туфоалевролиты; 5 – скарнированные доломиты; 6 – силлы габбро-долеритов; 7 – плагиоклазовые гломеропорфировые базальты, андезит-базальты и их туфы, 8 – афировые базальты и их туфы); 9 – гранито-гнейсы, тоналито-гнейсы и мигматиты плагиомикроклиновых гранитов по ним; 10 – останцы-ксенолиты рамы вмещающих пород, 11 – скопления мелких ксенолитов вмещающих пород; 12 – зоны рассланцевания и милонитизации; 13 – сланцеватость; 14 – слоистость и пластовая отдельность.

до 82%, роговой обманки – от 3 до 70%. При этом увеличение содержания роговой обманки происходит за счет уменьшения содержания пироксенов. Состав плагиоклаза колеблется от 48 до 82% Ап. В качестве второстепенных минералов присутствуют куммингтонит, магнетит, апатит, минерал эпидот-цоизитового ряда.

Кварцсодержащие ассоциации, как правило, лишены пироксенов и лишь иногда содержат их в виде единичных реликтовых зерен. Устанавливаются две главные ассоциации: Ро+Би+Пл+Кв и Ро+Би+ +Эп+Пл+Кв+Хл. Так же как и в бескварцевых, в кварцсодержащих породах плагиоклаз обнаруживает четкую ориентировку, которая усиливается в приконтактовых частях. Состав его более кислый (35–48% Ап). Роговая обманка является главным породообразующим минералом рассматриваемых пород. Содержание ее колеблется от 16 до 62%. В отличие от буро-зеленой роговой обманки бескварцевых ассоциаций она плеохроирует в сине-зеленых тонах.

Образование кварцсодержащих ассоциаций, в которых пироксен наблюдается лишь в виде реликтовых зерен, связывается с процессами метаморфизма. Раскисление габбро в краевых частях массива может быть объяснено также процессами гибридизма.

Габбро Кааламского массива изобилуют ксенолитами мелкозернистых пород. Минералогический состав их тот же, что и во вмещающих габброидах, но отличается несколько большим содержанием темноцветных минералов. Ксенолиты представляют собой продукт быстрой приконтактовой кристаллизации расплава с образованием корки и последующим взламыванием ее. Габброиды Кааламского массива секутся дайками метадиабаза.

Плагиограниты крупных массивов представлены кроме массива мыса Импиниеми (Лобач-Жученко, Чекулаев, Байкова, 1974) массивом оз. Тенъярви близ пос. Харлу (Светов, Голубев, Свириденко, 1983). Массив площадью около 60 км^2 залегает среди пород сортавальской серии в зоне восточного контакта Кирьяволахтинского купола. Интрузия имеет сложную пластинообразную форму. Формирование ее происходило в результате одноактного внедрения магмы до главной фазы складчатости и региональной мигматизации. По механизму формирования Тенъярвинская интрузия относится к типу однофазных камерно-инъекционных. Конфигурация массива имеет вторичную форму, огибая вместе с вмещающими породами Кирьяволахтинский купол. Интрузивный доскладчатый характер массива отчетливо наблюдается в северо-западном контакте (рис. 18,) где интрузия сечет слоистость пород сортавальской серии. Наряду с субмеридиональной здесь широко развита сквозная гнейсовидность северо-западного простирания с крутыми углами падения как в северо-восточных, так и в северо-западных румбах. Падение линейности на СЗ 290° под углом 55°. В северной части изученного контакта наблюдение над системой кварцевых жил позволяет считать северо-западные складки более поздними, что характерно для всего региона (Геологическое развитие..., 1970).

Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз, кварц и биотит, количественные соотношения которых определяют

переменный состав пород от кварцевого диорита до явно преобладающего плагиогранита. Участками проявляются локальная грейзенизация и альбитизация. Микроклин встречается спорадически и приурочен к ослабленным зонам. Плагиогранитные массивы сопровождаются жилами, дайками и небольшими малоглубинными телами микропорфировых и мегапорфировых диоритовых порфиритов–плагиопорфиров и порфировидных диоритов, тоналитов, плагиогранитов. Дайки микрогаббро и диабазов, секущие Кааламский массив, не выходят за его пределы.

Жильные, дайковые и малые субвулканические тела среднего и кислого состава имеют мощности от 0,3–0,5 до 10–15 м и прослеживаются по простиранию от первых метров до 100–120 м. Они обладают прямолинейной, нередко ступенеобразной формой с разветвлениями по простиранию. Наиболее крупные субвулканические тела имеют зональное строение. Эндоконтактовые части сложены преимущественно микропорфировыми тонкозернистыми разновидностями пород, переходящими к центру в полосчатые породы с полосовидным размещением вкрапленников плагиоклаза, а затем в крупнопорфировые плагиогранит–порфиры и порфировидные плагиограниты. Основная масса субвулканических пород сложена тонкокристаллическим агрегатом плагиоклаза, кварца, чешуйками биотита и зернами роговой обманки. Наблюдаются широкие вариации в количественном соотношении биотита и роговой обманки. Вкрапленники представлены преимущественно зональным плагиоклазом, реже кварцем. Количество их в шлифах составляет 20–25% от общего объема породы.

Интрузивные породы эндербитовой серии занимают аналогичное геологическое положение, но в более глубинной зоне. Они сформировались до регионального метаморфизма и гранитизации. Интрузивный массив оз. Пайкъярви залегает среди биотитовых и гранат–биотитовых гнейсов, относимых к ладожской серии, и содержит в краевой части их ксенолиты. Породы массива участвуют в неоднократно проявленных складчатых деформациях, испытывая при этом диафторез. Диафторированные разновидности содержат жилы плагиомикроклинового гранита и пегматита.

Перидотитовая формация. Локально распространенные и малочисленные интрузивные тела перидотитов Северного Приладожья в формационном отношении остаются еще слабо изученными. Более полные сведения по ультрабазитовым образованиям, развитым на северо–западном продолжении Приладожской полосы, приводятся в работе Х. Вяюрюнена (1959) по рудному району Оутокумпу Восточной Финляндии.

В состав формации входят небольшие по размерам тела метаморфизованных ультраосновных пластовых и секущих интрузий, залегающих среди пород сортавальской и ладожской серий Северного Приладожья. Тела ультрабазитов при мощности в первые десятки метров и протяженности до 200–300 м, будучи согласными со структурами вмещающих пород, образуют полосу северо–западного простирания, прослеживающуюся от района озер Пялкярви–Пюхяярви Северного Приладожья на территорию Финляндии в свекофеннский

сланцевый пояс Оутокумпу (Simonen, 1980). По вещественному составу интрузии относятся к метаморфически измененным перидотитам, их главными первичными породообразующими минералами являются оливин, моноклинный пироксен (диопсид), основной плагиоклаз. Интенсивно проявленные процессы серпентинизации, хлоритизации, амфиболизации и отальковання привели практически к полной утрате перидотитами первичных текстурно-структурных признаков, и ультрабазиты картируются как антигоритовые серпентиниты, тальк-магнезитовые, хлорит-антофиллитовые и актинолитовые породы.

Геологически недостаточно изученная на территории Северного Приладожья перидотитовая формация по времени образования нами сопоставляется с комплексом пород ультраосновного состава, развитым в свекофеннском сланцевом поясе Оутокумпу, где их внедрение связано с вулканической деятельностью, проявленной около 1920 млрд лет, т.е. до завершения главных фаз свекокарельской складчатости

М и г м а т и т-г р а н и т о в а я (с в е к о к а р е л ь с к а я) ф о р м а ц и я. Свекокарельская мигматит-гранитовая формация завершает раннепротерозойский тектоно-магматический цикл и синтектонична с главной фазой свекокарельской складчатости. Формирование ее тесно связано с региональным метаморфизмом. Связь ультраметаморфизма с метаморфической зональностью изучена подробно (Нагайцев, 1965; Предовский, Петров, Беляев, 1967; Геологическое развитие..., 1970; Великославинский, 1972, и др.). Устанавливается тесная зависимость состава гранитоидов от интенсивности метаморфизма: в области развития метаморфизма гранулитовой фации развиты эндербиты (Саранчина, Лыгина, 1970), амфиболитовой - мигматит-граниты. Увеличение интенсивности мигматизации наблюдается в юго-западном направлении.

Неоднократность проявления мигматизации в Северном Приладожье отмечалась многими исследователями, но наиболее полно она охарактеризована И.С. Седовой (1981). Процессы ультраметаморфизма увязаны с выделенными ранее (Геологическое развитие..., 1970) тремя этапами деформаций и с каждым этапом установлено несколько генераций жильного материала мигматитов. И.С. Седовой показано, что уже в начальные этапы ультраметаморфизма происходило плавление метапелитовых пород в условиях открытой для щелочей системы. На ранних этапах мигматитообразование происходило в условиях высокой кислотности среды. В заключительные этапы немаловажную роль играл щелочно-кремниевый метасоматоз. По нашему мнению, этот вывод хорошо согласуется с петрографией гранитоидов ультраметаморфического происхождения и объясняет универсальную закономерность смены плагиогранитоидов плагиомикроклиновыми гранитами. В условиях высокой кислотности среды происходит вынос сильных оснований и как следствие - уменьшение содержания темноцветных силикатов на фоне общего бластеза породообразующих минералов. В результате образуются автохтонные плагиогранитоиды. В заключительные этапы в условиях возросшей

Таблица 6

Средний количественно-минералогический состав пород гранитизационной серии о-ва Путсаари

Минерал	Биотит-амфиболовый плагиогнейс (n =12)		Амфибол-биотитовый бластит (n =19)		Плагиомикроклиновый гранит (n =35)	
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ
Кварц	6.21	2.50	17.82	3.95	24.76	3.30
Плагиоклаз	54.63	7.44	49.19	4.38	42.29	3.84
Микроклин	-	-	-	-	20.71	5.13
Биотит	19.47	6.31	21.86	2.99	10.79	2.19
Амфибол	15.48	9.22	2.54	1.84	-	-
Хлорит	1.45	1.21	-	-	-	-

щелочности и калиевого метасоматоза формируются плагиомикроклиновые граниты.

Эта закономерность хорошо иллюстрируется многократно изучавшимся (Волотовская, 1948, Геологическое развитие..., 1970; Жданов, 1972; Саранчина, 1972) гранитоидным комплексом о-ва Путсаари.

Большая юго-западная часть о-ва Путсаари сложена порфиробластическими гранитами и гранодиоритами, которые с севера окаймляются роговообманково-биотитовыми автохтонными плагиогранитоидами (бластитами) с реликтами биотит-амфиболового, иногда пироксенсодержащего плагиогнейса. В крайних северных и северо-восточных береговых обнажениях встречаются гранат-биотитовые автохтонные плагиогранитоиды с палеосомой гранат-биотитовых гнейсов.

Метасоматическая природа роговообманково-биотитовых бластитов надежно устанавливается при изучении микроструктур. Для них характерно неравномерное распределение породообразующих минералов с реакционными соотношениями, неравномернозернистость. Наблюдаются следующие минеральные ассоциации: Мпи+Ро+Би+Пл+Кв, Ро+Би+Пл+Кв+Ми. Моноклинный пироксен, как правило, встречается в виде единичных реликтовых зерен, по которым развиваются роговая обманка и биотит. Первым признаком ультраметаморфического преобразования близких по составу гнейсов палеосомы является появление порфиробластов (в первую очередь плагиоклаза, затем роговой обманки), которые в небольшом количестве наблюдаются в палеосоме. При этом порфиробласты плагиоклаза нередко содержат включения роговой обманки, иногда пироксена, а роговая обманка изобилует симплектитовыми вростками кварца. Биотитизация роговой обманки сопровождается резким увеличением содержания акцессорных минералов: апатита, сфена, магнетита, иногда карбоната, ортита. При образовании бластитов происходит резкое увеличение содержания кварца и столь же резкое уменьшение содержания

роговой обманки при несущественном повышении содержания биотита (табл. 6).

Аналогичные плагиогранитоиды широко развиты в юго-западной части Северного Приладожья и объединяются Г.М. Саранчиной (1972) в ранний (первый) формационный тип умеренно кислых гранитоидов, генезис которого считается магматическим. Эта точка зрения недавно получила новую поддержку (Зарубин, Котов, Мануйлова, 1982). Г.М. Саранчина отмечает близость состава гранитоидов составу вмещающих пород, отсутствие экзо- и эндоконтактовых изменений и тесную связь с мигматитами. По нашему мнению, все эти признаки объясняются автохтонной ультраметаморфической природой рассматриваемых образований.

В массиве порфиробластических гранитов и гранодиоритов о-ва Путсаари не проявлены ни экзо-, ни эндоконтактовые изменения. Зона непосредственного контакта, прекрасно обнаженная на северном берегу зал. Лауринлахти, представляет собой агматит, где блоки в различной степени метасоматически измененных основных пород сцементированы метасоматическими жилами плагиомикроклинового гранита (Геологическое развитие..., 1970). Массив не однороден по своему строению. Здесь наблюдаются протяженные полосовидные зоны роговообманково-биотитовых бластитов, ориентированные согласно гнейсовидности и неотличимые по составу и структурам от соответствующих бластитов за пределами массива. Наиболее распространенная минеральная ассоциация гранитоидов - Ми+Пл+ +Би+Кв, изредка встречается ассоциация Ми+Пл+Би+Ро+Кв. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз и кварц, характеризующиеся высоким и устойчивым содержанием (табл. 6). Микроклин и биотит распределены неравномерно.

Формирование массива порфиробластических плагиомикроклиновых гранитов и гранодиоритов происходило в позднескладчатый период, когда на фоне пликативных существенную роль начинают играть дизъюнктивные дислокации. Отнесение их к постскладчатым гранитам (Саранчина, 1972; Зарубин, Котов, Мануйлова, 1982) неправомочно хотя бы потому, что массив залегает согласно структуре вмещающих пород и в нем прослеживается сквозная сланцеватость.

Маткасельский комплекс пегматит-гранитов, развитый в северной части Ладожского геоблока, занимает сходное геологическое положение, размещаясь преимущественно в породах ладожской серии (Свириденко, 1980). Гранит-пегматиты имеют весьма неоднородную и неравномернозернистую структуру с частичными переходами в пегматит. Состав их также неоднороден. Некоторые породообразующие минералы представлены двумя генерациями. Формирование их было длительным и многостадийным при широком участии метасоматических процессов. Почти полное отсутствие темноцветных минералов при реликтовом характере встречающегося биотита свидетельствует о широко проявленном кислотном выщелачивании на ранней стадии формирования пегматит-гранитов. О низкой щелоч-

ности процесса свидетельствует также широкое развитие граната и мусковита.

Гранитовая формация. Массивы постскладчатых (постсвекокарельских) гранитов, завершающих свекокарельский тектоно-магматический цикл и фиксирующих условия стабильности, в Северном Приладожье, как и в восточной части Свекофеннского геоблока, в целом развиты ограниченно. Изотопный возраст их для гранитов Южной Финляндии, определявшийся уран-свинцовым методом по циркону (Vaasjoki, 1977), оценивается в интервале 1840–1800 млн. лет.

Необходимо отметить различные точки зрения относительно разделения гранитов нормального ряда, завершающих раннепротерозойский тектономагматический цикл, и гранитов, относящихся к периоду тектоно-магматической активизации. И те и другие являются постскладчатыми. Размещение их определяется разломами, но если интрузии гранитовой формации, завершающей тектоно-магматический цикл, связаны с затуханием тектонического режима, то граниты тектоно-магматической активизации вызваны высокой тектонической активностью, в которую обычно вовлекается и мантия (граниты рапакиви).

Впервые граниты нормального ряда Северного Приладожья, связанные с дизъюнктивной тектоникой, выделены Г.М. Саранчиной (1972) в качестве гранитов второго формационного типа. Но к этому же формационному типу ею отнесены позднескладчатые гранитоиды о-вов Путсаари и Тимонсаари, являющиеся типичным примером позднескладчатых ультраметаморфических гранитоидов (Геологическое развитие..., 1970; Свириденко, 1980). Соглашаясь с Г.М. Саранчиной, что данные тела гранитов имеют конформное гармоничное строение и приурочены к разломам северо-западного простирания, совпадающим с направлением складчатых структур, мы не считаем эти разломы, а соответственно и граниты постскладчатыми. Как правило, разломы не являются протяженными и, будучи тесно связанными со складчатостью, относятся к периоду ее завершения. По сути своей они представляют, как это уже было показано, зоны интенсивной гранитизации (повышенной проницаемости), что подтверждает более раннюю их характеристику (Геологическое развитие..., 1970). Несомненно постскладчатыми являются охарактеризованные Г.М. Саранчиной (1972) дисгармоничные и дисконформные массивы гранитов второго формационного типа, локализованные вдоль разломов северо-восточного простирания, секущих складчатую структуру района (массивы Тервус, Кузнеченский и др.). Массив Тервус подробно охарактеризован С.Б. Лобач-Жученко, В.П. Чекулаевым и В.С. Байковой (1974). При этом оценка изотопного возраста 1815±35 млн лет, определенного Rb-Sr изохронным методом, вполне соответствует возрасту постскладчатых гранитов нормального ряда Южной Финляндии (Vaasjoki, 1977).

Постскладчатые граниты гранитовой формации имеют довольно однородный состав, мезократовые и нередко лейкократовые, с близким содержанием калиевого полевого шпата и плагиоклаза.

К свекокарельской гранитовой формации нами относятся также постскладчатые, нередко зональные жилы аляскита, широко развитые в Юго-Западном Приладожье. Жилы секут складчатые структуры, простираясь как в северо-западных, так и в северо-восточных румбах. Мощность их колеблется от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Характерной особенностью строения зональных жил является приуроченность к их осевой части аплита. При этом краевые части обычно представлены пегматоидными разновидностями. Иногда зональность выражается приуроченностью аплита к лежачему контакту жилы, а пегматита - к висячему. Границы между зонами четкие. Жилы постскладчатых гранитов описаны также И.С. Седовой (1981).

Глава 1У

МАГМАТИЗМ СТАБИЛЬНЫХ ЗОН

В симатическом типе земной коры геологически документируемый интрузивный магматизм оторван во времени от формирования субстрата и уже в позднем архее может быть классифицирован как магматизм стабильных зон. Наиболее представительным регионом симатического типа коры является Беломорский геоблок, магматизм которого в течение многих лет плодотворно изучался В.С. Степановым. В связи с интенсивными и многократными проявлениями регионального метаморфизма, сопровождавшегося складчатыми деформациями, особенно метаморфизма высокого давления (Володичев, 1975), магматические образования этого геоблока имеют свою специфику и изучены на уровне комплексов.

В сиалическом типе земной коры магматизм стабильных зон связан с тремя главными тектоническими периодами: 1) предплатформенной активизации, 2) платформенного чехла и 3) постплатформенной активизации.

Предплатформенная раннепротерозойская тектоно-магматическая активизация Карельского геоблока (протоактивизация) включает два этапа проявления маматических процессов. На раннем этапе проявлен интрузивный магматизм, происходящий одновременно с дроблением коры. Вдоль протяженных линейных зон устанавливается наложенная складчатость, сопровождающаяся гранитизацией (формация чарнокитов, перидотит-габбро-норитовая формация, селецкая формация палингенно-метасоматических гранитов и мигматит-гранитов). С поздней стадией связана вулканическая деятельность орогенных поясов (риолитовая и андезит-базальтовая формации).

Предплатформенная протерозойская тектоно-магматическая активизация Ладожского геоблока представлена недавно выделенной (Ладнер, 1983) габбро-монцонит-гранитовой формацией, габбро-анортозитовой формацией, формацией гранитов рапакиви и формацией литий-фтористых гранитов и онгонитов.

Формирование чехла протоплатформы и платформы характеризуется проявлением базальтоидного вулканизма. Заключительный (постплатформенный) период тектоно-магматической активизации как после формирования протоплатформенного, так и платформенного чехлов отличается проявлением щелочного интрузивного магматизма.

В таком полном объеме магматизм стабильных зон Карелии дается впервые. Отдельные стороны этой проблемы освещены в целом ряде работ (Богачев и др., 1963; Свириденко, 1968, 1980; Кухаренко и др., 1969; Светов, 1972, 1979; Слюсарев, Куликов, 1973; Голубев, 1974; Лобач-Жученко, Чекулаев, Байкова, 1974,

Шемякин, 1976; Хейсканен, Голубев, Бондарь, 1977; Лавров, 1979; Лавров, Свириденко, 1980; Степанов, 1981, и др.).

1. Магматизм Беломорского геоблока

Магматизм Беломорского геоблока рассматривался многими исследователями, но наиболее последовательно он описан в работах К.А. Шуркина с коллегами, В.С. Степанова и М.М. Ефимова (Беломорский комплекс..., 1962; Ефимов, 1973; Геология и магматизм..., 1974; Степанов, 1981). Ранее отмечалось, что сложность строения Беломорского геоблока обусловлена тем, что он представляет собой зону длительной тектонической активности, испытавшую полиметаморфизм и многократное наложение складчатых деформаций, сопровождающихся мигматизацией и гранитизацией. Геологически документируемое проявление магматизма относится к протерозою и характеризует магматизм тектоно-магматической активизации. Архейский период магматизма Беломорского геоблока на современном уровне изученности может быть восстановлен лишь фрагментарно после „снятия" метаморфизма гранулитовой фации. Как уже отмечалось, благодаря тщательным комплексным исследованиям на хорошо обнаженных площадях удалось восстановить первичную магматическую природу глубокометаморфизованных пород и выявить некоторые аспекты магматизма раннего периода развития Беломорского геоблока. Протерозойский магматизм Беломорского геоблока изучен на уровне комплексов, а по архейскому магматизму приводятся лишь сведения общего характера.

Магматизм раннего периода развития геоблока

Ранним в истории геологического развития беломорского комплекса является период, предшествующий первому этапу тектоно-магматической активизации (Володичев, Стенарь, 1980), датируемому радиологическим возрастом 2.8-2.6 млрд лет (Горохов и др., 1981) и сопоставимому с ребольскими фазами складчатости на Балтийском щите (Кратц, 1963).

В районах губы Поньгомы на Белом море и оз. Нотозеро-оз. Ковдозеро (Володичев, 1975; Другова, Климов, Крылова, 1977; Володичев и др., 1982) устанавливается наложенный характер высокобарического метаморфизма этапа тектоно-магматической активизации на породы гранулитовой фации, которые тем самым определяются в качестве основного в настоящее время признака пород раннего периода развития в этом районе. Среди них помимо супракрустальных широко распространены разнообразные интрузивные породы в широком спектре состава - от ультраосновного до гранитного. При этом последние представлены характерными для гранулитовых комплексов образованиями - эндербитами и чарнокитами.

Неоднократно проявленные наложенные процессы сильно усложнили задачу восстановления геологии этого периода даже в районах развития пород гранулитовой фации, используемых в качестве реперных. Это предопределяет, с одной стороны, недостаточную полноту раскрываемых событий, с другой – определенную дискуссионность некоторых выводов.

Среди супракрустальных пород, для большинства которых предполагается эффузивная природа, в районах развития гранулитовой фации преобладают породы основного состава, представленные двупироксен-амфиболовыми и диопсид-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами. Менее распространены лейкократовые двупироксеновые и биотит-гиперстеновые гнейсы и кристаллические сланцы среднего состава. В единичном случае (оз. Нольозеро) были отмечены ультраосновные шпинель-двупироксеновые породы. В районах интенсивного проявления наложенных процессов фации кианитовых гнейсов, главным образом среди образований чупинской свиты, развиты метаморфизованные аналоги средних и кислых эффузивов.

Проблема восстановления геологии, первичного состава и природы супракрустальных образований затрудняется не только процессами регионального метаморфизма, но и проявленными на больших площадях явлениями региональной мигматизации и гранитообразования. Интрузивные образования домигматитового периода на этих площадях представлены фрагментарно. К ним относятся наблюдающиеся в районе оз. Нотозеро в виде ксенолитов среди эндербитов или их диафторированных разностей ультраосновные и основные породы и метаанортозиты.

Ультраосновные породы представлены перидотитами, состоящими из оливина, ортопироксена, клинопироксена, а также шпинели и рудного минерала. Но чаще они метаморфизованы как в условиях гранулитовой фации, так и амфиболитовой. С перидотитами ассоциируют также метаморфизованные габброиды, образующие, очевидно, единый ряд ультраосновного состава, который, возможно, развивался до метаанортозитов.

По-видимому, к этой же группе относятся габброиды, распространенные в районе озер Нотозеро–Ковдозеро в виде мелких тел, наиболее представительным из которых является небольшой массив площадью около 2 км^2 на северном берегу губы Миронова оз. Нотозеро. Массив имеет анизотропное строение. В его северной и северо-восточной частях преобладают габбро-нориты, среди которых в виде дифференцированных полос наблюдаются лейкогаббро-нориты или габбро-лабродориты, а в юго-западной части преимущественно развиты габбро-диориты, особенностью которых является повышенная титанистость, что свойственно другим мелким телам в этом районе и, вероятно, всему комплексу в целом. Некоторые петрохимические и петрологические данные позволяют предполагать, что и развитые к юго-востоку от массива габброидов эндербиты принадлежат к этому же магматическому комплексу.

Габброиды нередко содержат ксенолиты двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев. В двух случаях в них были зафиксирова-

ны жилки крупнозернистых эндербитов. Ранее эти данные позволили нам (Володичев, Король, Семенов, 1978; Володичев, Король, 1983) рассматривать габброиды как постмигматитовые образования. Однако, как показал более критический анализ фактического материала, габброиды чаще сами испытывают воздействие эндербитов как мелко-среднезернистых (характерных для полей мигматитов), так и крупнозернистых до пегматоидных. Отмеченные ранее жилки эндербитов в ксенолитах в таком случае могут быть либо поздними относительно габбро образованиями, либо отражать более ранний период эндербитообразования, очевидно, неинтенсивный.

Вероятно, все описанные интрузивные породы образуют единую магматическую серию, сформировавшуюся до процесса региональной мигматизации и гранитообразования и представленную комплексом перидотитов-габбро-норитов-лабрадоритов-плагиогранитов (эндербитов). Подобный комплекс пород имеет очень широкое развитие в других районах Западного Беломорья. Он сопоставим с габбро-лабрадоритами о-вов Пежострова, Медянки, Киврея и прилегающих районов (Шуркин и др., 1962), анортозитами Чупинского района (Голованова, 1978) и района оз. Толванд (Гиммельфарб, Белоножко, 1980), а также габбро-анортозитами Боярского и Нижнепоповского массивов (Степанов, 1981) и большим количеством мелких тел подобных габброидов, широко развитых в пределах беломорид Лоухского и Кемского районов. В.С. Степановым ранее (1981) и в настоящей работе этот комплекс рассматривается как более молодой, сформировавшийся позднее первого этапа наложенной складчатости.

Большим событием в истории магматизма раннего периода развития беломорского комплекса является региональный процесс гранитизации земной коры с образованием в результате интенсивного насыщения субстрата гранитоидами эндербитового состава гигантских полей мигматитов и формированием интрузивных массивов эндербитов в его завершающей стадии. Подобных по масштабу процессов гранитизации в данном регионе в последующие периоды, вероятно, не было, хотя мигматизация проявлялась на всех этапах тектоно-магматической активизации, но основная масса мигматитов артеритового типа с высоким содержанием жильного материала относится к раннему периоду. Ранние мигматиты изредка сохраняются в первоначальном виде, а в большинстве случаев при наложенной складчатости и метаморфизме в сочетании с сопутствующими явлениями ремобилизации они приобрели черты синкинематической плагиогранитной мигматизации. Гранитизация происходила в условиях метаморфизма гранулитовой фации и на всех стадиях - от мигматизации до формирования интрузивных и жильных пегматоидных эндербитов - носила натровую специализацию.

Интрузии эндербитов в Западном Беломорье имеют широкое распространение (Володичев, Король, 1983). Однако изученность их в настоящее время недостаточна для того, чтобы установить, являются ли они связанными с комплексом перидотитов-габбро-лабродоритов или с последующими процессами гранитизации. О последних,

вероятно, наиболее определенно можно говорить на примере Керчугского массива, где эндербиты образуют поле довольно однообразного состава с небольшим содержанием ксенолитов двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев, количество которых увеличивается к контактовым частям, где взаимоотношения с вмещающими породами носят эруптивный характер.

Завершается магматизм раннего периода формированием интрузий чарнокитов. В районе оз. Нотозеро выделяются две их разновидности. Наиболее распространены чарнокиты гранитного состава, слагающие между озерами Нольозеро и Габозеро интрузивное тело площадью около 200 км^2 и ряд мелких тел. Неизмененные чарнокиты - равномернозернистые, а чаще порфировидные породы, содержащие до 30% порфировых выделений ортоклаза. Метаморфические преобразования существенно затронули чарнокиты, в результате чего они приобрели облик порфиробластических гнейсо-гранитов, довольно однообразных в пределах интрузии как по минеральному, так и химическому составу. Другая разновидность представлена порфировидными чарнокитами гранодиоритового состава, слагающими небольшие тела и жилы мощностью до 10 м. Наложенные процессы складчатости и метаморфизма придают им облик, очень сходный с преобразованными разностями описанных выше чарнокитов гранитного состава, а также чарнокитоидов топозерского типа (Шуркин и др., 1974). Подобные породы распространены в меридиональной полосе как к северу от оз. Нотозеро до губы Тупой оз. Ковдозеро, так и к югу до района оз. Керчуг.

Как уже подчеркивалось, древний возраст описываемых магматических образований устанавливается по наложению на них проявлений складчатости и метаморфизма раннего этапа тектоно-магматической активизации. Радиологические датировки получены пока только Pb-Pb методом для цирконов из эндербитов и чарнокитов оз. Нотозеро, наиболее древние из которых составляют соответственно 3.1 и 2.9 млрд лет (определения Л.В. Сумина).

К древним образованиям, вероятно, относятся гранулиты, эндербиты, чарнокиты и их метаморфизованные аналоги района Вичан-оз. Нарвозеро, оз. Топозеро и других районов развития чарнокитоидов топозерского типа в Западном Беломорье. Они в той же степени испытали тектонические и метаморфические преобразования, свойственные древним чарнокитам. Однако радиологических датировок древнее возраста 2.4 млрд лет пока не получено, и вопрос об их возрасте требует дальнейшего детального изучения.

Магматизм позднего периода развития геоблока

Магматизм позднего периода развития описан достаточно детально (Степанов, 1981) и в настоящей работе рассматривается в сокращенном варианте.

К о м п л е к с у л ь т р а б а з и т о в. Породы комплекса отнесены к этому этапу условно (Степанов, 1981). Они пред-

ставлены полевошпатовыми перидотитами и их метаморфическими эквивалентами – ортопироксенитами, серпентинитами, тремолитовыми, карбонатсодержащими и другими породами. Тела ультрабазитов встречаются на всей территории Западного Беломорья (рис. 19, см. вкл.), но распределены здесь весьма неравномерно. Это в значительной мере связано с различной степенью геологической изученности региона. Отчетливо проявлена парагенетическая связь ультрабазитов с беломорскими амфиболитами. Представляется, что наиболее часто они встречаются с амфиболитами, слагающими низы разреза хетоламбинской свиты (оз. Бол. Крохино, зона оз. Серяк–Нигрозеро–Великая Салма–Кивгуба–о–в Кереть, Белое море, район зап. берег оз. Кереть–Верх. Кумозеро). Кроме того, ультрабазиты встречены среди амфиболитов, включенных в состав чупинской свиты (р–н озер Боярское–Кулежма–Энгозеро) и лопия (западный берег оз. Кереть–Хизоваара).

Возраст комплекса ультрабазитов определяется как близкий ко времени формирования амфиболитов беломорской серии, что вытекает из их тесной пространственной ассоциации и совместного участия в складчатости (предположительно с F_1, достоверно с F_2). Этими данными возраст комплекса ультрабазитов определяется древнее 2700–2900 млн лет (Степанов, 1981). Дискуссионным вопросом является соотношение комплекса ультрабазитов с гипербазитами лопия, что является частью общей проблемы возрастного положения беломорской серии. Хотя установлена аналогия этих образований в вещественном и формационном планах (Степанов, 1981), существующее представление о соотношении лопийских и беломорских супракрустальных образований обусловливает отнесение рассматриваемых ультрабазитов к саамию.

Комплекс представлен многочисленными мелкими телами сложной конфигурации, форма, взаимное расположение и структурные элементы которых позволяют считать, что они возникли в результате интенсивной тектонической переработки линзовидно–пластовых тел. Видимая мощность тел измеряется первыми десятками, реже сотнями метров. Наиболее значительные из них прослежены по простиранию на 500–1000 м.

Массивы имеют простое внутреннее строение. Первичными породами их являются гарцбургиты, подвергнутые той или иной степени метаморфизма. Для них характерен оливин (10–20% Fo) и бронзит (11–15% Fs). С ранней стадией метаморфизма перидотитов связано образование ортопироксенитов (главный минерал бронзит, 15–20% Fs). Ими сложены мелкие тела, оторочки вокруг перидотитовых ядер и жилы в них. К более поздним процессам относятся амфиболизация и хлоритизация ультрабазитов. Завершает их преобразование серпентинизация, которая идет выборочно по зернам оливина.

Комплекс габбро–анортозитов Западного Беломорья (Степанов, 1981) представлен относительно крупными до 2–4 км^2 массивами (Боярский, оз. Заячье, Нижнепоповский, Северо–Пежостровский, о–в Илейкин, вероятно, мыс Толстик и др.), а также мелкими телами, мощность которых исчисляется первыми десятками метров

(р-н Кивгубы, оз. Бол. Ворочистое, р-н юго-западнее г. Кеми и др.). Тела габбро-анортозитов распространены на всей площади развития беломорид, но изученное к настоящему времени количество массивов ограничено.

Возраст комплекса определяется секущим отношением его к ранним изоклинальным складкам чупинского периода (Боярский массив) и развитием в них западной минеральной линейности лоухского периода (Боярский, Нижнепоповский массивы, оз. Ворочистое и др.). На основании прямых пересечений (массивы Нижнепоповский, оз. Ворочистое, Северо-Пежостровский и др.) устанавливается более древний возраст габбро-анортозитов по отношению к комплексу лерцолитов-габбро-норитов и комплексу метапорфиритов-гранатовых габбро.

Интрузивы комплекса часто ассоциируют с беломорскими амфиболитами. Вследствии схожести последних с апогаббровыми амфиболитами нередко возникают затруднения при картировании границ тел. Массивы обладают четко проявленными чертами дифференцированного строения (Нижнепоповский, Северо-Пежостровский, Боярский и др.). В Нижнепоповском массиве выделяется ритмично-полосчатая зона чередования мезократовых габбро с подчиненными пироксеновыми анортозитами. К основанию этой зоны приурочены маломощные (до 4 м) прослои плагиоклазовых перидотитов, троктолитов и оливиновых габбро, а выше ее залегает зона такситового строения - мезократовые, реже лейкократовые габбро с многочисленными шлирами габбро-пегматита. Имеются данные (Беломорский комплекс..., 1962; Степанов, 1981) о существовании в ряде массивов заключительной дайковой фазы - метапорфиритов, близких по составу к вмещающим их породам.

В оливиновых породах комплекса отчетливо проявляется кумулятивный тип структур. Относительно ранней кристаллизацией и сегрегацией кристаллитов оливина определяется появление перидотитов. В троктолитах и оливиновых габбро кристаллизация оливина и плагиоклаза значительно сближена и иногда отмечается более раннее образование последнего. В габбро отчетливо проявлены офитовые структуры, достигающие максимального развития в анортозитах. Обычны друзитовые каймы. Составы породообразующих минералов изменяются от меланократовых дифференциатов к лейкократовым в следующих пределах: оливин от 7-14 до 23-32% Fa, плагиоклаз от 80 до 53-55% An (в габброидах) и 40-50% An (в полевошпатовых апогаббровых амфиболитах), бронзит от 13-14 до 20-25% Fs (относительно редок), клинопироксен представлен диопсид-авгитом. Из рудных минералов установлены ильменит и магнетит. В условиях наложенного метаморфизма первичные породы преобразуются в линзовидно-полосчатые гранатовые и полевошпатовые амфиболиты.

К о м п л е к с ч а р н о к и т о в. Комплекс включает образования, описанные как чарнокиты зон глубинных разломов (Геология и магматизм..., 1974; Шемякин, 1976). К нему отнесены гнейсо-гранитные массивы оз. Пяозеро, оз. Топозеро,

пос. Авнепорог, верхнего течения р. Оланги, дер. Подужемье, г. Кеми, нижнего течения р. Мягреки, о-ва Бол. Кузов, о-вов Белого моря, Нарвозерский, Вичанский и другие массивы чарнокитовых гранитоидов в районе оз. Кереть. Пространственно и петрографически к нему тяготеют массивы гранодиоритов в районе оз. Дальнее, оз. Егут, ст. Поньгома, дер. Летняя Река, о-вов Хедостров-Поньгомнаволок и ряд других, а также гиперстеновые диориты и плагиограниты Романпорога, нижнего течения р. Поньгома и п-ова Поньгомнаволок. Все эти массивы группируются в четко обособленную зону шириной около 50 км, которая прослеживается от оз. Пяозеро в направлении ЮВ 130-140° к г. Кемь и далее по о-вам Белого моря. Общая протяженность зоны более 270 км. На широте оз. Топозеро она совпадает с „зоной сочленения" беломорид и карелид (Геология и магматизм..., 1974), а в районе Авнепорога и г. Кеми пересекает беломориды. Внутреннее строение зоны асимметрично - вдоль оси ее расположены крупные массивы гнейсо-гранитов и гнейсо-гранодиоритов, а к восточному краю тяготеют мелкие тела массивных чарнокитов, гранодиоритов и гиперстеновых диоритов-плагиогранитов.

Типичными представителями комплекса являются Нарвозерский и Вичанские массивы интрузивных чарнокитов, детально изученные В.М. Шемякиным (Геология и магматизм..., 1974; Шемякин, 1976). Они представляют собой небольшие (до 1-2 км в поперечнике) овально-вытянутые тела, расположенные в виде субширотной цепочки. В.М. Шемякин рассматривает их как сателлиты огромной Топозерской интрузии, площадь которой достигает 6000 км^2. В Восточно-Вичанском массиве по взаимоотношению с крупными ксенолитами четко устанавливается эруптивный закаленный характер контактов чарнокитов. Наряду с этим в краевых частях этих массивов массивные граниты сменяются зоной гнейсо-гранитов-ортогнейсов.

Такая же картина, но с обратными количественными соотношениями наблюдается в Топозерской интрузии, где в поле гнейсо-гранитов закартированы многочисленные мелкие тела массивных чарнокитов, связанных с первыми постепенными переходами. Отмеченные факты позволяют рассматривать топозерские гнейсо-граниты как продукт разгнейсования чарнокитов (Геология и магматизм..., 1974, и др.). Этот вывод подтверждается и геохронологическими исследованиями. Изотопный возраст чарнокитов Вичанской и Топозерской интрузий одинаков и составляет около 2400-2450 млн лет (по циркону U-Pb метод; Тугаринов, Бибикова, 1980), а разгнейсование их определяется возрастом 2000-1750 млн лет (Геология и магматизм..., 1974). Установлено пересечение чарнокитов Западно-Вичанского массива дайками комплекса лерцолитов-габброноритов, а также участие гранитоидов, по-видимому, в поздних фазах складчатости F_2 (Степанов, 1981). В массивах чарнокитов заключено огромное количество ксенолитов, среди которых устанавливаются как беломорские, так и лопийские породы (Геология и магматизм..., 1974).

Ксенолиты гранодиоритовых массивов внутренней зоны беломорид (Хедостров, ст. Поньгома и др.) представлены полевошпатовыми и гранатовыми амфиболитами. Данные К.А. Шуркина по Поньгомнаволоку (Беломорский комплекс..., 1962) свидетельствуют о более раннем образовании гиперстеновых диоритов по отношению к гранодиоритам юго-западной части острова. Рядом исследователей (Высокоградиентные режимы..., 1982) гиперстеновые диориты Поньгомнаволока связываются с заключительным этапом первого доребольского периода развития. Вместе с тем отсутствие прямых изотопных датировок по массивам гиперстеновых диоритов Поньгомы и петрографическое сходство с эндербитами „зоны сочленения" позволяет рассматривать их в составе данного комплекса. М.М. Стенарем и В.В. Шипцовым (устное сообщение) среди ксенолитов Нарвозерского массива отмечены гнейсо-граниты, близкие по облику к гнейсо-гранитам топозерского типа. В связи с этим представляется вероятной возможность выявления среди топозерских пород более древних долоухских гнейсо-гранитов, однако современное состояние изученности не позволяет выделить площади их развития. Таким образом, возрастные границы комплекса определены недостаточно четко. Наряду с породами, отвечающими изотопным датировкам 2400-2450 млн лет, в него, вероятно, включены и более древние породы.

По данным В.М. Шемякина (1976), цветные минералы чарнокитов представлены реликтами гиперстена (0-3%) и диопсида (0-3%), которые интенсивно замещаются гастингситом (1-14%) и биотитом (1-10%). Характерно присутствие магнетита и граната. Кварц (21-34%) представлен двумя генерациями. Плагиоклаз составляет 23-50% и калиевый полевой шпат 15-40%. Из акцессорных минералов обычны апатит, циркон, рутил, ильменит.

Гранодиориты отличаются от этих пород несколько большей меланократовостью. В них присутствуют реликты диопсида, а гиперстен устанавливается только в протолочных пробах. Для гиперстеновых диоритов обычно присутствие гиперстена и диопсида (содержание их менее 5%), а также плагиоклаза с антипертитовыми врастками.

Гнейсо-граниты варьируют по составу от нормальных гранитов до относительно меланократовых гранодиоритов. Среди цветных минералов наряду с биотитом, гранатом и амфиболом в них нередко устанавливаются реликты диопсида. Калиевые полевые шпаты представлены микроклином, иногда отмечаются реликты ортоклаза. Из рудных минералов чрезвычайно характерен магнетит в ассоциации с ильменитом, гематитом и сфеном.

К о м п л е к с л е р ц о л и т о в - г а б б р о - н о р и т о в (Степанов, 1971, 1981) включает большинство изученных друзитовых массивов Зап. Беломорья. По объему магматических продуктов он занимает ведущее место среди интрузивных базит-ультрабазитовых комплексов региона. Он сформировался во временном интервале, разделяющем проявление складчатости F_2 (лоухский период) и F_3. На основании прямых пересечений устанавливается более молодой возраст комплекса по отношению к ультрабазитам, габбро-анорто-

зитам и чарнокитам (Егутский и Западно-Вичанский массивы). Радиологическая датировка последних 2450 млн лет (Геохронологические рубежи..., 1972) определяет нижнюю возрастную границу *становления комплекса. Верхняя граница устанавливается* датировками метаморфических процессов в породах комплекса и возрастом секущих его пегматитовых жил, многочисленные определения которых укладываются в интервале 2200–1750 млн лет. Структурная локализация и форма интрузивов находятся в прямой связи с ранее сформировавшимися складчатыми структурами F_2. Интрузивы, залегающие в крыльях субширотных складок (F_2) или в зонах разрывных нарушений, ориентированных субпараллельно их осевым поверхностям, являются дайками и пластовыми телами (Интрузивы Юдомнаволок-Кузема, оз. Кулежма, Северо-Камский, мыс Куарнис и др.). Наиболее крупные из них при видимой мощности до 400 м прослеживаются по простиранию на 8–9 км (интрузив Юдомнаволок-Кузема). Массивы, располагающиеся в замковых частях структур, имеют подковообразную (Келейногубский) или неправильно изометричную форму (Амбарнский, Карангозеро, Вехкозеро-Ригачозеро и др.). Размеры этих тел соизмеримы с вмещающими их складками F_2 и нередко достигают 1–2 км в поперечнике. Наиболее крупным массивом комплекса является Ковдозерский, закартированный на площади 2–3х20 км. Интенсивное проявление постинтрузивных тектонических процессов обусловило фрагментирование первичных тел – образование большого количества мелких неправильно изометричных блоков и линз. Представляется, что в большинстве случаев массивы комплекса залегают в гнейсах, хотя и контакты их с амфиболитами беломорской серии не являются исключением.

Первичные контакты тел комплекса имеют магматическую природу и характеризуются развитием зон закалки мощностью до 1,5–2 м. Вторичные тектонические контакты сформировались в связи с дроблением интрузивов в условиях складчатости F_3 и в более поздних тектонических движениях. Для них характерно развитие зон рассланцевания и амфиболизации первичных пород.

Мелкие тела комплекса имеют простое внутреннее строение и сложены, как правило, оливиновыми габбро-норитами или габбро-норитами. В крупных интрузивах наблюдаются отчетливые черты дифференциации, однако магматическая расслоенность выражена слабо. Обычно породы, различающиеся по составу, обособлены в виде зон, мощность которых достигает нескольких десятков метров. При сравнительно небольшой амплитуде дифференциации в конкретных телах суммарная дифференциация комплекса имеет значительные размеры. Породы его образуют непрерывный ряд от плагиоклазовых гарцбургитов и лерцолитов до анортозитов. Характерным членом комплекса являются габбро-пегматиты, образующие шлиры и небольшие жилы. Установлено формирование комплекса в две фазы: главную и заключительную – дайковую. Предполагается существование ранней, начальной фазы.

Петрографическое разнообразие пород комплекса определяется различным количественным сочетанием оливина (12–15 до 27% Fα),

бронзита (14–17 до 30% Fs), клинопироксена (авгит, близкий эндиопсиду) и плагиоклаза (50–66% An). Породы комплекса являются типичными кумулатами. Кумулятивные фазы меланократовых дифференциатов представлены хромшпинелидом, оливином и бронзитом. В интерстициях кристаллизуются плагиоклаз и клинопироксен. Весьма существенное влияние на структурный облик пород оказывают друзитовые каймы, кристаллизующиеся в обстановке субсолидуса и свидетельствующие о глубинных условиях формирования комплекса.

Комплекс метапорфиритов-гранатовых габбро (Степанов, 1976, 1981) представлен различными метапорфиритами, габбро-диабазами и габбро, которые по минеральным ассоциациям отвечают гранат-клинопироксен-плагиоклазовым породам, в той или иной степени амфиболизированным.

Геологический возраст комплекса определяется секущим отношением его интрузивов к субширотным складкам (F_2, лоухский период деформаций) и участием их в субмеридиональных и северо-восточных складках (F_3). По ряду прямых пересечений устанавливается более молодой возраст этого комплекса по отношению к комплексу лерцолитов-габбро-норитов (оз. Кулежма, Ковдозерский массив, район ст. Ковда-дер. Ковда), к комплексу габбро-анортозитов (Нижнепоповский массив, р-н оз. Бол. Ворочистое, о-в Илейкин и др.) и к массивам гиперстеновых плагиогранитов и гранодиоритов (о-в Поньгонаволок, р-н дер. Летняя Река). Косвенные данные позволяют определить время его формирования в интервале 2200–2000 млн лет (Степанов, 1981).

По форме обособления магматического материала это типично дайковый комплекс. Параметры тел и их пространственная ориентировка варьируют в довольно широких пределах, но преобладают широтные дайки с мощностью, измеряемой первыми метрами, реже десятками метров. В более крупных телах отмечается магматическая полосчатость. Первичные контакты тел имеют эруптивный характер: отмечаются зоны закалки, тонкие апофизы во вмещающие породы и захват ксенолитов последних. Наибольшее количество тел комплекса установлено среди гнейсов и гнейсо-гранитов на побережье Белого моря, что, вероятно, объясняется хорошей обнаженностью прибрежной зоны. Вместе с этим они достаточно часто встречаются и на остальной части региона. Западная граница распространения комплекса не установлена. Ряд его тел закартирован в междуозерье Кереть-Топозеро.

По реликтам магматических структур среди пород комплекса выделяются габбро, габбро-диабазы и порфириты. Для них обычно развитие гранатовых келифитовых кайм. Широко распространены также эклогитоподобные породы, обладающие грано-бластовыми структурами, и гранатовые ортоамфиболиты. Типичная минеральная ассоциация комплекса представлена клинопироксеном, варьирующим по составу от авгита до салита ($Mg_{40.6}Fe_{14.7}Ca_{44.7}$), плагиоклазом (25–45%$An$) и гранатом с магнезиальностью от 0.20 до 0.37. В амфиболизированных разностях к ним присоединяется роговая обманка с магнезиальностью от 0.43 до 0.60. В небольших коли-

чествах отмечаются ортопироксен, кварц, биотит, сфен и титаномагнетит.

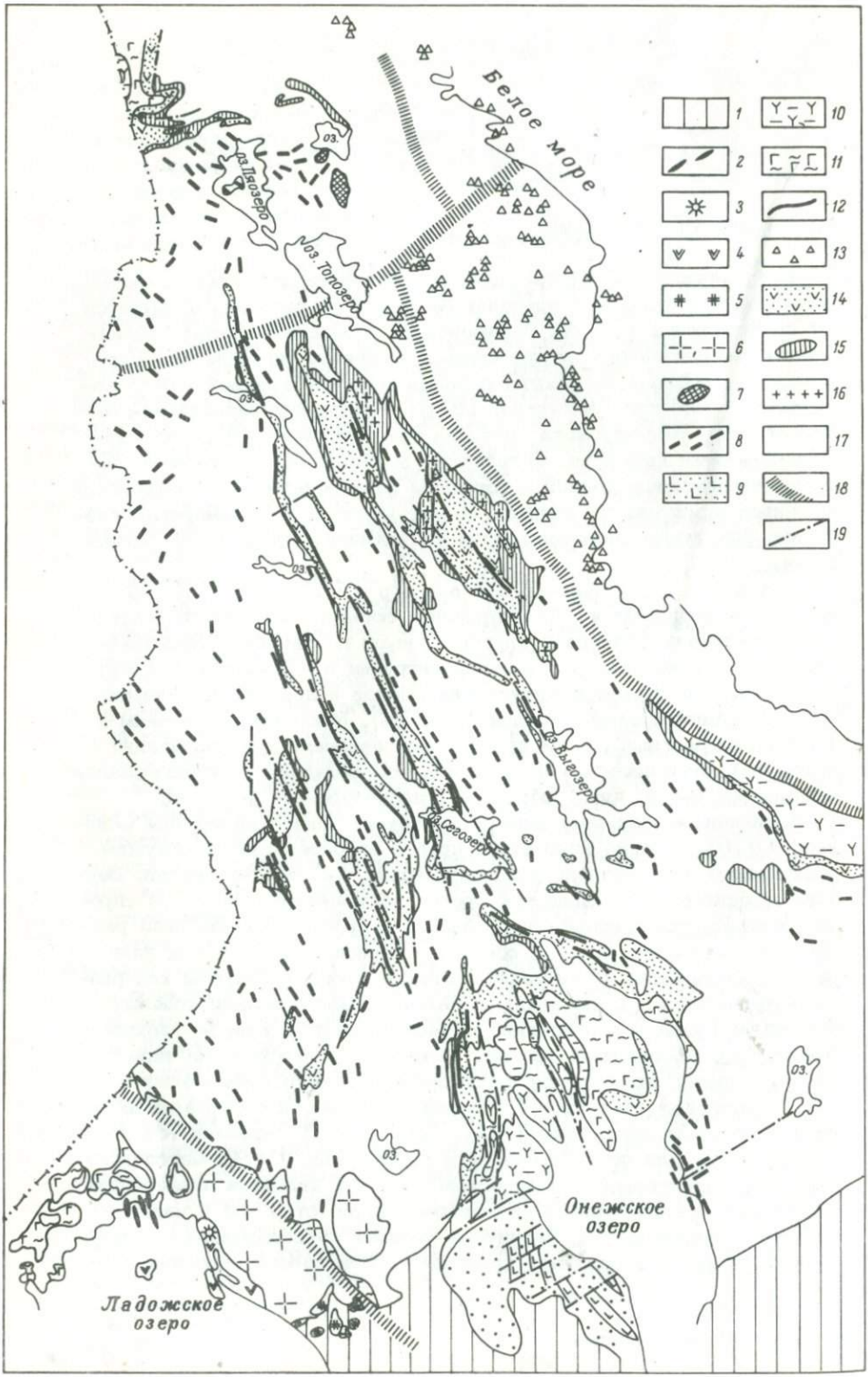
2. Магматические формации постребольской тектоно-магматической активизации

Интрузивные формации

Интрузивный магматизм периода постребольской тектоно-магматической активизации в пределах Карельского геоблока отличается от сопоставимых условий Беломорского геоблока меньшей глубинностью регионального метаморфизма. Развитые на площади Беломорского геоблока чарнокиты наблюдаются и в краевой части Карельского геоблока (Шемякин, 1976). Комплексу лерцолитов-габбро-норитов Беломорского геоблока соответствует перидотит-габбро-норитовая формация. Складчатые деформации, с которыми связано формирование селецкой формации палингенно-метасоматических гранитов и мигматит-гранитов, имеют место и в Беломорском геоблоке, где также сопровождаются ультраметаморфическими процессами.

П е р и д о т и т-г а б б р о-н о р и т о в а я ф о р м а ц и я. К перидотит-габбро-норитовой формации относятся расслоенные интрузии Олангской группы (Кивакка, Ципринга, Луккулайсваара), Бураковская расслоенная интрузия в Юго-Восточной Карелии и массивы Кивач и Петусъярви (Попов и др., 1976; Лавров, 1979) в Центральной Карелии (рис. 20). Массивы приурочены к глубинным разломам и им присущи все признаки кристаллизации в спокойной тектонической обстановке. Они обладают воронкообразной, лополитообразной, пластообразной и дайкообразной формами.

Наиболее изученными являются интрузии Олангской группы (Лавров, 1979). Нижний возрастной предел их определяется секущим положением относительно позднеархейских мигматит-гранитов. Верхний относительный возрастной предел документируется менее определенно. Интрузии испытали дробление в краевых частях либо разбиты на отдельные блоки и обжаты в период более поздних наложенных складчатых деформаций, которые рассматриваются как раннепротерозойские. С последними связана амфиболизация краевых частей интрузий и образование метасоматических кварц-полевошпатовых жил. Абсолютный возраст расслоенных интрузий на территории Финляндии, являющихся продолжением общего субширотного пояса, к которому относятся Олангские интрузии, и сопоставимых по геологическому положению (Simonen, 1980), оценивается в 2430-2450 млн лет. Определение проводилось U-Pb методом по циркону. Характерной особенностью интрузий является дифференцированное макрослоистое и ритмично-слоистое строение и наличие скрытой расслоенности. Различные условия кристаллизации и дифференциации явились основной причиной неодинакового строения.


Белое море
оз. Лаозеро
оз. Топозеро
оз.
оз.
оз.
оз.
оз.
оз.
оз.
оз.
оз.
Онежское озеро
Ладожское озеро
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19

В интрузии Ципринга низы разреза, доступные наблюдению, представлены габбро-норитами с незначительными прослоями и линзами перидотитов и троктолитов, а верхи – среднезернистыми габбро-норитами. В интрузии Луккулайсваара нижняя часть представлена краевыми габбро-норитами, оливинитами, перидотитами и пироксенитами, верхняя – переслаивающимися мелко- и среднезернистыми лейкократовыми и мезократовыми габбро-норитами. Наиболее сложным строением характеризуется интрузия Кивакка. В основании слоистой серии Кивакки залегают габбро-нориты с прослоями пироксенитов. Выше них последовательно сменяются зоны оливинитов и перидотитов, пироксенитов, норитов, равномернозернистых габбро-норитов, неравномернозернистых габбро-норитов. Каждая зона в свою очередь имеет сложное чередование меланократовых и лейкократовых слоев.

Плагиоклаз, бронзит и авгит являются сквозными для всего разреза интрузии. Оливин присутствует только в нижней трети ее. В верхней зоне габбро-норитов появляется в незначительном количестве кварц. Состав пород определяется не только процентным соотношением минералов, но и их составом, закономерно изменяющимся по разрезу: плагиоклаз 78–52% An, бронзит 12–23% Fs, авгит $Ca_{36-37}Mg_{54-47}Fe_{10-16}$, оливин 15–20% Fa. Микроструктуры пород панидиоморфнозернистые, аллотриоморфнозернистые, гипидиоморфнозернистые, пойкилитовые, габброофитовые. Их особенности определяются в основном соотношением кумулятивных и интеркумулятивных фаз и их взаимодействием. Отличительной особенностью является высокая магнезиальность породообразующих темноцветных минералов.

Рис. 20. Схема распространения магматических образований платформенного этапа геотектонического развития Карелии. Составили А.П. Светов, А.И. Голубев.

1 – границы палеозойского чехла Балтийского щита. Платформенный этап: 2 – дайки субщелочных базальтов (сортавалиты); 3 – Хопунваарский некк; 4 – осадочно-вулканогенные образования салминского вулканического комплекса; 5–7 – магматические формации (5 – габбро-анортозитовая; 6 – гранитов рапакиви; 7 – щелочно-ультраосновная). Субплатформенный этап: 8 – комплекс нерасчлененных даек габбро-долеритов; 9 – осадочно-вулканогенные образования вепсского вулканического комплекса; 10 – осадочно-вулканогенные образования суйсарского вулканического комплекса; 11 – осадочно-вулканогенные образования заонежского вулканического комплекса; 12 – силлы габбро-долеритов ятулийского вулканического комплекса; 13 – комплекс метапорфиритов-гранатовых габбро (Степанов, 1981); 14 – осадочно-вулканогенные образования ятулийского вулканического комплекса. Орогенный этап: 15 – осадочно-вулканогенные образования сариолийского вулканического комплекса; 16 – вулканические образования сумийского вулканического комплекса. 17 – комплекс пород фундамента; 18 – зоны глубинных разломов мантийного заложения; 19 – разрывные нарушения.

Бураковский массив находится на восточном побережье Онежского озера. Его площадь составляет около 700 км^2. Массив приурочен к северо-восточному глубинному разлому, так же как и расслоенные массивы Олангской группы, кристаллизовался в спокойной тектонической обстановке в камерных условиях. Имеются все основания рассматривать все расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии одновозрастными. Бураковский массив сечет позднеархейские (ребольские) структуры и испытывает воздействие плагиомикроклиновых гранитов, относимых к раннепротерозойской селецкой мигматит-гранитовой формации. Кроме того, массив прорван дайками габбро-диабазов пудожгорского комплекса, относимых к ятулию (Светов, 1972).

Массив имеет лополитообразную форму. Разломами северо-восточного простирания он рассечен на три блока, из которых северо-восточный (Аганозерский) отличается автономностью строения. В связи с этим не исключается, что первоначально интрузия состояла из двух самостоятельных, но взаимосвязанных камер. Бураковский массив представлен сложнодифференцированной серией основных и ультраосновных пород. Обобщенно в его вертикальном разрезе выделяются снизу вверх: зона ультрабазитов, переходная зона чередования перидотитов, пироксенитов, плагиоклазитов и габброноритов (Аганозерский блок); зона габбро-норитов и зона габбро-диоритов (Бураковский и Шалозерский блоки). Кроме того, выделяется зона краевых габбро-норитов, включающих горизонт плагиопироксенитов. Помимо макрорасслоенности выделяется скрытая расслоенность, вызванная последовательным изменением состава минералов по разрезу (плагиоклаз 61-31% An, ортопироксен 16-55% Fs, клинопироксен $Ca_{35-40}Mg_{54-39}Fe_{11-20}$) и ритмичная расслоенность. Последняя наиболее четко выражена в переходной зоне чередованием слоев с различным количественным содержанием оливина, бронзита, авгита и плагиоклаза.

Селецкая формация палингенно-метасоматических гранитов и мигматит-гранитов. Гранитоиды рассматриваемой формации являются завершающими в группе интрузивных формаций периода протоактивизации, предшествуя вулканическим формациям орогенных поясов. Они наблюдаются в виде линейных зон мигматит-гранитов и мигматитов, в виде куполов, а также образуют массивы порфиробластических гранито-гнейсов и гранодиорито-гнейсов. Встречаются также небольшие массивы однородных лейкократовых гранитов магматического происхождения. Примером линейных зон селецких мигматитов может служить Тулосская зона (Свириденко, 1974). Мигматиты этой зоны отделены от позднеархейских мигматитов внедрением пояса даек диабазов, габбро-диабазов и долеритов.

Купольные структуры селецких мигматит-гранитов широко развиты в Юго-Западной Карелии и четко выражены в аномальном магнитном поле. Строение одной из таких нелинейных структур охарактеризовано С.Б. Лобач-Жученко (Геология и петрология..., 1969). В целом геология гранитоидов рассматриваемой формации

изучена слабо. Верхний возрастной предел их определяется по косвенным данным. В составе гальки сариолийских конгломератов присутствуют лейкократовые микроклиновые граниты, сопоставимые по составу с селецкими. Сведения о изотопном возрасте непосредственно изучавшихся гранитоидов данной формации отсутствуют. Постребольские гранитоиды в Юго-Западной Карелии имеют изотопный возраст 2200-2100 млн лет, сопоставимые граниты Восточной Финляндии (Marmo e.a., 1966) - 2050 млн лет. В целом имеются основания считать, что в условиях стабильных зон гранитообразование происходило многократно, но поскольку состав гранитов сопоставим и они приурочены к долгоживущим тектоническим структурам, то расчленение их представляет большие трудности.

Селецкие мигматит-граниты накладываются на породы уже претерпевшие мигматизацию и гранитизацию, поэтому в среднем имеют более кислый состав, чем гранитоиды ребольской мигматит-гранитовой формации. Селецкие гранодиориты и граниты отличаются повышенным содержанием магнетита по сравнению с аналогичными петрографическими разновидностями ребольской мигматит-гранитовой формации, поэтому они хорошо выделяются в аномальном магнитном поле (Свириденко, 1980). Лишь аляскиты, как правило, немагнитны. Селецкие граниты наследуют зональность в распределении состава, выявленную для ребольских гранитоидов.

Эффузивные формации

Складчато-глыбовые движения сумийского периода и сводово-глыбовые сариолийского были проявлениями предплатформенной постребольской активизации. При этом складчато-глыбовые движения сумийской активизации инициировали формирование риолитовой формации, сопряженной с интрузивным гранитным магматизмом. Сариолийская андезит-базальтовая вулканогенная моласса формировалась одновременно со сводово-глыбовой тектоникой (Хейсканен и др., 1977; Хейсканен, 1980; Голубев и др., 1980).

Р и о л и т о в а я ф о р м а ц и я. Породы этой формации развиты вдоль зоны сочленения беломорид и карелид, где участвуют в строении Шуезерского, Гайкольского и Панаярвинского синклинориев. Мелкие субвулканические тела пород формации развиты в промежутках между указанными структурами (рис. 20).

В типичных разрезах формации, достигающей мощности 500-1000 м, установлены лавовые, пирокластические, субвулканические и осадочные образования. Почти повсеместно формация подстилается конгломератами, содержащими ту или иную долю пирокластики, обычно увеличивающуюся по направлению к лавам. Наблюдается также переслаивание туфоконгломератов с лавами и фациальные переходы между ними по простиранию. Среди туфоконгломератов присутствуют слои палевошпатовых туфопесчаников и туфоалевролитов.

Лавы риолитовой формации представлены кварцевыми (кварцево-полевошпатовыми) и изредка полевошпатовыми порфирами, слагающими лавовые толщи 500–900 м мощностью. В ряде участков лавовые толщи расчленены на отдельные лавовые потоки. В разрезе лавового потока снизу вверх отмечаются текстурные особенности, которые заключаются в смене брекчированных порфиров на массивные, а затем полосчатые, порфиры со сферолоидами, изредка пенистые и снова брекчированные порфиры.

Брекчированные риолиты подошвы и кровли потока почти не отличаются друг от друга и представлены угловатыми обломками (иногда со сглаженными углами) порфира, цементирующимися почти таким же порфиром (реже) или силицитовым, кварцевым и карбонатным материалом, иногда с чешуйками гематита в центре. Количество цементирующего материала очень невелико и нередко брекчированный порфир выглядит как порода, пронизанная сетью жилок.

Массивный риолит представлен светло-серой и серой тонкокристаллической породой, в которой разбросаны округлые вкрапленники голубого кварца величиной 3–5 мм, редко 10 мм и таблитчатые вкрапленники полевого шпата 5–7 мм, иногда до 3 см. Полевой шпат, судя по микрозондовым определениям, представлен альбитом.

Вкрапленники полевого шпата помимо простого двойникования нередко обнаруживают весьма сложную микроструктуру комплексных двойников, иногда характеризуются струйчатой структурой. В ряде случаев центральные части вкрапленников, окруженные альбитом, сложены тонкозернистым биотит-карбонат-полевошпатовым агрегатом. Иногда этот агрегат выполняет самостоятельные округлые или овальные включения. Эти наблюдения можно интерпретировать как доказательства первоначально ликвационного происхождения вкрапленников с последующей раскристаллизацией ликвационных капель.

Полосчатый порфир представляет собой породу, в которой чередуются параллельные полоски темной, обогащенной биотитом (1–3 см), и светлой (0,5–1 см) породы. Иногда часть полосок несколько обогащена карбонатом, благодаря выщелачиванию которого полоски отчетливо выступают на поверхности. Мощность полосчатых пород обычно составляет 3–5 м. Нередко полосчатые порфиры обнаруживают пластические деформации серий слойков, заключенных между недеформированными слойками, что, на наш взгляд, характеризует флюидальность, возникшую при движении потоков.

Порфир со сферолоидами – это массивный порфир с часто расположенными округлыми обособлениями величиной 3–5 см (иногда до 10 см). Внешняя зона обособлений сложена ороговикованным, обычно более темным порфиром. Внутри располагается субизометричное с неправильным контуром кварцевое ядро. Наличие сферолоидов является свидетельством лавовой природы рассматриваемых образований. Сферолоиды чаще равномерно распределены в пределах горизонта мощностью 0,5–3 м, иногда группируются в „слойки" мощностью 5–20 см в сериях до 3 м.

Пенистые разности встречаются редко и представляют собой пористую кислую породу с реликтами шлаковой текстуры. Брекчиро-

ванные порфиры кровли потока иногда вверх переходят в брекчию порфира, на которую ложится со втеками массивный порфир следующего потока.

Мощность лавовых потоков обычно не превышает 10–20 м, причем изменение мощностей происходит за счет массивных и менее полосчатых разностей. В районе оз. Нижнее Пайозеро встречен поток мощностью около 200 м, прослеженный по простиранию благодаря исключительной крупности полевошпатовых вкрапленников (до 3–5 см) на 15 км. Лавовые потоки переслаиваются с редкими горизонтами туфобрекчий, туфоконгломератов и туфопесчаников.

Гипабиссальные кварцевые порфиры отличаются от лавовых только красноватым или желтоватым цветом. Фельзиты представляют собой красные (редко желтоватые) тонкокристаллические породы массивной текстуры.

А н д е з и т–б а з а л ь т о в а я ф о р м а ц и я. Породы этой формации являются составной частью вулканогенной молассы, включающей пирокластические, вулканогенно–терригенные и терригенные отложения, характеризующиеся значительными изменениями по простиранию. Лавовые образования по своим особенностям (наличие маркирующих горизонтов) тем не менее прекрасно коррелируются практически по всем участкам развития в Карелии и даже Финляндии (р–ны Куусамо и Пуоланка).

В большинстве структур андезит–базальтовые лавы образуют единую эффузивную толщу переменной мощности (от 0 до 1500 м), уменьшение которой происходит за счет выклинивания лавовых потоков (покровов), переслаивающихся с обломочными породами. В некоторых случаях (р–н дер. Косое–Ватулма) установлены два пласта эффузивов, переслаивающихся с агломератами и туфоконгломератами.

Лавовые потоки (покровы), слагающие лавовые толщи, имеют мощность 5–45 м и характеризуются асимметричным строением. Подошва их сложена мелкозернистыми и афанитовыми разностями, центральные части – среднезернистыми, а кровля – миндалекаменными, пенистыми или брекчиевидными разностями пород. В Восточной и Центральной Карелии в кровлях потоков изредка встречаются шаровые текстуры. В Северной Карелии (оз. Панаярви) нижние части разрезов, как правило, сложены потоками с широким участием шаровых лав. Нередко потоки целиком сложены ими, причем шары обычно цементируются гиалокластами.

Все лавовые образования сложены альбитом и амфиболом с участием биотита, хлорита, эпидота и рудных (магнетит, пирит, сфен). Миндалины пенистых лав обычно заполнены кварцем, нередко с карбонатом и хлоритом. Часто встречаются слоистые миндалины, позволяющие судить о первичном залегании пород.

В нижних частях разрезов встречаются 1–2 лавовых потока, породы которых отличаются обилием мелких (3–5 мм) круглых миндалин, заполненных розовым альбитом. Ближе к кровле располагаются потоки, сложенные плагиоклазовыми альбитизированными порфировыми андезит–базальтами. Эти две разновидности пород раз-

виты очень широко и представляют собой хорошие маркирующие горизонты при корреляции разноудаленных разрезов.

В сариолийских разрезах с лавами ассоциирует большое количество пирокластического материала, участвующего в составе разнообразных отложений: туфов, агломератов, туффитов и т.п.

Субвулканические образования представлены габбро-диабазами, образующими силлы, дайки и штоки. Наиболее крупный силл мощностью до 140 м установлен в р-не р. Кумса (Светов, Голубев, 1972). Он сложен серыми и зеленовато-серыми, иногда полосчатыми породами, состоящими из плагиоклаза (альбит) и амфибола. Аналогичным габбро-диабазом сложено штокоподобное тело около 50 м в поперечнике, расположенное среди сариолийских лав района дер. Красная Речка.

Сходные по минеральному и химическому составу габброиды секут кварцевые порфиры Шуезерского синклинория. Здесь установлены дайки (до 80 м мощностью), маломощные (5-10 м) силлы (длина по простиранию до 800 м) и штоки (5-50 м в поперечнике). Габброиды деформированы и рассланцованы совместно с кварцевыми порфирами, что дает основание определить их возраст предположительно как сариолийский.

3. Магматические формации постсвекокарельской тектоно-магматической активизации

В предплатформенный период магматическая активность проявилась в краевой южной части Балтийского щита. Как в период постребольской тектоно-магматической активизации, формируются интрузивные образования основного и кислого состава, но с повышенной щелочностью (габбро-монцонит-гранитовая формация, габбро-анортозитовая формация, формация гранитов рапакиви и формация онгонитов и литий-фтористых гранитов).

Г а б б р о-м о н ц о н и т-г р а н и т о в а я ф о р м а ц и я. К габбро-монцонит-гранитовой формации относится ряд массивов в Западном Приладожье.[1] Общей чертой массивов данной формации является сложная, трещинно-коническая форма и дискордантный характер. Для всех массивов формации характерна приуроченность к узлам пересечения глубинного северо-восточного Элисенваарского разлома с крупными разломами поперечных направлений.

В составе формации выделяется два типа комплексов: ояярвинский комплекс, представленный двух- и трехфазными субзональными интрузиями (массивы Ояярви, Кайвомякский, Райвимякский) и бородинский комплекс, в который входят резко контрастные однофазные гранитные интрузии (Заветнинский, Бородинский, Лазурненский массивы).

---

[1] Описание формации приводится, по Г.А. Ладнеру (1983).

Первая фаза комплекса ояярвинского типа сложена монцогаббро-диоритами, монцогаббро и меласиенитами (от 3-5 до 50-60% площади массивов). В составе массива Ояярви первая фаза локализована в виде ксенолитов и останцов. Петрографической особенностью пород первой фазы является отсутствие ромбического пироксена, наличие первичного амфибола и биотита, высокое содержание апатита (до 5-8%), магнетита. Наряду с обычными для габброидов плагиоклазовыми парагенезисами отмечены меланократовые разновидности (Кайвомякский и Райвимякский массивы), состоящие из амфибола, биотита, апатита (до 25-30% каждый), микроклин- и отроклаз-пертита. Поздние минеральные преобразования габброидов выражаются в развитии биотита, альбита, карбоната, скаполита. С процессами внутрикамерной дифференциации связаны широкие вариации в составе пород.

Породы второй фазы изменяются по составу от монцонитов и сиенитов до амфиболсодержащих гранитов. Они состоят из микроклин-пертита (35-45%), плагиоклаза 15-20% An (15-35%), биотита (10-25%), амфибола (10-15%), кварца (0-25%). Объем пород второй фазы в составе интрузий различен: от небольших тел линзовидной и сложной формы до 75% массива.

Породы третьей фазы - гранодиориты, граносиениты, граниты. Гранодиориты и граниты отличаются от гранитов второй фазы повышенным содержанием кварца и плагиоклаза, отсутствием амфибола. Породы третьей фазы образуют небольшие обособленные субизометричные тела в центральной и периферической зонах интрузий.

Между породами разных фаз установлены интрузивные взаимоотношения. Площадь выходов массивов на дневную поверхность до 90 км^2.

В комплекс бородинского типа входят интрузии порфировидных биотитовых гранитов, состоящих из микроклин-пертита (до 52%), кварца (до 28%), плагиоклаза (17%), биотита (2%) и обладающих иногда слабо зональным строением. Граниты центральных частей грубозернистые, равномернозернистые, иногда пегматоидные. Для гранитов периферических частей массивов характерны трахитоидные текстуры и порфировидные структуры, они отличаются от массивных гранитов большим содержанием микроклина и биотита. Площадь выходов гранитных интрузий на дневную поверхность до 360 км^2. Абсолютный возраст интрузий габбро-монцонит-гранитовой формации Ладожского (свекофеннского) геоблока 1800 млн лет $\pm$ 50 (Ладнер, 1983).

К этой же формации, по всей вероятности, следует относить интрузию габбро-монцонитов-норитов, выявленную в пределах Карельского геоблока в бассейне р. Аминдомаоя, к западу от пос. Ондозеро. Интрузивный массив имеет по геологическим данным форму нормальной воронки. Контур выхода на дневную поверхность близок к неправильному овалу, длинная ось которого вытянута в северо-западном направлении. Площадь выходов на дневную поверхность 6.8 км^2. Последовательная смена состава пород происходит (от краевой части к центру) от габбро и габбро-норитов через монцо-

габбро и монцониты к кварцевым норитам и норитам. Выделяются зона эндоконтакта, переходная зона, срединная зона.

Габбро и габбро-нориты краевой зоны видимой мощностью до 75 м состоят из плагиоклаза (52-56%), псевдоморфоз амфибола ряда куммингтонит-жедрит по пироксену (28-42%), биотита (3-9%), кварца (0-2%); вторичный минерал - глаукофан (0-0,5%). Акцессорные минералы: апатит до 3,0%, сфен. Рудные минералы: пирротин, магнетит. В зоне дальнего эндоконтакта отмечена пироксен-лампроболитовая разновидность габбро-норита, содержащая до 34% базальтической роговой обманки, с которой ассоциирует плагиоклаз максимальной для массива основности (50% An).

Габбро-монцониты, монцониты переходной зоны видимой мощностью до 400-500 м состоят из гиперстена и клиногиперстена (18-36%), плагиоклаза (31-58%), биотита (8-12%), амфибола (0-3%), кварца (0-4%), калиевого полевого шпата (5-30%). Акцессорный минерал - апатит, рудный - магнетит (до 3%). Срединная зона массива сложена кварцевыми норитами, норитами, состоящими из ромбического пироксена (15-54%), плагиоклаза (28-67%), амфибола (0-12%), биотита (3-10%), кварца (0-5%). Акцессорный минерал - апатит (0,01-2,0%), рудный - магнетит (до 3%). Наиболее полный спектр акцессорных минералов отмечен в ксенолитах амфиболизированных габбро в монцонитах: апатит, сфен, циркон, турмалин (0,2-0,5%).

Зональность массива обусловлена, очевидно, процессами внутрикамерной дифференциации. Следы глыбовых обрушений кровли представлены ксенолитами вмещающих биотитовых сланцев и ксенолитами пород зоны эндоконтакта. Интрузия оказывает мощное термальнo-метасоматическое воздействие на вмещающие биотитовые сланцы. Отнесение данной интрузии к габбро-монцонит-гранитовой формации Юго-Западного Приладожья является в значительной мере условным, учитывая значительную пространственную разобщенность, приуроченность к различным геоблокам и отсутствие данных о наличии гранитной фазы в составе интрузии Аминдомаоя. Однако наличие в составе массива пород монцонитовой группы, щелочной петрохимический уклон и наличие значительных количеств акцессорного апатита (до 3%) позволяют на данной стадии изученности условно отнести его к габбро-монцонит-гранитовой формации.

Г а б б р о - а н о р т о з и т о в а я ф о р м а ц и я. Граниты рапакиви обычно наблюдаются в ассоциации с анортозитами и габброидами, их генетическая связь постоянно дискутируется. Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал не позволяет рассматривать все многообразие гранитов Салминского плутона как результат дифференциации основной магмы (Свириденко, 1968). Поэтому интрузивные породы основного состава южной части Салминского массива мы рассматриваем в качестве отдельной формации, предполагая с рапакиви парагенетическую связь.

Породы, относимые нами к габбро-анортозитовой формации, вскрыты целым рядом скважин (Шинкарев, Анищенкова, 1973) в южной погребенной части Салминского массива рапакиви. Они на-

блюдаются в виде трех разобщенных тел, залегающих как среди монцонитов, так и гранитов. Н.Ф. Шинкарев и О.Н. Анищенкова выделяют по данным бурения три естественных ряда пород: 1 – габбро-нориты и лабродориты; 2 – монцониты и кварцевые монцониты; 3 – серые и розовые граниты рапакиви и пегматиты. Доказательств более раннего возраста габбро и лабродоритов Н.Ф. Шинкарев и О.Н. Анищенкова не приводят, а геологическая схема, иллюстрирующая соотношение габбро и гранитов, не исключает и более молодой возраст габбро.

По данным бурения отмечается перемежаемость отдельных разновидностей в виде полос-слоев (лабрадорит, лейкократовое габбро, габбро-норит), т.е. имеются признаки расслоенности.

Габбро-нориты и лабрадориты представляют собой темно-серые породы равномернозернистой и порфировидной структуры. Отдельные кристаллы плагиоклаза достигают 5 см, плагиоклаз довольно кислый (54-42% An). В составе темноцветных минералов присутствует гортонолит и гиперстен. Калиевый полевой шпат наблюдается в виде антипертитовых вростков в плагиоклазе и в мезостазисе габбровой структуры.

Формация гранитов рапакиви. В Карелии характеризуемая формация развита в двух массивах (Салминском и Улялегском), приуроченных к зоне сочленения Карельского и Ладожского геоблоков. По времени ее формирования в настоящее время проводят границу нижнего и верхнего протерозоя (Келлер и др., 1977), рассматривая граниты рапакиви как завершающие образования в нижнепротерозойском цикле, но приуроченность массивов к зоне сочленения геоблоков, представляющей собой глубинный разлом мантийного заложения, позволяет высказать сомнение относительно формирования их в условиях угасания тектонической активности, свойственного завершению тектонического цикла. Существует также представление о связи массивов рапакиви с глобальными тектоническими структурами (Bridgwater e.a., 1974; Emslie, 1978, и др.). Представляется более обоснованным связывать становление формации с периодом тектоно-магматической активизации.

Строению, составу и петрологии гранитов Салминского массива посвящена обширная литература (Свириденко, 1968; Хазов, 1973; Шинкарев, Анищенкова, 1973; Левковский, 1975; Никольская, 1975; Никольская, Гордиенко, 1977; Анортозит-рапакиви гранитная..., 1978; Бескин, Ларин, Марин, 1979; Беляев, Львов, 1981; Бескин, Лишневский, Диденко, 1983). Не касаясь общих проблем рапакиви, которые подробно рассмотрены Р.З. Левковским (1975) для Салминского массива, остается проблематичным его строение и соотношение овоидных и безовоидных структурных типов гранитов.

Признавая магматический генезис рапакиви и многофазность Салминского плутона, вышецитируемые исследователи расходятся в представлении о количестве фаз и их соотношении. Первоначально было высказано мнение, основанное на наблюдении непосредственного соотношения в обнажениях, о пятифазном внедрении магмы рапакиви при становлении плутона и рассмотрен механизм внедрения

(Свириденко, 1965). Позднее Р.А. Хазов (1973) высказал представление о трехфазном становлении Салминского массива, а Д.А. Великославинский (1978) – о четырехфазном. Р.З. Левковским (1975) разработана оригинальная модель формирования рапакиви в результате постмагматического метасоматического преобразования пород основного состава. В сводке „Анортозит-рапакивигранитная формация" (1978) большое внимание уделено вопросу о связи рапакиви с основной магмой. Предложена петрологическая модель формирования рапакиви в рамках дальнейшего исследования гранитной системы (Дубровский, 1977).

С.М. Бескин, В.Н. Ларин, Ю.Б. Марин (1979) предложили следующую схему становления Салминского плутона, которая увязывается с предложенной ими обобщенной схемой становления сложных плутонов, включающих редкометальные граниты (от ранних к поздним): А – комплекс роговообманково-биотитовых гранитов рапакиви; Б – лейкогранитов-аляскитов; В – комплекс субщелочных гранитов. Каждый из перечисленных комплексов содержит несколько структурных разновидностей. Ввиду того что выделенные комплексы Салминского плутона в той же последовательности повторяются в других плутонах рапакиви Балтийского щита, авторы считают возможным рассматривать их в ранге интрузивной формации.

Проведенное нами доизучение Салминского плутона позволило прийти к заключению, что Салминский гранитный плутон сформировался в два главных периода. В первый период (первая и вторая фазы; Свириденко, 1968) произошло почти полное формирование массива в его современных контурах. Интрузивы, рассматриваемые ранее как фазы внедрения, можно считать комплексами, поскольку они сопровождаются дайками и малыми интрузиями, близкими по составу к главной фазе внедрения. В частности биотит-роговообманковые граниты рапакиви (выборгиты) содержат тела крупноовоидных гранитов рапакиви с мелкозернистой основной массой, мощность которых местами достигает 150 м, и жилы мелкозернистых аплитовидных гранитов. В равномернозернистых гранитах наблюдаются дайки и штоки близкого по составу мелкозернистого аплитового гранита со шлировидными пегматоидными обособлениями.

В следующий период первой была сформирована интрузия гранитов рапакиви в районе горы Муставаары (питерлит), относимая ранее к третьей интрузивной фазе. Она сопровождается малыми интрузиями крупноовоидных гранитов рапакиви с мелкозернистой основной массой и жилами мелкозернистых аплитовидных гранитов. Вслед за питерлитами сформировались неравномернозернистые, участками порфировидные граниты в западной прикровельной части плутона.

Ранее было показано (Свириденко, 1968), что разновидности овоидных гранитов рапакиви отличаются от гранитов, не содержащих овоидов калишпата, не только по структуре, но и по количеству генераций породообразующих минералов, их составу, химическому составу пород и способу образования. В настоящее время можно добавить, что они принадлежат к разным геохимическим типам. Гра-

ниты рапакиви по содержанию литофильных редких элементов и прежде всего бария сопоставимы с гранитами щелочногранитного типа (Таусон, 1977), не содержащие овоидов калишпат-альбитовые лейкограниты имеют все черты плюмазитовых редкометальных гранитов. Все вышеперечисленное убеждает в необходимости выделить формацию гранитов рапакиви как самостоятельную.

Среди гранитов рапакиви Салминского плутона выделяются две структурных разновидности: выборгит и питерлит.

Биотит-роговообманковый гранит рапакиви (выборгит) представляет собой крупноовоидный гранит. Вкрапленники ортоклаза в нем составляют до 50% породы. Иногда они заключены в олигоклазовую оболочку. В ортоклазовых вкрапленниках наблюдаются редкие включения плагиоклаза, кварца, биотита. Кварц темно-серый, до черного, часто образует округлые выделения размером до 1 см. Основная масса породы состоит из плагиоклаза, кварца, калишпата, роговой обманки, биотита. Структура ее преимущественно крупнозернистая, участками среднезернистая. Содержание темноцветных минералов колеблется от 1 до 14%. Характерной особенностью петрографического состава является наличие нескольких генераций породообразующих минералов.

Питерлит по внешнему облику очень похож на выборгит. Он так же, как выборгит, является крупноовоидным гранитом рапакиви с таким же размером вкрапленников ортоклаза, но в отличие от него в питерлите плагиоклазовая оболочка на калишпатовых вкрапленниках представляет большую редкость. Вкрапленники здесь обычно окаймлены идиоморфными зернами кварца. Одной из отличительных особенностей структуры питерлита является широкое развитие в основной массе гранофировых структур.

Формация онгонитов и литий-фтористых гранитов. Литий-фтористые граниты выделяются как фация плюмазитовых редкометальных лейкогранитов (Таусон, 1977), как геохимический тип (Коваленко, 1977) и как формация (Марин, Скублов, Ванштейн, 1983). При этом Ю.Б. Марин с соавторами, относя формацию фтор-литиевых гранитов к субщелочному лейкогранитовому типу, подчеркивали, что непосредственными предшественниками массивов субщелочных гранитов почти всегда являются крутые дайки и штоки закаленных лейкократовых гранит-порфиров и микрогранитов нескольких генераций (в том числе и онгонитов).

Нами в название формации вводится субвулканический член (онгониты), для того чтобы подчеркнуть малоглубинность гранитоидов и обратить внимание читателя на наличие в докембрии гранитоидных образований, характерных для зрелой континентальной земной коры. Кроме того, глубинные и субвулканические члены данной формации нередко образуют вулкано-плутонические пояса. Настоящая формация нами выделяется на основании исследований последних лет в западной части Салминского плутона и его экзоконтактовой зоне (Люпиковская и Уксинская купольные структуры) и знакомстве с сопоставимыми образованиями

(Haapala, 1977) в Юго-Западной Финляндии. Она объединяет в Северном Приладожье штоки и жилы в пределах Люпикского и Уксинского куполов вместе с „подкупольными" гранитами и глубинной фацией, представленной гранитами четвертой фазы Салминского плутона (Свириденко, 1968). К этой же формации, по-видимому, следует относить и равномернозернистые граниты второй фазы, но для этого мы не располагаем исчерпывающей геохимической информацией. Субвулканическая фация представлена топазсодержащими туффизитами, образующими зону, параллельную Салминскому плутону, протяженностью около 2.5 км, и онгонитами в теле питерлитов близ контакта с неравномернозернистыми гранитами четвертой фазы.

В Юго-Западной Финляндии к рассматриваемой формации относятся граниты Вяккяря штока Эурайоки и топазсодержащие кварцевые порфиры (Haapala, 1977). Литий-фтористые граниты известны также на Аландских островах и в составе массивов рапакиви Вехмаа и Выборгского. Повсеместно они находятся в тесной пространственной ассоциации с гранитами рапакиви и, как правило, являются самыми молодыми образованиями, хотя и размещены в разнообразных структурных типах гранитов.

Жилы и штоки литий-фтористых гранитов среди гранито-гнейсовых куполов в приконтактовой зоне Салминского массива нередко характеризуются зональным строением. Эндоконтактовая разновидность в структурном отношении представляет собой мелко- и среднезернистые, иногда порфировидные породы. Центральные части штоков средне- и крупнозернистые с нередко встречающимися пегматоидными обособлениями. Эндоконтактовые зоны обычно пересыщены кварцем и несут повышенные содержания альбита. Здесь концентрируется главная масса акцессорных минералов: топаз, флюорит, апатит, касситерит, танталит-колумбит, циркон, ильменит, магнетит, гематит, гидроокислы железа. Центральные зоны штоков содержат, напротив, пониженное количество кварца и повышенное калишпата и биотита. По данным бурения устанавливается также сходная вертикальная расслоенность.

Топаз, являющийся типоморфным акцессорным минералом, распределен неравномерно. Максимальное содержание его наблюдается в эндоконтактовых частях штокоподобных тел, где оно достигает 1-5%.

Онгониты в теле питерлитов известны лишь на правом берегу р. Уксунйоки в приконтактовой зоне с неравномернозернистыми гранитами. Они внедряются по двум системам трещин отдельности питерлитов (северо-западной и субширотной), постепенно переходя в мелкозернистые граниты, и по составу отвечают литий-фтористым гранитам. Таким образом, онгониты в составе Салминского плутона можно рассматривать как апикальную часть интрузии неравномернозернистых гранитов, отнесенных ранее (Свириденко, 1968) к четвертой фазе.

Заложение зоны туффизитов предшествовало формированию литий-фтористых гранитов, так как в ряде участков они секутся жилами гранитов. Протяженность отдельных даек туффизитов колеблется

от первых метров до 170 м, мощность от 0,1 до 20 м. В краевой части они переполнены ксенолитами, среди которых кроме вмещающих гнейсо-гранитов присутствуют разнообразные по структуре амфиболиты, амфиболовые сланцы, скарны и граниты рапакиви, что свидетельствует об их значительном вертикальном перемещении. Цементирующая масса большинства туффизитов имеет состав эльванов, отличаясь от онгонитов большей калиевостью и меньшим содержанием литофильных редких элементов. Как и в литий-фтористых гранитах, в их составе встречается акцессорный топаз. Более поздними являются туффизиты, цементирующая масса которых представлена дацитом. В составе их обломочного материала присутствует эльван. Эта разновидность туффизита сопоставима с темными порфиритовыми дайками массива Эурайоки Юго-Западной Финляндии (Haapala, 1977). В юго-восточном окончании зоны в качестве цементирующей основной массы выступает литий-фтористый гранит. Все это свидетельствует о длительном и многоактном формировании зоны туффизитов и о генетической связи ее с литий-фтористыми гранитами.

4. Магматические формации платформенного периода

Здесь нами приводится геологическая характеристика изверженных пород протоплатформенного (ятулийско-вепсского) и платформенного (рифейско-вендского) осадочно-вулканогенных чехлов, рассматриваемых как образования единого класса эндогенных режимов, отвечающего, по классификации В.В. Белоусова (1978), платформенному.

Магматические формации протоплатформенного чехла

В условиях возросшей степени консолидации земной коры времени протоплатформенного и платформенного эндогенных режимов тектонические движения приобрели ярко выраженный сводово-глыбовый характер с охватом значительных площадей, что и явилось главной причиной в заложении вначале обширных седиментационных бассейнов и ареалов проявлений вулкано-плутонизма, а затем становления и развития вулкано-тектонических депрессий (Соколов, 1970; Светов, 1979). Магматические формации времени формирования протоплатформенного чехла представлены толеит-базальтовой и пикрит-базальтовой формациями, входящими в состав прототрапового ряда покровно-силловых ассоциаций (формаций) изверженных пород (Бельков и др., 1976; Богачев и др., 1982).

Толеит-базальтовая формация. По времени формирования данная формация относится к периоду накопления осадочного чехла и объединяет разнофациальные изверженные породы ятулийского, заонежского и вепсского вулканических комплексов близкого вещественного состава (табл. 7). Начало становления формации было связано с излияниями недифференцированных, петрохимически однородных толеитовых платобазальтов на огромных пространствах Центральной, Северной Карелии, Финской Лапландии и Восточной Швеции в течение трех фаз ятулийского вулканиз-

ма (рис. 7). Впервые в истории докембрийского вулканизма вулканические пароксизмы охватили одновременно лавовыми излияниями однородных базальтов столь обширную территорию, следствием чего явилось формирование лавового плато базальтов переменной мощности от 100 до 400 м, лавово-вулканокластические поля которого распространялись на площади более 150 тыс. км^2 (Светов, 1972, 1979).

Трехкратно повторявшийся практически в одних и тех же зонах ятулийский вулканизм повсеместно был связан с деятельностью вулканов трещинного и трещинно-центрального типов с низкой эксплозивностью и носил ареальный характер. Лавовые покровы и потоки всех известных вулканических ареалов представлены массивными, вспененными, шарово-подушечными базальтами, отличающимися исключительно выдержанным вещественным составом. Их интрузивными аналогами являются выдержанные по простиранию близповерхностные силлы, а также дайки габбро-долеритов. Эруптивные центры, поля даек и силлов габбро-долеритов контролируются глубинными и оперяющими их разломами северо-западного простирания шовных зон сочленения Карельского геоблока с Беломорским и Ладожским, а также системой субширотных разломов краевой радиальной флексуры Полканова, начало становления которой относится к среднему ятулию (Светов, 1979). Следствием сопряженности тектонических движений по разломам северо-западного и субширотного направлений, часть из которых была магмовыводящими, явилась не только преимущественная локализация ятулийского вулканизма в краевых частях седиментационных бассейнов, но и заложение вулкано-тектонических депрессий, в которых локализовался последующий заонежский вулканизм.

Лавово-вулканокластические поля Заонежского комплекса Онежской, Янисъярвинской, Туломозерской и Куолаярвинской вулкано-тектонических депрессий состоят из пакетов массивных, микропорфировых плагиоклаз-пироксеновых базальтовых покровов и потоков, чередующихся с пачками туфогенно-осадочных пород (Светов, Голубев, 1975; Kulikov e.a., 1980). С лавовыми полями тесно ассоциируют пластовые силлы габбро-долеритов, занимающие обычно нижние части разрезов эффузивно-пирокластических пород, в околожерловых зонах вулканических построек трещинно-центрального типа (Светов, Гончарова, 1975).

В разрезах лавовых полей Куолаярвинской и Янисъярвинской вулкано-тектонических депрессий локально распространены также серийно-порфировые, гломеропорфировые плагиоклазовые андезит-базальты и их туфы, образующие пакеты эффузивно-пирокластических пород мощностью до 80–90 м. Суммарные мощности вулканических серий в пределах Куолаярвинской депрессии составляют около 900 м, а в Онежской и Янисъярвинской достигают 680–700 м (Светов, Голубев, 1975).

Изверженные породы вепсского вулканического комплекса, представленные единичными потоками афировых базальтов и силлами габбро-долеритов, локально развитыми на территории Западного При-

Таблица 7

Вещественный состав и текстурно-структурные особенности пород толеит-базальтовой формации

Породы	Текстура	Структура	Минералогический состав				Вторичные изменения
			главные минералы	второстепенные минералы	акцессорные минералы	вкрапленники (в %)	
Ятулийский вулканический комплекс							
Амфиболизированные плагиоклазовые порфировые базальты	Массивная, миндалекаменная	Порфировая, пилотакситовая, диабазовая, спилитовая	Альбит (0-8), реликты моноклинного пироксена	Актинолит, хлорит, биотит	Магнетит, циркон, апатит, турмалин	Плагиоклаз (5-10), роговая обманка (8-12)	Хлоритизация, альбитизация, актинолитизация
Амфиболизированные пироксеновые порфировые базальты	Массивная, миндалекаменная, шаровая, пахоэхоэ	Порфировая, диабазовая, спилитовая	Реликты пироксена, плагиоклаз (An 0-18)	Актинолит, хлорит, эпидот	Магнетит, апатит, циркон, пирит, халькопирит	Роговая обманка (до 15)	Пропилитизация, эпидотизация, хлоритизация, гематитизация, актинолитизация
Габбро-долериты	Однородная, шлировая, пегматоидная	Долеритовая пойкилоофитовая, офитовая, гранофировая	Плагиоклаз (5-23), реликты моноклинного пироксена	Кварц, биотит	Титаномагнетит, пирит, халькопирит		Альбитизация, актинолитизация, эпидотизация

Таблица 7 (продолжение)

Породы	Текстура	Структура	Минералогический состав				Вторичные изменения
			главные минералы	второстепенные минералы	акцессорные минералы	вкрапленники (в %)	
			Заонежский вулканический комплекс				
Микропорфировые плагиоклаз-пироксеновые базальты	Массивная, миндалекаменная, шаровая	Микропорфировая, диабазовая, спилитовая	Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) диопсид-авгит	Актинолит, хлорит	Магнетит, пирит, халькопирит, апатит, турмалин	Плагиоклаз (10-15), диопсид-авгит (5-10)	Актинолитизация, хлоритизация
Габбро-долериты	Однородная, шлирово-такситовая, пегматоидная	Долеритовая, офитовая, пойкилоофитовая, гранофировая	Плагиоклаз (олигоклаз-андезин), диопсид-авгит	Кварц, биотит, актинолит	Магнетит, циркон, апатит		То же
			Вепсский вулканический комплекс				
Афировые базальты	Однородная миндалекаменная	Диабазовая, спилитовая	Плагиоклаз (An 50-64), авгит	Хлорит, актинолит	Магнетит, апатит	Микроклин, плагиоклаз, авгит	Хлоритизация, гематитизация
Габбро-долериты	Однородная шлирово-такситовая, пегматоидная	Долеритовая, офитовая	Плагиоклаз (An 50-70) диопсид-авгит, гиперстен	Кварц, биотит, роговая обманка, микроклин	Титаномагнетит, апатит, циркон		Хлоритизация, актинолитизация

онежья и Восточного Заонежья, являются конечными (завершающими) образованиями протоплатформенной толеит-базальтовой формации (Светов, 1979).

Общими особенностями вулканизма времени формирования толеит-базальтовой покровно-силловой формации являются: максимальное площадное распространение эруптивной деятельности; близкий и выдержанный минеральный и химический состав излившихся базальтов, субвулканических силлов и даек габбро-долеритов; трещинный и центрально-трещинный тип вулканических построек; низкая эксплозивность вулканов; широкое развитие субвулканических силлов габбро-долеритов, формировавшихся на стадиях усиления вулканических пароксизмов; смена ареального типа вулканизма на локальный в вулкано-тектонических депрессиях; последовательный спад вулканической активности от начальных к конечным стадиям формирования толеит-базальтовой формации.

П и к р и т - б а з а л ь т о в а я ф о р м а ц и я. Изверженные породы данной формации представлены вулканическими сериями суйсарского комплекса, развитыми главным образом в пределах Онежской, Куолаярвинской вулкано-тектонических депрессий, а также в рифтогенной структуре Ветреного Пояса. Различия в структурно-тектонических условиях формирования указанных вулканических серий нашли отражение как в характере проявлений вулканической деятельности, так и особенностях вещественного состава изверженных пород (табл. 8). Нижняя и средняя части разреза вулканической серии Куолаярвинской депрессии представлены многочисленными чередующимися лавовыми покровами преимущественно афировых, реже плагиоклаз-пироксеновых и плагиоклазовых микропорфировых до гломеропорфировых базальтов, иногда переходящих по составу к андезит-базальтам. Формирование этой части разреза серии, имеющей общую мощность около 650 м, проходило в обстановке спокойных лавовых излияний с низкой эксплозивностью, повидимому, вулканов трещинного типа в условиях устойчивого прогибания ложа депрессии. Покровы пикритовых базальтов в пределах Куолаярвинской депрессии единичны, однако на ее западном продолжении в Финской Лапландии они образуют обширные поля (р-н г. Соданкюля; устное сообщение В.С. Куликова). Интрузивными аналогами базальтов вулканической серии являются многочисленные пластовые (силловые) и крутопадающие тела плагиоперидотитов, залегающие как внутри вулканической серии, так и в подстилающих ее осадочно-вулканогенных породах соваярвинской свиты. Этот пояс субвулканических интрузий структурно совмещен с шовной зоной сочленения Куолаярвинской депрессии с Беломорским геоблоком.

В рифтогенной структуре Ветреного Пояса, развившейся в шовной зоне сочленения Карельского и Беломорского геоблоков, вулканическая серия формации представлена мощной (до 2 км) лавовой толщей чередующихся покровов оливиновых, пироксеновых порфировых базальтов, толеитовых и пикритовых базальтов, а также многочисленными интрузивными телами перидотитов (верлит-лерцо-

Таблица 8

Вещественный состав и текстурно-структурные особенности пород пикрит-базальтовой формации

Порода	Текстура	Структура	Минералогический состав				Вторичные изменения
			главные минералы	второстепенные минералы	акцессорные минералы	вкрапленники (в %)	
Плагиоклазовые порфировые базальты	Массивная, миндалекаменная, шаровая, пахоэхоэ	Порфировая, пилотакситовая, гиалиновая	Плагиоклаз (олигоклаз-андезин)	Хлорит, актинолит	Магнетит, пирит	Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) (10-70)	Хлоритизация, карбонатизация
Пироксеновые порфировые базальты	Массивная, шаровая, брекчированная, вариолитовая	Порфировая, гиалиновая	Авгит	Хлорит, актинолит	Магнетит, пирит, апатит	Авгит (15-60)	Хлоритизация, актинолитизация
Плагиоклаз-пироксеновые порфировые базальты	Миндалекаменная, шаровая, брекчированная, вариолитовая	Порфировая гиалиновая, гломеропорфировая	Плагиоклаз (олигоклаз-андезин), авгит	Хлорит, актинолит	Магнетит	Плагиоклаз (An_{20-40}) (15-20), авгит (10-30)	То же
Пикритовые базальты	Брекчированная, шаровая, миндалекаменная	Порфировая, гломеропорфировая	Авгит, оливин (псевдоморфозы хлорит-серпентина)	Хлорит, серпентин, карбонат	Магнетит, апатит, циркон	Авгит (15-20), псевдоморфозы по оливину (20-40)	Хлоритизация, серпентинизация, гематитизация
Перидотит	Массивная, однородная	Пойкилитовая, гипидиоморфнозернистая	Оливин (20% Fa), бронзит, гиперстен, авгит, плагиоклаз (лабродор)	Тремолит, актинолит, серпентин	Магнетит, хромит		Серпентинизация, амфиболизация, карбонатизация

литовая ассоциация), генетически связанными с эффузивными образованиями.

Изверженные породы пикрит-базальтовой формации в Онежской вулкано-тектонической депрессии, входящей в систему структур краевой радиальной флексуры Полканова, представлены эффузивно-пирокластическими и связанными с ними субвулканическими интрузивными образованиями, распространенными на площади около 2 тыс. км^2.

Сочленяющиеся лавово-вулканокластические поля отдельных вулканических построек центрального типа локализованы исключительно в зоне западного борта депрессии. Продуктами эруптивной деятельности вулканов суйсарской группы явились чередующиеся потоки и покровы плагиоклазовых, плагиоклаз-пироксеновых, пироксеновых порфировых базальтов, пикритовых базальтов, а также их пепловые и агломератовые туфы, включая и их агглютинатовые разновидности. Высокая эксплозивность эруптивной деятельности близко расположенных вулканов обусловила накопление мощных толщ пирокластических отложений, составляющих не менее 35-40% от общей мощности сформированных пород. Суммарные мощности частных серий вулканических построек в целом по суйсарской группе полигенных стратовулканов составляют от 350 до 650-700 м.

Стадийно проявленный вулканизм обусловил трех- и четырехкратное чередование в разрезах лавовых полей потоков и покровов плагиоклаз-пироксеновых, пироксеновых порфировых базальтов с потоками пикритовых базальтов и их туфами. Главной причиной подобного строения лавово-вулканокластических полей, по-нашему мнению, явилось пульсационное поступление высокомагнезиального магматического расплава из внутрикоровых периферических очагов. Признаками функционирования периферических очагов могут служить прежде всего данные о неоднократном чередовании в разрезах вулканических серий однотипно построенных пакетов лавовых потоков переменного состава; наличие реконструированных двойных вулканических построек, сопровождаемых побочными прорывами, зафиксированными питающими каналами потоков пироксеновых порфировых базальтов и пикритовых базальтов; размещение подводящих каналов субвулканических интрузивных силлов серийно-порфировых базальтов и перидотитов в околожерловых зонах вулканических построек; сгущение полей базальтовых и пикритовых даек в зонах эруптивных центров и магмовыводящих каналов (Светов, 1979; Голубев, Светов, 1983).

Широко распространенные в пределах Куолаярвинской, Онежской вулкано-тектонических депрессий и особенно в рифтогенной структуре Ветреного Пояса и ее обрамлении близкие по вещественному составу тела габброидов и перидотитов (верлит-перцолитовая ассоциация) иногда рассматриваются в составе самостоятельной габбро-перидотитовой формации (Кочнев-Первухов и др., 1976). Однако имеющиеся данные по геологическому соотношению пикритовых базальтов и пластовых интрузий перидотитов, являющихся комагматическими аналогами (Онежская депрессия), дают основание рассмат-

ривать их как комплементарные члены одной вулкано-плутонической ассоциации и включать интрузивные тела габброидов и перидотитов в качестве глубинных аналогов эффузивных образований в состав единой пикрит-базальтовой формации.

Общими особенностями пикрит-базальтового вулканизма являются: размещение его ареалов в автономных, но синхронно развивающихся структурах типа вулкано-тектонических депрессий и палеорифтов, отвечающих времени активизации глыбовых движений протоплатформенного фундамента; широкий диапазон вещественного состава пород от андезит-базальтов и кварцевых толеитов до пикритовых базальтов и их интрузивных аналогов перидотитов, являющихся членами глубинной эволюции высокомагнезиального родоначального расплава; высокая напряженность вулканических эрупций с формированием локальных, но достаточно мощных вулканических серий.

Магматические формации платформенного чехла

Ко времени начала формирования рифейского платформенного чехла древней Восточно-Европейской платформы на территории восточной части Балтийского щита относится становление толеит-базальтовой формации, представленной изверженными породами салминского вулканического комплекса.

Толеит-базальтовая формация. Данная формация представлена локальными полями афировых, микропорфировых плагиоклаз-пироксеновых и оливинсодержащих базальтов и их туфов, а также пластовыми силлами и дайками габбро-долеритов и долеритов, которые ассоциируют с красноцветными терригенно-обломочными породами салминской и ненокской свит Пашского и Солозерского грабенов краевой части Балтийского щита.

В пределах Пашского грабена сильно окисленные базальтовые лавы, их шлаковые туфы, сформированные в течение двух фаз вулканической деятельности, имеют суммарную мощность около 250 м, выклиниваются в юго-восточном направлении и не выходят за пределы границ грабена (Кайряк, Хазов, 1967; Тихомиров, Яновский, 1970). Подводящий канал лав представлен габбро-долеритами Хопунваарского некка, расположенного в северо-западной части лавового поля. Габбро-долериты Валаамского силла мощностью до 130 м, ареал которого, по оценке К.О. Кратца, занимает площадь около 2 тыс. км^2, размещаются среди осадочных пород салминской свиты, подстилающих вулканогенную толщу (Кайряк, 1971). Долеритовые дайки сортавалитов, фиксирующие время завершения салминского вулканизма в данном грабене, размещаются в его северо-западной части (Северное Приладожье) и в юго-западном борту.

Микропорфировые плагиоклаз-пироксеновые базальты, агломератовые, лапиллиевые и шлаковые туфы, сопровождаемые пластовыми телами и дайками долеритов, развиты в осевой части юго-восточного окончания Солозерского грабена, входящего в систему структур интракратонного Кандалакшского грабена, по данным бурения

(Станковский и др., 1973), образуют локальное поле общей мощностью не менее 450 м.

На зарубежной части Балтийского щита синхронными образованиями трапповой толеит-базальтовой формации являются осадочные и вулканогенные породы грабенов Мухос и Сатакунта Финляндии (Эскола, 1967; Simonen, 1980), а также прогибов Сильяи, Дала и Нордингро Центральной и Южной Швеции (Гейер, 1967; Oftedahl, 1980). Совокупность вулканогенных образований позднерифейского возраста территории Балтийского щита нами рассматривается в качестве возрастных аналогов волынского траппового комплекса платформенного чехла Русской плиты (Ушакова, 1970).

К числу платформенных вулканогенных образований данной формации следует относить также эффузивно-пирокластическое поле базальтов, локально распространенное среди пород редкинского и котлинского горизонтов венда Онежского полуострова (Станковский и др., 1979).

Исключительно важное значение в изучении эволюции магматизма восточной части Балтийского щита имеет выявление в последние годы в юго-восточном окончании Кандалакшского грабена (Онежский полуостров Белого моря) кимберлитоподобных пород, локализованных на площади около 1 км^2, которые прорывают как отложения верхнерифейской ненокской свиты, так и породы редкинского и котлинского горизонтов венда (Станковский и др., 1979). Признаки кимберлитопроявления в пределах Кандалакшского грабена вызывают необходимость более детального геолого-геофизического изучения глубинного магматизма всей краевой части Балтийского щита.

5. Магматические формации постплатформенной тектоно-магматической активизации

Благодаря тому, что платформенный режим устанавливался на всем Балтийском щите не одновременно, магматические образования, относящиеся к этому периоду, растянуты во времени. С активизацией ятулийской протоплатформы связан не только щелочно-базитовый магматизм, но широко проявлено вдоль ослабленных зон гранитообразование (щелочно-габбровая и мигматит-гранитовая формации). Сформировавшаяся платформа еще не имеет достаточной жесткости. В конце позднего протерозоя-начале палеозоя, после того как устойчивый платформенный режим установился на всей рассматриваемой территории, все известные проявления магматизма формируются в условиях жесткой коры и имеют щелочной уклон.

Щ е л о ч н о - г а б б р о в а я ф о р м а ц и я. На территории Карелии древнейший щелочной магматизм, связанный с протерозойской активизацией, представлен Елетьозерским и Тикшеозерским массивами. Первый из них послужил эталоном для выделения щелочно-габбровой формации (Кухаренко и др., 1969), по типу щелочности принадлежащей натриевому ряду (Орлова, 1978).

Второй массив наряду с чертами сходства с производными этой формации обнаружил и существенные различия.

Массивы приурочены к разломам, оперяющим глубинный разлом на стыке Беломорского и Карельского геоблоков, но Елетьозерский массив субмеридионального, а Тикшеозерский субширотного направления. Оба массива располагаются вдоль восточной границы Пяозерского блок-антиклинория в пределах единой положительной гравитационной аномалии, на фоне которой они фиксируются локальными максимумами (Гришин и др., 1982).

Елетьозерский массив сформировался в условиях субплатформенного режима (Богачев, Зак, 1980) и сочетает в себе признаки трещинных интрузий и интрузий центрального типа (Кухаренко, Орлова, Багдасаров, 1969). По данным А.И. Богачева и С.И. Зака (1980), этот массив представляет собой трубообразное тело, склоняющееся на северо-восток. На поверхности эрозионного среза оно имеет эллиптическое сечение площадью около 100 км^2. Вмещающими породами служат гранодиориты и гнейсо-граниты, в экзоконтактах нередко реоморфизованные.

Общепризнанным является мнение о формировании Елетьозерского массива в течение двух магматических этапов, подразделяющихся на несколько фаз или субфаз (Кухаренко, Орлова, Багдасаров, 1969). В течение первой из них сформировался дифференцированный периферический пояс, занимающий около 90% площади массива. В его составе А.И. Богачев и С.И. Зак (1980) выделяют пять последовательно образовавшихся серий пород: 1) наиболее ранняя серия сидеронитовых пироксенитов, образующих серповидное тело в северной части массива; 2) слабо расчлененная краевая серия мелкозернистого и среднезернистого габбро; 3) сменяющая ее по направлению к центру массива серия крупнозернистого габбро, переходящего в среднезернистое полосчатое габбро; 4) уникально расслоенная, несущая титаномагнетитовое оруденение серия плагиоклазита-перидотита, слагающая внутреннюю часть габброидного пояса; 4) завершающая первый этап серия ортоклазового габбро-слюдистого перидотита. С первым этапом связано также внедрение даек титан-авгитовых плагиопорфиров, диабазов и спессартитов.

Ко второму магматическому этапу становления Елетьозерского массива принадлежат трахитоидные нефелиновые сиениты, слагающие его центральную часть, и генетически связанные с ними щелочные и нефелиновые пегматиты, а также мелкие жилки более поздних бостонитов.

Согласно датировкам K-Ar методом по биотиту габброиды первого этапа формировались в интервале 1910-1820 млн лет, нефелиновые сиениты - 1830-1800 млн лет (Кухаренко, Орлова, Багдасаров, 1969). Общую продолжительность формирования массива А.А. Кухаренко оценивает в 50-75 млн лет и считает Елетьозерский массив самым ранним проявлением щелочного магматизма в закономерно эволюционирующем ряду щелочных формаций Карело-Кольской щелочной провинции.

Выявление В.Д. Слюсаревым (Слюсарев, Кравченко, Козлова, 1975) в 1972 г. в составе Тикшеозерского массива тералитов и бесполевошпатовой серии щелочных пород изменило представление о характере докембрийского щелочного магматизма в Карелии и привлекло внимание к Тикшеозерскому массиву, который принято считать возрастным и формационным аналогом Елетьозерского массива (Богачев и др., 1976).

Тикшеозерский массив включает два разобщенных участка (Шапкозерский и Тикшеозерский), расположенных в 16 км к северу от Елетьозерского массива между озерами Шапкозеро и Тикшеозеро в Лоухском районе Карельской АССР. Массив полностью не оконтурен, но результаты работ ЗГТ в 1974 г. и Института геологии Карельского филиала АН СССР позволяют предполагать, что массив имеет форму открытого на запад полукольца диаметром около 5 км. В нескольких километрах к востоку находится еще один плохо обнаженный Восточный массив. Геофизические данные не исключают их принадлежности к одному интрузиву. Породы, вмещающие Тикшеозерский массив, представлены комплексом гнейсо-гранитов и гнейсо-гранодиоритов. Обнаженный западный контакт, имеющий восточное падение, тектонический. Вмещающие гранитоиды милонитизированы и рассланцованы параллельно плоскости контакта, пироксениты испытали дробление и катаклаз.

По данным В.Д. Слюсарева, А.Н. Кравченко и Н.Е. Козловой (1975), в составе Тикшеозерского массива преобладают титан-авгитовые пироксениты, слагающие около 82-89% его обнаженной площади. Менее распространены габброиды, в том числе тералиты, распространенные в северной части массива (10-15%) и оливиниты (1-2%), образующие небольшие тела, приуроченные к западному эндоконтакту. Пироксениты неоднородны по структурно-текстурным особенностям и составу. По минеральному составу различаются их оливиновые, плагиоклазовые, керсутитовые и биотитовые разновидности. Между ними существуют взаимопереходы. Общая закономерность состоит в исчезновении оливина, увеличении количества плагиоклаза, появлении нефелина, керсутита и биотита от западного контакта Шапкозерского участка в восточном направлении.

Бесполевошпатовые нефелино-пироксеновые породы распространены в северной и юго-восточной частях массива. В одних случаях они имеют магматическую природу, в других развиваются в результате длительно протекавшего процесса нефелинизации, приводящего к развитию характерных такситовых текстур.

Как и в составе Елетьозерского массива, в Тикшеозерском массиве особый магматический этап связан с внедрением сиенитов, по общему облику и составу близких елетьозерским. Ортоклазовые нефелиновые сиениты, содержащие эгирин-авгит образуют мелкие жилы (мощность до 0.6 м), секущие тералиты. Трахитоидные нефелиновые сиениты с лейстовидным развитием альбитизированного микроклина в северной части массива образуют более крупные, пока не оконтуренные тела. Сиениты нередко испытывают катаклаз, рассланцевание и посттектоническую содалитизацию.

В Тикшеозерском массиве встречаются близкие елетьозерским нефелиновые и щелочные пегматиты. В северо-восточной части массива распространены своеобразные полосчатые скаполит-микроклиновые породы, возможно, являющиеся фенитами. Не ясным остается положение в массиве уникальной для щелочных формаций натриевого ряда высококалиевой щелочной породы, по составу соответствующей лейцитовому фонолиту. Своеобразие Тикшеозерского массива и его отличие от обычных представителей щелочно-габбровой формации выражается также в широком развитии разнообразных метасоматитов. Амфиболизация и карбонатизация пироксенитов обычно проявляются в западном эндоконтакте Шапкозерского участка и ее обнаженной части Восточного массива.

К эндоконтактам северной части массива тяготеют щелочные и щелочно-карбонатные метасоматиты. В виде существенных составляющих в них присутствуют в переменных соотношениях алюмокатафорит, канкринит, содалит, кальцит, иногда альбит, нефелин, сфен. Из акцессориев характерно присутствие молибденита. По пироксенитам развиваются также своеобразные высококальциевые породы, по облику и химическому составу близкие апомелилитовым метасоматитам, характерным для массивов формации щелочных ультраосновных пород.

Тикшеозерский массив с производными этой формации сближает присутствие в его составе карбонатно-силикатных пород и карбонатитов. Такие породы образуют цемент эруптивных брекчий, цементируют брекчированные пироксениты или развиваются в виде мелких жил и предположительно жиловидных тел. В виде обломочного материала в них присутствуют практически все породы массива. Брекчии секут тералиты с заключенными в них жилами ортоклазовых сиенитов, рассеченных в свою очередь мелкими жилками с перовскитом и оливином во вкрапленниках.

Силикатная составляющая карбонатно-силикатных пород помимо обломочного материала, различающегося размером обломков и степенью переработки, представлена главным образом магнезиальным биотитом, эгирином, альбитом, иногда содалитом. Принадлежность таких пород к карбонатитам подтверждена данными изотопного анализа кислорода, кальцита, которые обнаружили его эндогенную природу. Карбонатиты Тишкеозерского массива отличаются составом карбонатов (кальцит, марганцовистый кальцит, анкерит, магнезит), содержанием типоморфных для карбонатитов минералов, концентрацией стронция, редкоземельных и некоторых других элементов.

Таким образом, Тикшеозерский массив по геологическому положению, наличию связующих типов пород генетически близок Елетьозерскому массиву, но отличается от него присутствием в составе не свойственных щелочно-габбровой формации щелочных пород, метасоматитов и карбонатитов, что сближает его с производными других щелочных формаций. В настоящее время остается неясным, является ли массив полиформационным или представляет результат длительной эволюции магмы одного формационного типа, тогда понятие о щелочно-габбровой формации должно быть расширено.

Мигматит-гранитовая формация. Позднепротерозойская мигматит-гранитовая формация в пределах Карельского и Беломорского геоблоков выделяется по скудным разрозненным данным, но по своему геологическому положению она относится к более позднему постпротоплатформенному периоду тектоно-магматической активизации в отличие от близкой по составу селецкой формации. Мигматиты и граниты данной формации приурочены к зоне сочленения Карельского и Беломорского геоблоков. Нижний возрастной предел их на площади Карельского геоблока определяется мигматизацией краевой части Елетьозерского массива (Богачев и др., 1963). Абсолютный возраст составляет 1860 млн лет. В пределах Беломорского геоблока с мигматитами этого возраста коррелируются слюдоносные пегматиты. Время становления данной формации, таким образом, отвечает времени проявления регионального метаморфизма и гранитизации свекокарельской подвижной зоны (Ладожский геоблок), и тектоно-магматическая активизация этого периода по своей природе является отраженной (Шеглов, 1968). Имеющиеся сведения о составе гранитоидов данной формации позволяют считать, что они существенно не отличаются от селецких гранитоидов.

Формация ультраосновных-щелочных пород. Формация представлена дайковыми телами слюдяных пикритов в пределах Костомукшского железорудного района. Дайковые тела слюдяных пикритов контролируются зонами тектонических нарушений субмеридионального направления с крутыми (50-85°), преимущественно восточными, углами падения. Протяженность дайковых тел, прослеживающихся вдоль структуры Костомукшского месторождения, составляет 2-3,5 км при мощности 0,5-3,5 м. Вмещающими породами дайковых тел слюдяных пикритов являются образования контокской и гимольской серий, контакты с которыми слюдяных пикритов четкие, ровные, секущие. Текстурных и минеральных изменений в приконтактовых частях даек не отмечается. Дайки имеют однородное внутреннее строение.

Определение абсолютного возраста слюдяных пикритов, проведенное K-Ar методом по флогопиту в ИГГД АН СССР (аналитик Т.В. Кольцова), дало значение 1000-1300 млн лет.

Глава У

ГЛАВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА И ТЕКТОНИКИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

1. Корреляция магматизма Карелии и Кольского полуострова

Благодаря длительным и плодотворным творческим связям Института геологии Карельского филиала АН СССР и Геологического института Кольского филиала АН СССР корреляции магматических формаций Карелии и Кольского полуострова проводилась неоднократно (Бельков и др., 1976; Богачев и др., 1976; Батиева и др., 1981). В настоящее время можно считать скоррелированной последовательность магматических процессов, которая позволяет судить об эволюции тектонического режима в сопоставляемых регионах, а различие в наборе формаций и интенсивности развития свидетельствует о тектонической специфике регионов.

Наиболее ранний (раннеархейский) период магматизма (табл. 9, см. вкл.), отвечающий этапу формирования первичной континентальной земной коры (Батиева и Бельков, 1968), оставил о себе лишь отрывочную информацию, поскольку связанные с ним магматические образования превращены в гнейсы и кристаллические сланцы и не сохранили первичных геологических форм. На Кольском полуострове с этим периодом связывают (Гранитоидные формации..., 1978) становление андезитовой формации среди вулканических образований и интрузивной формации гранодиоритов–тоналитов–плагиогранитов. В Карелии магматизм этого периода на формационном уровне не рассматривается именно по причине слабой сохранности первичных геологических форм. Если рассматривать перемежаемость двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов как первичную слоистость, то можно предполагать преобладание эффузивных образований с варьирующим соотношением основных и средних разновидностей (Володичев, Свириденко, 1979).

Установлены также интрузивные образования основного и среднего состава (Володичев, Король, Семенов, 1978). В современном эрозионном срезе они обнажаются в симатическом типе земной коры. Первично–коровыми образованиями сложен Беломорский геоблок, отдельные блоки в Карельском и Ладожском геоблоках и, судя по петрофизическим данным (Дортман, Магид, 1980; Галичанина, 1980), преобладающая часть архейских образований Кольского и Мурманского блоков. Мы разделяем в этом отношении мнение И.Д. Батиевой (1978), что понятие „кольская серия" в настоящее время довольно неопределенно. Исследователи вкладывают в разрез этой серии неодинаковый объем, часто объединяя разновозрастные

породы. В последнее время (Гранитоидные формации..., 1978) на Кольском полуострове, как и в Карелии, рассматриваемые образования связывают с „диоритовым" слоем земной коры, составляющим фундамент позднеархейской и раннепротерозойской подвижных зон. Только при такой интерпретации корреляция геологических (в том числе магматических) образований Карелии и Кольского полуострова увязывается с геофизическими данными.

Учитывая вышесказанное, нам представляется возможным несколько иначе коррелировать позднеархейский магматизм Карелии и Кольского полуострова. Поскольку на Кольском полуострове (Батиева и др., 1981) позднеархейский тектоно-магматический цикл начинается проявлением основного вулканизма в высокомобильных структурах на границах мегаблоков, подвижную область, видимо, не следует распространять на весь Кольский мегаблок, на площади которого преимущественным развитием пользуются тоналито-гнейсы и гранулиты, по физическим свойствам отвечающие „диоритовому" слою земной коры.

Межблоковый характер разломов, с которыми связан вулканизм начального этапа заложения позднеархейских подвижных зон, по всей вероятности, обусловил их более глубокое заложение по сравнению с разломами, контролировавшими начальный вулканизм позднеархейской подвижной области на территории Карелии. Поэтому вулканизм на Кольском полуострове носит гомодромный характер, в отличие от антидромной его направленности на раннем этапе геологического развития позднеархейской подвижной области Карелии.

Примером может служить последовательность вулканизма детально изученной зоны Колмозеро-Воронья (Вревский, 1983). Начало вулканической деятельности здесь связывается с формированием андезит-базальтовой формации, последовавшей за осадконакоплением в пределах быстро опускающегося бассейна седиментации. Далее следует коматиит-базальтовая формация, сменяющаяся андезит-риолитовой. Узкие межблоковые верхнеархейские подвижные зоны Кольского полуострова, ограниченные глубинными разломами, окаймляются большим числом интрузивных тел основного и ультраосновного состава, не характерных для лопия Карелии. К их числу относится широкопроявленная габбро-анортозитовая (или габбро-лабродоритовая; Юдин, 1980) формация. Массивы формации занимают зоны сочленения Кольско-Кейвского синклинория с Мурманским и Центрально-Кольским блоком, где породами кровли их являются образования кейвской и колмозеро-воронинской серий, зону сочленения Терско-Нотозерского и Центрально-Кольского блоков, а также размещены в краевых частях Сальнотундрово-Колвицкой синклинорной зоны. Внедрение массивов происходило до главной фазы позднеархейской складчатости. К внутренним частям подвижных зон приурочены массивы габбро-норит-перидотитовой формации. Но позднеархейский возраст ее некоторыми исследователями ставится под сомнение (Зак, 1980), поскольку породы формации сконцентрированы главным образом в Сальнотундровском и Колвицком блоках, возраст и природа которых дискуссионны.

Прединверсионный период на Кольском полуострове знаменуется диорит-плагиогранитной формацией, по геологическому положению сопоставимой с габбро-плагиогранитной формацией Карелии. Массивы названных формаций приурочены к краевым частям подвижных зон и претерпели воздействие позднеархейской складчатости, регионального метаморфизма и гранитизации. С началом инверсионной стадии и в Карелии, и на Кольском полуострове связано становление гипербазитовой формации. Массивы формации занимают то же структурное положение, что и массивы диорит-плагиогранитной и габбро-плагиогранитной формаций.

В конце архея (2700-2800 млн лет) как в Карелии, так и на Кольском полуострове произошла стабилизация подвижной области, сопровождающаяся регионально развитым ультраметаморфическим гранитообразованием. При этом в блоках земной коры симатического типа (в стабильных блоках) гранитообразование проявилось как тектоно-магматическая активизация. В вулканогенно-осадочных толщах подвижных зон Кольского полуострова в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма гранитообразование осуществлялось без заметного привноса извне за счет перераспределения вещества внутри толщ (Гранитоидные формации..., 1978), что определило зависимость состава неосомы от состава субстрата и проявилось в латеральной и вертикальной неоднородности мигматитовых комплексов.

В Карелии, где региональный метаморфизм осуществляется в условиях более низких температур и умеренных давлений, явления палингенеза и анатексиса не получили большого развития (Свириденко, 1980). Широким распространением здесь пользуется бластическая перекристаллизация, способствующая образованию автохтонных гранитоидов, состав которых обусловлен составом исходного субстрата. Привнос калия имеет подчиненное значение. Установлена также латеральная неоднородность состава, связанная с латеральной неоднородностью флюидного режима гранитообразования. В стабильных блоках и в Карелии, и на Кольском полуострове гранитообразование шло в условиях привноса подвижных компонентов, прежде всего калия, и в конечном результате возникали эвтектоидные выплавки гранитного состава.

В целом период позднеархейской региональной гранитизации знаменуется формированием первой зрелой коры континентального типа. Впервые формируется гранитно-ультраметаморфический слой. К началу протерозоя Балтийский щит представлял собой единый архейский кратон. На границе архея и протерозоя сформировались первые интрузивные массивы гранитов нормального ряда (массив Карташи в Карелии), фиксирующие условия тектонической стабильности.

В раннем протерозое в пределах Карело-Кольского региона отмечаются проявления вулканизма и разнообразного по составу интрузивного магматизма, классифицируемого как магматизм протоактивизации. Магматизм связан с дизъюнктивной тектоникой. При этом происходит как подновление существующих долгоживущих глу-

бинных разломов, так и формирование новых. Какой-либо закономерности в соотношении основного и кислого магматизма не наблюдается (табл. 9).

Раннепротерозойскому сумийско-сариолийскому кислому (риолитовая формация) и основному (андезит-базальтовая формация) вулканизму, проявившемуся в Карелии в грабенообразных структурах зоны сочленения Карельского и Беломорского геоблоков, на Кольском полуострове возрастными аналогами могут быть андезиты, андезит-базальты, ферробазальты ахмалахтинской свиты Печенгской структуры и базальты, андезит-базальты и дациты стрельнинской серии Имандра-Варзугской структуры (андезит-базальтовая и базальтовая формации). При этом как в Карелии, так и на Кольском полуострове интрузивными аналогами базальтов и андезит-базальтов являются субвулканические и дайковые тела габброидов. Проявления интрузивного магматизма в Карело-Кольском регионе этого периода отмечено габбро-диабазовой, габбро-верлитовой, габбро-щелочной и перидотит-габбро-норитовой формациями.

Наиболее разработанными для Карело-Кольского региона являются принципы корреляции осадочных, осадочно-вулканогенных, вулканогенных и интрузивных образований начиная с рубежа 2300± 100 млн лет. Этому рубежу на Балтийском щите повсеместно соответствует начало периода длительной пенепленизации, глубокого химического выветривания сложноскладчатых и метаморфизованных верхнеархейских и раннепротерозойских толщ. Для ятулия типоморфными образованиями являются толщи аркозовых песчаников, мономиктовых кварцевых конгломератов, мономинеральных кварцитов, органогенных доломитов, пестроцветных филлитовых сланцев и переслаивающихся с ними базальтовых лав. Этот осадочно-вулканогенный комплекс в целом выполняет роль крупного маркирующего горизонта в любых стратиграфических и тектонических построениях, относящихся не только к восточной части, но всей территории Балтийского щита (Гилярова, 1949; Кратц, 1958; Муратов, 1973, 1978; Богданов, 1964; Соколов и др., 1970; Салоп, 1971; Палей, 1973; Семихатов, 1974; Келлер и др., 1977; Keller, 1979; Негруца и др., 1980; Simonen, 1980). Вместе с тем исключительно однообразный и латерально выдержанный петрографический и химический состав нижнеятулийских (микропорфировых плагиоклазовых) и среднеятулийских (амфиболизированных пироксеновых порфировых) базальтов и связанных с ними даек и силлов габбро-долеритов в геологических исследованиях используется в качестве признаков для возрастного расчленения вулканогенных пород Карелия (Соколов и др., 1970; Светов, 1979).

Минералого-петрографические и петрохимические особенности ятулийских излившихся пород за небольшими вариациями сохраняются неизменными во всех ареалах ятулийского вулканизма от Южной (Гирвасская вулканическая зона) до Северной (Куолаярвинская вулканическая зона) Карелии, отмечая близкие палеогеографические и палеотектонические обстановки их образования. В то же время со среднеятулийской фазой вулканизма Карелии связано

формирование на фланговых окончаниях лавовых полей пластовых хемогенно-вулканогенных гематито-кремнистых пород. Их возрастное положение и связь исключительно с образованиями среднего ятулия позволяет стратифицировать и коррелировать разрезы ятулийских образований не только на территории Карелии, но и использовать в качестве коррелятивного признака совместно с другими при сопоставлении вулканогенных толщ Печенгско-Варзугской зоны Кольского полуострова.

Известно, что в ятулийских вулканических ареалах распространены субвулканические пластовые силлы и дайки габбро-долеритов, которые в ряде случаев простираются далеко за пределы останцовых структур, трассируя зоны вулканоконтролирующих разломов. Данные по вещественному составу, геохимическим особенностям (меденосность, титанистость) ятулийских габбро-долеритов и их структурно-тектонической локализации дают возможность выделить их сообщества из полей разновозрастных базальтовых даек, широко распространенных среди пород гранито-гнейсового фундамента. Такой методический подход к выделению позднепротерозойских даек в областях глубокого эрозионного среза открывает возможности проведения здесь палеовулканических реконструкций и реставрирования эродированных вулканических полей.

Перечисленные коррелятивные признаки осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород Карелии служат основанием для сопоставления терригенно-обломочных и вулканогенных пород ятулийского комплекса Карелии с осадочными и вулканогенными породами куэтсъярвинской и коласйокской свит печенгской, полисарской и умбинской свит Имандра-Варзугской структуры, имеющими некоторые общие особенности минерального и химического состава, а также предшествовавшие их накоплению перерывы, зафиксированные корами химического выветривания. Не исключена и более дробная корреляция на уровне сопоставления раннеятулийских образований Карелии с куэтсъярвинскими и полисарскими, а средне-верхнеятулийских с коласйокскими и умбинскими. На возможность прямой корреляции, например, среднеятулийских базальтов с умбинскими указывает, в частности, их повышенная меденосность (Зильбер, 1972; Светов, 1972), а с куэтсъярвинскими - наличие гематитовых рудных сланцев среди мелководных терригенно-обломочных пород.

Вместе с тем, отмечая возможную синхронность образования рассматриваемых свит, следует указать и на их различия, особенно существенные в химических составах излившихся пород. Если в ятулии Карелии повсеместно распространены недифференцированные однородные платобазальты с несколько повышенной общей щелочностью, железистостью и титанистостью, то в синхронных им вулканогенных породах Печенгско-Варзугской зоны отмечается большее разнообразие пород, включающее помимо железистых базальтов, андезит-базальтов, также вулканогенные породы среднего и кислого составов и реже породы с повышенной магнезиальностью (пикритовые базальты). Отмеченные различия в составах сравниваемых по-

род свидетельствуют не только о различной степени глубинной эволюции родоначального расплава, но и разных структурно-тектонических условиях проявления вулканической деятельности.

Если ареальный ятулийский вулканизм в Карелии являлся структурно сопряженным с разломами, ограничивающими крупные наложенные седиментационные бассейны, то синхронный ему вулканизм Печенгско-Варзугской зоны локализовался исключительно в линейной структуре глубинного заложения, являвшейся долгоживущей зоной магматической проницаемости.

Важнейшими особенностями последующего за ятулийским заонежского вулканизма в Карелии являются высокая однородность и незначительные вариации химического состава излившихся афировых и микропорфировых пироксен-плагиоклазовых базальтов, а также связанных с ними комагматичных силлов и даек габбро-долеритов, постоянно ассоциирующих с углеродсодержащими вулканогенно-осадочными, пирокластическими образованиями, включая хемогенно-кремнистые и кремнисто-карбонатные. Исходя из последовательности в разрезе вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород Печенгско-Варзугской зоны синхронными образованиями заонежскому вулканизму Карелии здесь могут рассматриваться осадочные и осадочно-вулканогенные породы пильгуярвинской свиты и вулканогенные породы панареченской свиты. В их составе развиты также типоморфные для региона углеродсодержащие алевролиты, рассматриваемые как литологические аналоги шунгитовых пород Карелии, базальты с повышенным содержанием хрома и никеля и силлы габбро-диабазов, являющиеся интрузивными аналогами излившихся пород. В целом сопоставимой является и мощность указанных вулканогенных и осадочно-вулканогенных свит.

В синхронизации суйсарского вулканизма Карелии и Кольского полуострова наиболее широко распространенной является корреляция суйсарских вулканогенных пород Онежской депрессии и Ветреного Пояса Карелии с вулканогенной частью разреза пильгуярвинской свиты Печенгской структуры (Гилярова, 1972; Проблемы геологии докембрия..., 1976). Основанием к такой корреляции служит прежде всего наличие в подстилающих породах углеродсодержащих алевролитов и широкое развитие высокомагнезиальных пикритовых базальтов. Вместе с тем четвертая вулканогенная толща Печенги обладает рядом существенных отличий от суйсарских вулканогенных образований Карелии, главное из которых заключается в широком спектре составов пород от пикритовых базальтов до продуктов кислого состава. Не исключено также, что в пределах Кольского полуострова суйсарский вулканизм проявлялся в более напряженной форме и охватывал также период накопления осадочных и вулканогенных образований южнопеченгской свиты в Печенгском синклинории и частично панареченской и томинской свит Имандра-Варзугской грабен-синклинали. Общим для данного цикла вулканизма Карело-Кольского региона является преимущественная локализация эруптивной деятельности в узких и протяженных вулканотектонических депрессиях и палеорифтах, широкое развитие интру-

зивных и дайково-силловых образований ультраосновного состава (габбро-перидотитовая, габбро-верлитовая формации) с никелевым промышленным оруденением и минерализацией, повышенная степень дифференцированности вулканических серий, наличие никель-хромовой геохимической специализации базальтов, деятельность вулканов центрального типа, довольно высокий уровень их эксплозивности и повышенная роль хемогенно-вулканогенных кремнистых, кремнисто-карбонатных отложений (Скуфьин, Кравцов, Николаева, 1976; Светов, 1979; Геология, магматизм и оруденение..., 1982).

Вепский вулканизм, зафиксированный в Южной Карелии локальным развитием единичных покровов толеитовых базальтов, даек и силлов габбро-долеритов в Онежской вулканогенно-тектонической структуре, на территории Кольского полуострова достоверно не выявлен. Однако синхронными ему здесь могут быть дайки габбро-долеритов, оливиновых базальтов, секущих все вулканогенные толщи Печенгско-Варзугской зоны.

Завершающий период раннего протерозоя в пределах Карело-Кольского региона характеризуется широким и разнообразным проявлением процессов гранитообразования. К этому периоду относится стабилизация свекокарельской подвижной зоны (Ладожский геоблок) с формированием мигматит-гранитовой позднеорогенной и гранитовой посторогенной формаций. В пределах Карельского геоблока в условиях тектоно-магматической активизации в зоне сочленения с Беломорским геоблоком локально проявлены зоны мигматизации и гранитизации. В Беломорском геоблоке также одновременно с наложенной складчатостью развиваются мигматиты и небольшие тела гранитов, с которыми генетически связаны пегматиты. Этот период на Кольском полуострове в отличие от Карелии знаменуется широким развитием кислого интрузивного магматизма.

Он представлен формациями щелочных гранитов и сиенитов, гранодиорит-гранитов и лейкократовых гранитов и аляскитов, сформировавшихся после завершения вулканической деятельности в Иманд-ра-Варзугской зоне.

Формация щелочных гранитов и сиенитов (Батиева, 1976; Гранитоидные формации..., 1978) включает как гранитоидные, так и близкие с ними по возрасту, геологическому положению и составу щелочные породы. Интрузии щелочных гранитов приурочены к зонам глубинных разломов, заложенных еще в верхнем архее. Характерна тесная пространственная ассоциация щелочных гранитов с габбро-анортозитами и габбро-перидотитами. Щелочные граниты прорывают породы нижнепротерозойских массивов основных и ультраосновных пород (Панский, Цага, Почерьявр) и в свою очередь секутся дайками верхнепротерозойских долеритов (Каютыгский массив) и палеозойских пикритовых порфиритов.

В составе формации гранодиорит-гранитов объединены Лицко-Арагубский диорит-гранитовый комплекс, Юовоайский гранитоидный комплекс и граниты Гийварского массива (Гранитоидные формации..., 1978). Пояс гранитных интрузий Лицко-Арагубского комплекса приурочен к Юовоайско-Урагубскому глубинному разлому северо-

восточного простирания, пересекающему Кольский и Мурманский блоки. Изотопный возраст гранитов, определенный Rb-Sr и U-Th-Pb изохронными методами, составляет 1755±25 и 1840±50 млн лет. Комплекс характеризуется сложным многофазным строением. Граниты активно взаимодействуют с вмещающими породами, образуя широкую гамму приконтактовых разновидностей пород.

Юовоайский комплекс западной части Кольского полуострова расположен на пересечении двух зон глубинных разломов. В состав его входят два массива – Юовоайский и горы Учабюоайв – и пояс гранит-порфировых даек. Юовоайский массив сложен лейкократовыми плагиомикроклиновыми гранитами в эндоконтактовой зоне сильно альбитизированными и превращенными в натровые апограниты. Формирование его завершается образованием кустов кварцевых и грейзеновых жил. Массив горы Учабюоайв представляет собой шток сильно измененных (альбитизированных) гранит-порфиров (топазовых апогранитов) и грейзенов.

Формация лейкократовых гранитов и аляскитов развита преимущественно в центральной и юго-восточной частях Кольского полуострова (массивы Стрельнинский, Лявозерский, Контозерский и др.). Нижний возрастной предел формации определяется воздействием лейкократовых гранитов на щелочные граниты. Радиологический возраст ее, установленный свинцово-изохронным методом, составляет 1840±30 (100) млн лет. Все массивы формации постскладчатые, размещение их контролируется зонами разломов. Форма большинства массивов штокообразная, местами в них установлены признаки альбитизации и грейзенизации.

Рифейско-вендский магматизм, связанный с тектонической активизацией в ходе формирования платформенного чехла Карело-Кольского региона, коррелируется достаточно уверенно (Проблемы геологии докембрия..., 1976). Толеитовым базальтам Карелии, обладающим повышенной щелочностью, титанистостью и железистостью, и связанным с ними силлам и дайкам габбро-долеритов салминского вулканического комплекса на Кольском полуострове соответствует дайковый комплекс долеритов, трахидолеритов, распространенный преимущественно в пределах Мурманского блока и по побережью Баренцова моря. Вулканогенные образования рифейского возраста на Кольском полуострове не обнаружены (Вулканиты раннего докембрия..., 1980).

Палеозойская (постплатформенная) тектоно-магматическая активизация Балтийского щита в пределах Карело-Кольского региона выразилась в развитии щелочного магматизма вдоль протяженных зон глубинных разломов. На Кольском полуострове известны как проявления вулканизма, так и интрузивного магматизма (Щелочно-базальтовая, щелочно-ультраосновная формации и формация нефелиновых сиенитов), в Карелии – только интрузивного магматизма (формация ультраосновных щелочных пород).

2. Магматизм Финляндии

Карельский геоблок

В Финляндии, так же как и в Карелии, для различных геоблоков устанавливается своя последовательность магматизма. Магматизм в западной, краевой, части Карельского геоблока на финской территории в главных своих чертах сопоставим с магматизмом остальной (*большей*) части Карельского геоблока Карелии. В Южной Финляндии наблюдаются те же закономерности в последовательности магматических процессов, что и на советской территории в пределах Ладожского геоблока.

Геологические образования в западной (финской) части Карельского геоблока представлены преимущественно архейскими гнейсами основания и сланцевыми поясами Суомуссалми–Кухмо и Киихтелюсваара–*Иломантси, вместе составляющими докарельский фундамент.*

Гнейсы основания изучены в Финляндии слабо. Сведения об их составе имеются в годичных докладах Геологического института Финляндии и в обзорных статьях по Восточной Финляндии (Симонен, 1977; Gaal e.a., 1978; Simonen, 1980). А. Симонен большинство гнейсов основания рассматривает как ортогнейсы – первично-средние и кислые плутонические породы, колеблющиеся по составу *от кварцевых диоритов до богатых калием гранитов.* Предполагается, что более кислые типы этих пород пронизывают более основные. Приводятся доказательства переработки гнейсов основания свекокарельской складчатостью.

Г. Гаал (Gaal e.a., 1978) в составе комплекса основания выделяет три генерации гранитоидных пород. Ассоциация гранитоидов первой генерации представлена мигматитами. При этом отмечается, что породы часто имеют характерные особенности парагнейсов с постепенным переходом в кварц-полевошпатовые гнейсы, слюдяные и роговообманковые гнейсы. Лейкогранодиориты или трондъемиты второй генерации имеют плутонический внешний облик. Гранодиориты-трондъемиты рассматриваются как продукты палингенеза при ультраметаморфизме гранитоидных пород первой генерации, которые поднялись из более глубоких частей инфраструктуры и остановились под покрышкой *зеленокаменного пояса. В качестве типичного* представителя гранитоидов второй генерации рассматриваются гранодиориты Суомуссалми и Иломантси, которые секут сланцы зеленокаменного пояса. По обеим породам уран-свинцовым изохронным методом по циркону получен возраст 2800 млн лет. Третья генерация представлена поздне- или посткинематическими калиевыми гранитами. Из этих гранитов (район Иломантси) уран-свинцовым изохронным методом по циркону *определен возраст около 2650 млн* лет.

Личное наблюдение в 1981 г. комплекса основания в Восточной Финляндии позволило составить общее представление о нем и провести общую корреляцию с ранее изученным его продолжением в Западной Карелии (Свириденко, 1974). В последние годы финские

геологи по аэромагнитной и гравитационной картам в гнейсах основания выделяют блоки гранулитового комплекса. Как и в Западной Карелии (Свириденко, 1974), в геофизических полях они фиксируются положительными аномалиями. Один из таких блоков нам удалось наблюдать в районе оз. Варпасьярви при содействии И. Паавола – сотрудника петрографического отдела филиала Геологического института Финляндии в Куопио. Преобладающими породами данного блока являются кордиерит-кианитовые, силлиманит-кордиеритовые, гранат-силлиманитовые гнейсы и корундсодержащие гиперстеновые гнейсы, которые рассматриваются как парагнейсы. В подчиненном количестве присутствуют двупироксеновые гнейсы. Породы данного комплекса имеют определенное сходство с гранулитовым комплексом северо-западной части Кольского полуострова (кольская серия) и с побужским комплексом Украинского щита (Лазько и др., 1975).

Возраст гранулитового метаморфизма р-на оз. Варпасьярви оценивается около 2700 млн лет. Й. Паавола считает, что он является наложенным. Ранний метаморфизм осуществлялся также в условиях гранулитовой фации, но при более высокой температуре. Породы гранулитового комплекса испытали наложенную гранитизацию по ослабленным зонам.

Одной из характерных разновидностей комплекса основания являются серые полосчатые тоналито-гнейсы. В Финляндии, пользуясь терминологией К. Минерта, их называют строматитовыми гнейсами. Они широко распространены в западной, краевой части Карельского геоблока. По внешнему облику строматитовые мигматиты сопоставимы с мигматитовым комплексом диафторированных гранулитов Западной Карелии и Беломорского геоблока (Свириденко, 1974; Володичев, 1975).

В краевых частях сланцево-зеленокаменных поясов наблюдаются мигматит-гранитовые образования с реликтами вулканогенно-осадочных пород, аналогичных породам сланцево-зеленокаменных поясов. При этом, как и в Карельской части геоблока, ультраметаморфизм накладывается как на нижнюю, так и на верхнюю части стратиграфического разреза.

Как и в карельской части Карельского геоблока, вулканизм сланцево-зеленокаменных поясов Финляндии (кухмоид) начинается с проявления андезитового вулканизма (группа Луома). Преобладающими породами этой группы являются вулканиты среднего и кислого состава и их туфы. В подчиненном количестве встречаются метабазальты. Изотопный возраст оценивается около 3 млрд лет (Simonen, 1980). Андезитовый вулканизм сменяется во времени коматиит-толеитовым. При этом базит-ультрабазитовый вулканизм начинается с излияния толеитовых базальтов, за которыми вверх по разрезу следуют перидотитовые, затем пироксенитовые коматииты и, наконец, туфы ультраосновного и основного состава. Таким образом, в пределах кухмоид, так же как и в Центральной Карелии (Серноколчеданные..., 1978; Рыбаков и др., 1979), вулканизм на ранних этапах развития верхнеархейской подвижной области носит антидромный характер. На позднем этапе развития кух-

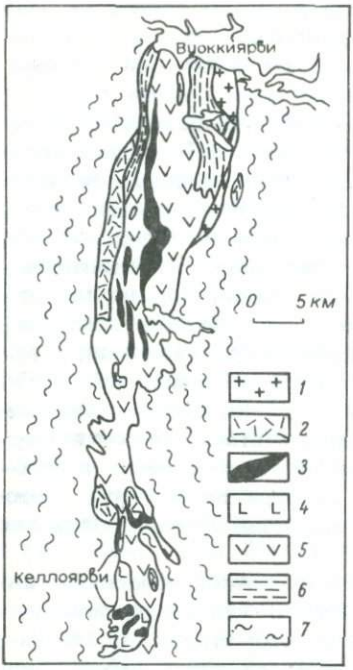


Рис. 21. Схема строения кухмоид Финляндии (р-н оз. Келлаярви–Вуоккиярви). Составлена Л.П. Свириденко по материалам фирмы „Rantaruukki Oy" и личным наблюдениям.

1 – плагиомикроклиновые граниты; 2 – умереннокислые гранитоиды плагиогранитной серии; 3 – метагаббро, метагаббро-диабазы; 4 – серпентиниты, тальк-карбонатные породы; 5 – метавулканиты основного состава; 6 – вулканогенно-осадочные породы среднего и кислого состава; 7 – нерасчлененные ультраметаморфические образования.

моид после частичной инверсии наблюдается проявление вулканизма среднего и кислого состава, сменяющегося толеитовым. С последним связано также формирование перидотитовых коматиитов и их туфов. Проявление базитового вулканизма на поздних стадиях развития позднеархейской подвижной области не типично, но в отдельных локальных структурах Центральной Карелии он имеет место (Хаутаваара, Бергаул, Койкары).

Интрузивный магматизм кухмоид также сопоставим с позднеархейским интрузивным магматизмом зеленокаменных поясов Карелии. Примером может служить зеленокаменный пояс Кухмо–Суомуссалми (рис. 21). В залегающей среди мигматит-гранитов реликтовой вулканогенно-осадочной толще наблюдаются многочисленные интрузии, состав которых меняется от ультраосновного до кислого. При этом к краевой части приурочены преимущественно умеренно кислые гранитоиды и граниты нормального ряда, а в центральной части среди основных вулканитов широко распространены интрузии метагаббро и метагаббро-диабазов. Встречаются также серпентиниты и тальк-карбонатные породы. Метагабброиды прорывают ультраосновные породы. Возраст метагаббро и метагаббро-диабазов, определенный по циркону свинец-свинцовым методом, колеблется в интервале 2750–2700 млн лет (устное сообщение Й. Паавола).

Умеренно кислые интрузивные гранитоиды плагиогранитной серии секут метагаббро. Как правило, они катаклазированы и участками содержат порфиробласты микроклина, что позволяет предполагать их внедрение до регионального метаморфизма и мигматизации. Возраст их, определенный по циркону тем же методом, составляет 2700 млн лет. Необходимо отметить, что среди рассматриваемых образований кроме интрузивных магматических пород нами наблю-

дались гранодиориты и кварцевые диориты с многочисленными реликтами амфиболовых гнейсов, которые представляют собой частично перемещенные ультраметаморфические породы, контактирующие с супракрустальными породами зеленокаменного пояса. К ним относятся гранодиориты-кварцевые диориты Суомуссалми, сопоставляемые Г. Гаалом со второй генерацией гранитоидов комплекса основания. Макроскопически они представляют собой порфиробластический гранодиорито-гнейс с многочисленными реликтами амфиболита. Порода изобилует микропрожилками эпидота. Определение изотопного возраста по циркону свинец-свинцовым методом дало 2680 млн лет, тем же методом из содержащейся в нем жилы пегматита - 2640 млн лет (устное сообщение Й. Паавола).

Граниты нормального ряда в краевой части зеленокаменного пояса называются финскими геологами позднеорогенными. Контакты их с вмещающими породами интрузивные, секущие структуры вмещающих пород. Изотопный возраст гранитов оценивается 2600-2500 млн лет. Характерной особенностью их является повышенное содержание флюорита. По геологическому положению и составу рассматриваемые граниты сопоставимы с гранитами позднеархейской гранитной формации Карелии. Габбро и умеренно кислые интрузивные гранитоиды натровой серии по геологическому положению сопоставимы с соответствующими по петрографическому составу породами позднеархейской габбро-плагиогранитной формации Карелии. Менее определенным является верхний возрастной предел ультраосновных интрузивных пород, залегающих в толще метавулканитов основного состава.

Так же как и на советской части Карельского геоблока, на территории Финляндии вслед за интрузивным магматизмом последовали проявления сумийского кислого (риолитовая формация) и сариолийского основного (андезит-базальтовая формация) вулканизма. В Финской Лапландии, по нашим наблюдениям в 1979 г., в разрезах, демонстрированных А. Силвеннойненом, кислый сумийский высокоэксплозивный вулканизм зафиксирован в районе г. Куусамо (оз. Кунтиярви) маломощной до 70-80 м лавово-пирокластической толщей двухкратного чередования агломератовых туфов, лавобрекчий, агглютинатов и тефроидных конгломератов дацит-риолитового состава, залегающей с корой выветривания и базальными элювиальными брекчиями в основании на гранито-гнейсовом фундаменте. Лавово-пирокластическое поле этого района нами рассматривается в качестве краевой части обширной области кислого вулканизма, охватившей значительную территорию Северной Карелии (Панаярвинская структура), где общие мощности кислых изверженных пород превышают 300-350 м. В целом данная вулканическая область реставрируется в виде депрессии шириной 60-80 км, прослеживающейся в северо-западном направлении на протяжении до 400 км из Центральной Карелии (Лехтинская и Гайкольская структуры) далее в Северную Финляндию и, вероятно, Швецию. Структурно депрессия приурочена к зоне сочленения Карельского и Беломорского геоблоков. На остальной части Карельского геоблока кислые вулканоген-

ные породы, синхронные по времени формирования сумийским образованиям риолитового состава Карелии, финскими геологами не выделяются.

Андезит-базальтовая формация сариолия на финской части Карельского геоблока имеет также ограниченное распространение лишь в окрестностях г. Куусамо (формация greenston I; Silvennoinen, 1972), на высоте Муставаара в Северной Финляндии и в структурной зоне Пуоланка Центральной Финляндии (Laajoki, 1973). В разрезах сариолийских эффузивно-пирокластических образований озер Кунтиярви и Колванки (к северо-востоку от г. Куусамо), с которыми мы были ознакомлены в 1979 г. А. Силвеннойненом, выделено значительное число лавовых потоков массивных, вспененных, брекчированных и шарово-подушечных базальтов и андезит-базальтов, имеющих общую мощность до 500 м, среди которых отмечены альбитовые миндалекаменные базальты маркирующего горизонта, *столь характерные для сариолийских лав Карелии* (Светов, Голубев, 1972). По сообщению К. Лаойоки, базальты этого маркирующего горизонта распространены также в зоне Пуоланка. В указанных районах сариолийские вулканогенные образования обладают близкими особенностями вещественного состава, сходными текстурно-структурными признаками, наличием в основании горизонта эллювиальных брекчий коры выветривания, а в кровле - грубообломочных зеленокаменных и гранитно-зеленокаменных туфоконгломератов и конгломератов, что является характерными особенностями разрезов сариолийских пород восточной части Балтийского щита.

Лапландский ареал андезит-базальтового вулканизма в Финляндии, по нашим представлениям, является составной частью поля сариолийских лав Панаярвинской вулканической зоны, принадлежащей вулкано-тектонической структуре (глубинно-компенсированному грабену), размещавшейся в северной части Центрально-Карельского сводового поднятия. В то же время небольшое по площади поле сариолийских базальтов зоны Пуоланка структурно локализовано в южной части этого поднятия, вероятно, в самостоятельной вулкано-тектонической структуре.

Таким образом, особенности структурно-тектонического размещения ареалов сумийского риолитового и сариолийского андезит-базальтового вулканизма отражают общие закономерности локализации кислого и основного вулканизма в глубинно-компенсированных депрессиях (грабенах), связанных с формированием Центрально-Карельского сводового поднятия в осевой части Карельского геоблока (Хейсканен, Голубев, Бондарь, 1977).

Гнейсы основания Карельского геоблока на территории Финляндии, так же как и на советской территории, содержат большое количество протерозойских интрузий, которые характеризуют магматизм стабильных зон в периоды тектоно-магматической активизации. Досвекокарельскую тектоно-магматическую активизацию представляют расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии северной краевой части Карельского геоблока, составляющие единый пояс с Олангскими расслоенными интрузиями Карелии (Лавров, 1979; Alapieti

e.a., 1979; Alapieti, 1982). Массивы залегают в породах досвекокарельского фундамента. Верхний возрастной предел их определяется тем, что они перекрываются свекокарельскими вулканогенно-осадочными образованиями. Изотопный возраст комплекса, определенный уран-свинцовым методом по циркону, составляет 2436± ±5 млн лет. Так же как и Олангские интрузии, рассматриваемые массивы разбиты на отдельные блоки. Они представляют собой лополитоподобные тела с отчетливо проявленным макрослоистым и ритмично-слоистым строением. Внутренняя структура комплекса представлена тремя принципиальными разновидностями: краевые серии, расслоенные серии и гранофиры. Характер расслоенности и состав зависят от многих факторов и подробно охарактеризованы Т. Алапиети. Отличительной чертой комплекса Коилисмаа является широкое развитие гранофиров в средней и верхней зонах расслоенных серий. По составу гранофиры соответствуют щелочно-полевошпатовому граниту. Породы обычно порфировидные. Вкрапленники представлены альбитом, основная масса состоит из гранофировых срастаний кварца и калишпата.

Типичным представителем магматических образований стабильных зон являются протерозойские интрузии гранитов нормального ряда в досвекокарельском фундаменте. Интрузии отличаются по размеру и времени внедрения. К ним относятся как крупные плутоны, так и небольшие трещинные интрузии. Изотопные датировки колеблются в широком интервале геологического времени (2600-1850 млн лет). Типичным примером являются граниты г. Каяни с изотопным возрастом 1850 млн лет. Состав их варьирует от аляскитов до гранитов нормального ряда. Широким распространением пользуются пегматоидные разновидности. С гранитами генетически связаны редкометальные пегматиты, содержащие калишпат, кварц, мусковит, гранат, турмалин. Кроме главных минералов в их составе иногда встречаются берилл, бертрандит и молибденит.

Уникальным раннепротерозойским представителем магматизма стабильных зон является карбонатитовый комплекс Силинъярви (Simonen, 1980). Этот комплекс образует протяженное вертикальное плитоподобное тело в гнейсах досвекокарельского фундамента. Главные типы пород в разрезе интрузии представлены глиммеритом, сиенитом и карбонатитом. Зона фенитизации вокруг карбонатитового комплекса проявлена слабо. Карбонатит интрудирует глиммерит, образуя смешанные породы. Наиболее распространенными являются глиммерит-карбонатитовые породы, содержание карбонатита в которых колеблется от 5 до 25%. Главными минералами глиммерита являются щелочной амфибол (ричтерит) и апатит. Возраст комплекса, определенный калий-аргоновым методом по ричтериту, составляет около 2500 млн лет.

В краевой части Карельского геоблока южнее оз. Оулуярви встречаются свекофеннские габбро и тоналиты, представляющие типичный пример отраженной активизации.

Новые геологические данные по последовательности пород в разрезах, особенностям вещественного и химического состава, радио-

логическим датировкам изверженных пород карельского возраста зарубежной части Балтийского щита позволяют достаточно обоснованно проводить их корреляцию с нижнепротерозойскими осадочно-вулканогенными и вулканогенными толщами советской части щита. На финской части Карельского геоблока (см. рис. 1) ятулийский вулканизм периода формирования протоплатформенного чехла в наиболее активной форме был проявлен в Лапландии. В пределах Лапландского седиментационного бассейна, являющегося северо-западным продолжением обширного Карельского эпиконтинентального бассейна, вулканически активными зонами явились Киттеля-Соданкюля и Кеми-Рованиеми. Здесь нижне-среднеятулийские базальтовые лавы, связанные с ними хемогенно-вулканогенные и пирокластические образования, силлы габбро-диабазов образуют поля общей мощностью до 250-350 м с постепенным выклиниванием, как это следует из исследований финских геологов в юго-западном и западном направлениях. К флангам вулканических зон отмечается увеличение роли вулканогенных хемогенных осадочных пород, включая железисто-кремнистые осадки (Silvennoinen; 1972; Silvennoinen e.a., 1980; Havola, 1980; Honkamo, 1980). Ятулийский вулканизм здесь, так же как и в Карелии, характеризовался слабой эксплозивностью, излияниями покровных базальтов и формированием пластовых, пластово-секущих тел габбро-долеритов, сохраняя при этом свойственные им текстурно-структурные, петрохимические и геохимические особенности. Времы ятулийского вулканизма и синхронного ему осадконакопления по изотопным датировкам относится к периоду 2250-2000 млн лет (Wampler, Kulp, 1962; Perttunen, 1980; Hiltunen, 1982).

На территории Центральной Финляндии большая часть Карельского геоблока явилась областью слабого проявления ятулийского вулканизма, следы которого с возрастом 2050±50 млн лет устанавливаются в районе Пуоланка в виде единичных лавовых потоков базальтов и интрузий альбитовых габбро-долеритов (Sakko, 1971; Laajoki, 1973).

Локальные поля базальтов раннеятулийской фазы излияний известны также в краевой, юго-западной, части Карельского геоблока в зоне гранито-гнейсовых куполов окрестностей г. Куопио и в районе Йоэнсу-Киихтелюсваара, где они представлены единичными покровами афировых вспененных и окисленных базальтов и рудными силлами и дайками габбро-долеритов. Мощность вулканогенных пород здесь не превышает 70-80 м (Вяюрюнен, 1959; Pekkarinen, 1979). На остальной части Карельского геоблока в пределах Финляндии финскими геологами ятулийские и последующие вулканогенные породы в разрезах супракрустальных толщ не выделяются. Однако не исключено, что ряд дайковых полей габбро-долеритов района Иисалми (окрестности оз. Варкасъярви) и Йоэнсу, известных по работам Х. Вяюрюнена (1959), О. Нюканена (Nykänen, 1971), являются одновозрастными с дайковыми образованиями заонежского вулканического комплекса.

Свекофеннский геоблок

Архейские магматические образования в пределах Свекофеннского геоблока встречаются лишь в ядрах купольных структур и представлены ортоамфиболитами. В основном же в современном эрозионном срезе здесь развиты протерозойские вулканогенные и интрузивные образования.

Корреляция супракрустальных карельских вулканогенных и осадочно-вулканогенных толщ восточной (советской) части Балтийского щита (Карельский геоблок) с подобными свекофеннскими образованиями западной части щита (Свекофеннский геоблок) является одной из наиболее сложных проблем современной докембрийской геологии (Кратц, 1961). От решения этой проблемы зависит прежде всего восстановление истории геологического развития региона, реконструирование палеотектонических обстановок и в конечном счете разработка вопросов металлогении и локального металлогенического прогноза. В 1960–1970-х годах как советскими, так и финскими и шведскими геологами получены новые данные, позволяющие более обоснованно проводить стратиграфические сопоставления осадочных, вулканических и плутонических образований большей части Балтийского щита, основываясь на результатах литолого-стратиграфических и радиологических исследований (Тугаринов, Бибикова, 1980; Mutanen, 1976; Pekkarinen, 1979; Simonen, 1980).

Разработке коррелятивных соотношений карельских и свекофеннских образований, сближению взглядов на последовательность их образования прежде всего способствовало проведение в 1979 г. (г. Куусамо, Финляндия) советско-финского симпозиума по геологии ятулия восточной части Балтийского щита, а также двухсторонний обмен специалистами для участия в геологических экскурсиях в рамках Советско-Финской рабочей комиссии по сотрудничеству в области геологии (Jatulian Geology..., 1980).

Приведенная в табл. 10 схема корреляции карельских и свекофеннских образований восточной части Балтийского щита составлена с использованием принятой в Финляндии схемы стратиграфических подразделений свекокарелид, изложенной А. Симоненом в работе „Докембрий Финляндии" (Simonen, 1980),и отражает стратиграфические представления авторов, основывающихся на личных исследованиях в Карелии и наблюдениях в Финляндии.

Рассматривая корреляцию карельских и свекофеннских вулканогенно-осадочных образований щита следует прежде всего отметить их значительную фациальную изменчивость, обусловленную сменой палеотектонических и палеогеографических обстановок осадочного и вулканогенного породообразования. В отношении ятулия это было показано литолого-палеогеографическими и палеовулканологическими исследованиями (Соколов и др., 1970; Светов, 1979), и отражено выделением нескольких типов разрезов ятулия (Соколов и др., 1970). Для свекофеннских образований фациальное различие разных зон настойчиво подчеркивалось Х. Вяюрюненом (Вяюрюнен, 1959).

Таблица 10

Схема корреляции карельских (ятулийских) и свекофеннских образований Карелии и Финляндии

Финляндия							Приладожье		Центральная и Южная Карелия	
Западная			Восточная							
Иотний		Базальты, габбро-долериты кварциты аркозы, конгломераты	–			Рифей	Базальты, туфы, габбро-долериты, кварциты, аркозы, конгломераты		–	
Субйотний		Рапакиви, габбро-анортозиты, долериты Конгломераты Сиркка и Кумпу, кварциты				Вепсский	Рапакиви, габбро-анортозиты Алевролиты, кварциты, конгломераты свиты Иляля	Вепсский	Долериты	
									Базальты, габбро-долериты, кварцито-песчаники шокшинской свиты, песчаники, кварциты, конгломераты петрозаводской свиты	
Свекокарелий (свекофенний)	Поздний	Слюдистые алевролиты, аргиллиты	Свекокарелий (свекофенний)	Калевий	Филлиты, слюдистые сланцы		Кварц-биотитовые сланцы, кварциты, конгломераты (ладожская серия)	Ливвий	Песчаники, алевролиты бесовецкой серии	
	Средний	Пикритовые базальты Киттеля		Ятулийская группа	Ятулий морской	–	–		Базальты, пикритовые базальты, алевролиты суйсарского комплекса	
		Лавы и туфы основного состава, аркозы, граувакки				Туфы, базальты, доломиты, углеродсодержащие алевролиты, доломиты, филлиты	Доломиты, алевролиты, базальты, туфы базальтов, габбро-долериты, углеродсодержащие алевролиты заонежского комплекса (сортавальская серия)	Людиковий	Базальты, туфы, габбро-долериты (заонежский комплекс), алевролиты, углеродсодержащие конгломераты заонежской свиты	
	Ранний	Граувакки, аркозы			Органогенные доломиты, базальты	Ятулий	Доломиты, базальты, гравелиты, песчаники (нерасчлененный нижний, средний и верхний ятулий)	Ятулий	Базальты, габбро-долериты, доломиты, кварциты верхнего ятулия	
				Ятулий континентальный	Кварцито-песчаники, кварциты, конгломераты, аркозы				Базальты, габбро-долериты, кварциты, кварцито-песчаники среднего ятулия	
									Базальты, кварциты, аркозы, конгломераты нижнего ятулия	

Фациальные вариации разрезов по латерали обусловливают различную полноту их строения. Наиболее сложной является корреляция в случаях сокращенных редуцированных разрезов.

Использование литолого-фациальных признаков стратиграфически сравниваемых пород, данных о их последовательностях в разрезах, наличие маркирующих горизонтов, о которых говорилось ранее, а также ряд других (петрохимических, геохимических) данных позволяют рассматривать осадочные, осадочно-вулканогенные породы ятулийско-ливвийского возраста Карелии в целом синхронными по времени образования со свекокарельскими, но формировавшимися в разных палеотектонических обстановках.

Самые полные разрезы трехчленного осадочно-вулканогенного ятулия характерны седиментационным бассейнам, главным образом центральной части Карельского геоблока, и карельским сланцевым поясам Куусамо-Соданкюля-Киттеля и Куусамо-Рованиеми-Кеми Финской Лапландии (Северная Финляндия), где мощности осадочных и вулканогенных пород достигают 1500-2000 м. При этом среднеятулийские базальтовые лавы с мощностями около 200-250 м прослеживаются из Куолаярвинской структуры Северной Карелии через всю Лапландию до р. Торнионйоки и далее в Северную Швецию в провинцию Каликс (Silvennoinen, 1972; Perttunen, 1971a, 1971b, 1972; Hiltunen, 1982). Максимальные мощности ятулийских образований устанавливаются в северо-западной ветви сланцевого пояса Куусамо-Соданкюля-Киттеля, в то время как в южном направлении происходит их резкое выклинивание. Залегающие выше верхнеятулийских органогенных доломитов углеродсодержащие алевролиты, шарово-подушечные и массивные базальты и ассоциирующие с ними субвулканические силлы и дайки габбро-долеритов, а также железисто-кремнистые вулканогенно-хемогенные породы развиты преимущественно в районе Соданкюля-Киттеля и рассматриваются нами как образования, синхронные заонежскому вулканизму и осадконакоплению. В состав этой ассоциации входят также железные руды Раутуваары Западной Финляндии (Hiltunen, 1982). Именно к этой зоне также приурочены поля высокомагнезиальных пикритовых базальтов и пластовые интрузии перидотитов (Mutanen, 1976), являющиеся, по нашему мнению, возрастными аналогами суйсарских образований Карелии. Последующую часть разреза здесь занимают тонкослоистые калевийские слюдистые сланцы (турбидиты), которые рассматриваются нами как аналоги ладожской серии Карелии.

С корой химического выветривания вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи Киттеля-Соданкюля перекрываются терригенными грубообломочными толщами серии Кумпутунтури (конгломераты и кварциты Сиркка и Кумпу), которые параллелизуются нами с вепсскими образованиями Карелии. К более поздним интрузивным образованиям в Лапландии нами относится дайковый пояс габбро-долеритов Туттиярви-Салла-Пелкосенниеми, секущий ятулийско-суйсарский комплекс Куолаярви-Салла и Пюхятунтури-Соданкюля (Lauerma, 1967; Silvennoinen e.a., 1980). Время их внедрения относится к периоду 1.2 млрд лет (Silvennoinen, 1980).

Таким образом, внутреннее строение разрезов и стратиграфическая последовательность осадочных и вулканогенных толщ Финской Лапландии и Пана-Куолаярвинской структуры Карелии являются однотипными (Jatulian Geology..., 1980).

К югу и юго-западу от сланцевого пояса Куусамо-Соданкюля-Киттеля разрез ятулийских образований, по нашим наблюдениям, не только в значительной степени сокращается, но происходит выклинивание заонежско-суйсарских вулканогенных образований. В районе г. Колари (р. Торнионйоки), Тервола (р. Кемийоки) верхнеятулийские образования участками перекрываются слюдистыми сланцами калевия. В то же время в районе сланцевой зоны Кииминки калевийские турбидиты, представленные тонкослоистыми и ритмично-слоистыми слюдистыми алевролитами, песчаниками с линзами гравелитов и конгломератов (Утаярви), залегают в ряде случаев непосредственно на гранито-гнейсовом основании. Терригенные и вулканические породы ятулийской группы картируются здесь в виде маломощных и сокращенных по объему разрезов (Вяюрюнен, 1959).

Наблюдаемые фациальные вариации рассмотренных разрезов свидетельствуют о существовании ранее в Лапландии (Куусамо-Соданкюля-Киттеля) обширного седиментационного бассейна с активным проявлением в его бортовых зонах базальтового ятулийского, заонежского и пикрит-базальтового суйсарского вулканизма. В то же время территория, расположенная к югу и юго-западу от этого бассейна (гг. Оулу, Иисалми), являлась площадью сокращенного развития или полного отсутствия ятулийско-суйсарских отложений, представляя собой либо озерно-аллювиальную равнину, либо слабо расчлененную возвышенность с континентальным выветриванием и денудацией. В связи с этим в ряде районов Центральной Финляндии калевийские терригенно-обломочные породы залегают непосредственно на гранито-гнейсовом основании.

В Центральной и Южной Финляндии в зоне свекофеннских сланцевых поясов, один из которых (Иоэнсу-Оутокумпу-Куопио) окаймляет с юго-запада „ятулийский континент" Х. Вяюрюнена (Карельский геоблок), а другой (Соваплинна-Миккели-Тампере) протягивается в широтном направлении от Западного Приладожья через Южную Финляндию до Ботнического залива и занимает большую часть Свекофеннского геоблока, ятулийские осадочно-вулканогенные породы распространены ограниченно в виде сокращенных по мощности разрезов, слагая нижние горизонты свекофеннских образований. В зоне сочленения Карельского и Свекофеннского геоблоков с территории Приладожья ятулийские терригенные и терригенно-карбонатные породы прослеживаются в виде узкой полосы в район Киихтелюсваара, Оутокумпу и Куопио. В их разрезе вулканогенные породы представлены нижнеятулийскими альбит-уралитовыми базальтовыми лавами и дайками уралитовых габбро-диабазов (Pekkarinen, 1979).

Большая часть разреза свекофеннских образований сложена углеродсодержащими алевролитами, доломитами, хемогенно-кремнистыми осадками и базальтовыми лавами, нередко содержащими силлы

габбро-долеритов. В ряде случаев среди шарово-подушечных базальтовых лав (оз. Силлинярви, окрестности Куопио) присутствуют пакеты кислых риолитовых лав, агломератовые туфы, экструзивные купола риолитов, дайки плагиопорфиров, а также секущие малоглубинные интрузии плагиогранитов (H. Lukkarinen, устное сообщение).

Финскими геологами верхняя терригенно-карбонатная часть разреза ятулия и залегающие выше породы, за исключением слюдистых сланцев калевия, включаются в состав морского ятулия. Таким образом, в состав морского ятулия помимо средне- верхнеятулийских входят также осадочно-вулканогенные породы заонежского комплекса, как это демонстрируется разрезами района Киихтелюсваара в работе Л. Пеккаринена (Pekkarinen, 1979). Вулканогенные породы заонежского комплекса здесь представлены лавовыми потоками и покровами афировых и микропорфировых до гломеропорфировых плагиоклазовых базальтов с массивным шарово-подушечным или миндалекаменным сложением, силлами и дайками габбро-долеритов. Пакеты афировых и плагиопорфировых базальтовых лав, сопоставляемые нами с излившимися породами заонежского комплекса (сортавальская серия Северного Приладожья), развиты в ядре антиклинальной структуры оз. Тохмаярви (Nykänen, 1968, 1971), в разрезе рудно-сланцевой толщи Оутокумпу, в районе оз. Хаукивези (Gaal, Rauhamaki, 1971) и в наибольшей степени в окрестностях Тампере (Эскола, 1967; Simonen, 1980).

Зона сочленения Ладожского (Свекофеннского) геоблока с Карельским трассируется поясами даек габбро-долеритов. Один из них картируется от оз. Мал. Янисъярви до Киихтелюсваара на протяжении около 80 км при ширине до 8 км (Nykänen, 1971), а другой - в районе Варпасъярви длиной до 40 км и шириной 6-7 км (Kahma, 1975). Отдельные дайки мощностью от нескольких метров до 150 м при длине до 3 км сложены авгит-плагиоклазовыми габбро-диабазами (габбро-долиритами), нередко интенсивно амфиболизированными. По возрасту они сопоставляются с верхнеятулийскими либо с заонежскими габбро-долеритовыми дайками и силлами Карелии.

Исключительно широкое развитие в зоне Тампере основных, средних и реже кислых (натровая серия) лав в ассоциации с туфогенными, туфогенно-кремнистыми образованиями, переслаивающимися с грубообломочными (до конгломератов) терригенными породами, позволяет рассматривать этот район как вулканически активную депрессию с компенсационным режимом прогибания. Общая мощность пород сланцевой зоны (оз. Нясиярви, г. Тампере) оценивается до 8 км (Simonen, 1980). Нижняя часть трехчленного разреза свекофеннских образований, представленная кварц-полевошпатовыми песчаниками, аркозами, параллелизуется нами с нерасчлененным ятулием, а средняя - сопоставляется с нерасчлененными заонежско-суйсарскими образованиями. Верхнюю часть разреза занимают однородные по составу тонко ритмично-слоистые кварц-

слюдистые алевролиты и аргиллиты, рассматриваемые нами как аналоги калевийских (ладожских) слюдистых сланцев.

Среди интрузивных образований свекофеннских сланцевых поясов выделяются маломощные пластовые тела ультраосновного состава (дуниты, перидотиты, пироксениты), развитые преимущественно в рудно-сланцевой зоне Outokumpu, которые по возрасту нами предположительно сопоставляются с суйсарскими ультрабазитами Карелии.

Таким образом, приведенные данные по корреляции карельских и свекофеннских образований (табл. 10) позволяют реконструировать палеотектонические обстановки их формирования.

Времени накопления в активно прогибавшемся седиментационном бассейне Карельского геоблока мощных толщ терригенных и вулканогенных пород ятулия на большей части Свекофеннского геоблока соответствовал период интенсивного континентального выветривания и сопряженного осадконакопления в условиях озерно-аллювиальной равнины с островным ландшафтом. С этапом сводово-глыбовых движений и развитием в краевой флексуре Полканова на Карельском геоблоке локальных вулкано-тектонических депрессий с активным вначале заонежским, а затем и суйсарским вулканизмом на большей части Свекофеннского геоблока связано начало общего неравномерного прогибания. Этому периоду здесь соответствовало накопление вначале терригенно-обломочных, а затем углеродсодержащих алевролитов и доломитов. При этом в зонах с наибольшей степенью прогибания (главная свекофеннская сланцевая зона Соваланлинна-Миккели-Тампере Южной Финляндии, сланцевая зона Финской Лапландии пояса Куусамо-Соданкюля-Киттеля) в активной форме в вулкано-тектонических депрессиях проявился вначале основной и средний, а позднее и контрастный ультраосновной и кислый вулканизм.

Как на Карельском, так и Свекофеннском геоблоках период общего прогибания завершился формированием мелководных алевролито-песчанистых калевийских и ладожских отложений. Лишь в зонах наибольших прогибаний в дальнейшем продолжается накопление терригенно-обломочных красноцветных толщ в краевом (вепсский Карельского геоблока) и интракратонном (серия Кумпутунтури Свекофеннского блока) остаточных бассейнах.

Таким образом, область свекофеннского осадконакопления и вулканизма рассматривается нами как область формирования протоплатформенного чехла в условиях наложенных мелководных седиментационных бассейнов и формировавшихся вулкано-тектонических депрессий, окружающих обширные поднятия в Центральной Финляндии и Финской Лапландии. В геотектоническом отношении эта область интерпретируется *не как геосинклинальная* (протогеосинклинальная), а как обширная геодинамически подвижная область, заложенная на консолидированном основании. Близкую трактовку свекофеннид Балтийского щита давал В.М. Муратов (1970), рассматривая их как гранитизированные протоплатформенные осадочно-вулканогенные образования.

При сопоставимости вулканизма и осадконакопления карельских и свекофеннских образований они значительно различаются по характеру плутонических процессов. Протерозойские карельские вулканогенно-осадочные породы в пределах Карельского геоблока формируют осадочно-вулканогенный слой земной коры и нигде не испытывают гранитизации. Региональный метаморфизм не превышает зеленосланцевой фации. Свекофеннские образования испытывают зональный региональный метаморфизм вплоть до гранулитовой фации. Процессы гранитообразования развиты регионально и интенсивно, формируя в результате гранитно-ультраметаморфический слой. Таким образом, если на ранних этапах геологического развития свекофеннид тектонический режим был сопоставим с протоплатформенным, то на позднем этапе приближался к геосинклинальному.

Преобладающими интрузивными образованиями Свекофеннского геоблока являются гранитоиды. Со времен Седерхольма в Финляндии выделяют четыре главные группы гранитоидов (Sederholm, 1923, 1926, 1934). Самые древние из них гнейсовидные граниты. Они секутся мигматитообразующими микроклиновыми гранитами, которые в свою очередь прорываются небольшими телами гранитов третьей группы. Четвертую группу составляют граниты рапакиви. Эскола (1932) назвал граниты первой группы Седерхольма синкинематическими, а мигматитообразующие микроклиновые граниты позднекинематическими. Граниты третьей группы и рапакиви он объединил в посткинематические граниты. М. Саксела (1936) первые две группы назвал синорогенные и позднеорогенные. Эти термины используются и в настоящее время. В. Вааль впервые назвал граниты третьей группы и рапакиви постоорогенными. В настоящее время благодаря планомерному картированию территории Финляндии в масштабе 1:100 000 и активному изучению изотопного возраста интрузивных пород уточнились представления о последовательности интрузивного магматизма и о распространенности тех или иных групп пород. Тем не менее проведенное расчленение гранитоидов Седерхольмом не потеряло своего значения.

Наиболее ранние, синорогенные гранитоиды пользуются широким развитием на всей площади свекокарельской подвижной области. Это умеренно кислые гранитоиды, состав которых колеблется от кварцевого диорита до трондъемита, встречающиеся в пространственной ассоциации с габбро. В поясе Оутокумпу-Куопио сопоставимое геологическое положение занимают дайки тоналитов. В зоне развития гранулитовой фации метаморфизма им соответствуют сопоставимые по составу гранитоиды эндербитовой серии.

В западном окончании Свекофеннского пояса (Савонлинна-Миккели-Тампере) близ массива рапакиви Лайтила синорогенные интрузивные образования неоднократно изучались в различных аспектах (Hietanen, 1943; Simonen, 1960; Arth e.a., 1978). В рассматриваемом районе гранат-кордиерит-силлиманит-биотитовые гнейсы и амфиболиты, представляющие собой метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации граувакки пояса в окрестно-

стях Тампере, прорываются интрузиями габбро, диоритов, тоналитов и трондъемитов. Породы огнейсованы согласно регионально развитой гнейсовидности. Отдельные интрузивные тела обычно содержат несколько петрографических разновидностей пород с постепенными взаимопереходами, но массивы с постепенными переходами от габбро к трондъемиту неизвестны. Главными породообразующими минералами всей интрузивной серии являются роговая обманка, плагиоклаз (An_{65}-An_{45}), биотит и кварц. Калишпат встречается в лейкократовых разновидностях, но количество его не превышает 7%. Содержание анортита в плагиоклазе является функцией состава породы.

Изотопный возраст, определенный рубидий-стронциевым методом по 6 образцам габбро, тоналита и трондъемита, дал изохрону, соответствующую возрасту 1934±52 млн лет (Arth e.a., 1978). Низкое отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$, равное 0.7022, свидетельствует о том, что магматическим источником является бедная рубидием нижняя часть коры или мантия. Все разновидности плагиогранитоидов образовались за счет фракционной кристаллизации габбровой магмы (Arth e.a., 1978).

Гранитоиды эндербитовой серии изучены (Gaal and Rauhamäki, 1971) в том же поясе Савонлинна-Миккели-Тампере в зоне развития гранулитовой фации регионального метаморфизма (район Хаукивеси между Варкаусом и Савонлинной). Интрузивные тела мангерит-эндербитовой серии района Хаукивеси (Gaal, Rauhamäki, 1971) сложены следующими петрографическими типами пород: а) ультраосновные интрузивные породы: перидотит, пироксенит и горнблендит; б) габбро: оливиновое габбро, норит, пироксеновое габбро, уралитовое габбро, роговообманковое габбро; в) диориты: пироксеновый диорит, биотит-роговообманковый диорит и роговообманково-куммингтонитовый диорит; г) кварцевые диориты: пироксеновый кварцевый диорит и роговообманковый диорит; д) чарнокиты.

Все вышеперечисленные группы пород образуют комагматическую дифференциационную серию. Преобладающими являются кварцевые диориты. Краевые части кварцево-диоритовых интрузий по минеральному составу соответствуют палингенным мигматит-трондъемитам и характеризуются гнейсовой фацией. Это дает нам основание предполагать более раннее образование интрузивных пород эндербитовой серии по отношению к мигматитам, аналогично соотношению интрузивных эндербитов с окружающими мигматитами вблизи г. Лахденпохьи (см. главу III), расположенных в той же зоне гранулитовой фации метаморфизма юго-восточнее оз. Хаукивеси. Иными словами, интрузивные образования эндербитовой серии сформировались в раннюю фазу складчатости и в краевых частях испытали наложение главной фазы совместно с мигматизацией. Они занимают сопоставимое геологическое положение с интрузивными образованиями габбро-трондъемитовой серии юго-западной Финляндии, но сформировались в более глубинных условиях. Изотопный возраст рассмат-

риваемых образований, определенный Коуво по циркону свинец-свинцовым методом из гиперстенсодержащего кварцевого диорита и гранита (Gaal, Rauhamäki, 1971), составляет около 1925 млн лет. Он хорошо согласуется с возрастом габбро-трондъемитовой серии Юго-Западной Финляндии.

В районе Киурусви на северо-запад от г. Куопио, где также проявлен региональный метаморфизм гранулитовой фации (Marttila, 1981), возраст офитового габбро оценивается примерно 1885 млн лет, а пироксеновых кварцевых диоритов и плагиогранитов (эндербитов) – 1880 млн лет. Возраст синтектонических интрузий зоны Ладога-Ботнический залив цитируемым автором со ссылкой на исследования Коуво оценивается 1880±20 млн лет. Этот же возраст А. Симонен распространяет на все свекокарельские и синорогенные интрузивные породы (Simonen, 1980).

К малоглубинным образованиям умеренно кислых гранитоидов на территории Финляндии, так же как и в Северном Приладожье, относится дайковый пояс микротоналитов в зоне Иоэнсу-Оутокумпу-Куопио, который недавно детально изучил А. Хухма (Huhma, 1981).

Мощность даек колеблется от нескольких сантиметров до десяти метров. Дайки не отличаются большой протяженностью, составляя обычно 15-20 м. Максимальная протяженность их 50 м. Микротоналитовые дайки – это мелкозернистые плагиоклаз-биотит-кварцевые породы. Нередко главным породообразующим минералом является также роговая обманка. Микроклин встречается только в качестве второстепенного минерала. Обычно он заполняет трещины разрыва. Породы рассланцованы и претерпели региональный метаморфизм. Имеются определения абсолютного возраста из одного образца по циркону и сфену (Huhma, 1981). Весь циркон округлый и остаточный и дал возраст 2640 млн лет – возраст предполагаемого внешнего источника. Микротоналитовая дайка содержит большое количество сфена с возрастом 1850 млн лет, но это не исключает того, что он является метаморфическим по происхождению (Huhma, 1981). Геологическое положение даек сопоставимо с геологическим положением аналогичных по составу субвулканических тел, прослеживающихся в виде пояса в краевой части Свекокарельской подвижной зоны в пределах Северного Приладожья и относимых нами к габбро-плагиогранитной формации.

Из приведенной краткой характеристики нетрудно убедиться, что проявление умеренно кислого интрузивного магматизма, осуществляющегося в тесной взаимосвязи с основным интрузивным магматизмом на территории Финляндии, и по условиям формирования, и по составу коррелируется с интрузивным магматизмом раннепротерозойской габбро-плагиогранитной формации Ладожского геоблока.

Аналогичные интрузивные образования широко развиты также в Лапландской зоне Свекофеннского геоблока. Они также являются синорогенными интрузивными образованиями и испытывают воздействие позднеорогенных гранитов. Рубидий-стронциевое изучение 9 образцов габбро-диорита и гранодиорита и 5 минералов дало

изохрону 1880 млн лет (Welin e.a., 1970). Рассматриваемые образования, так же как соответствующие по составу породы Юго-Западной Финляндии, характеризуются низким отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$, равным 0.706.

Ультраосновные интрузивные породы широко развиты в пределах Главного сульфидного пояса. Они представлены телами серпентинитов в толще слюдяных сланцев. В районе Оутокумпу зона серпентинитов довольно протяженная. Самые крупные линзы серпентинитов достигают нескольких сотен метров по мощности и нескольких километров по протяженности, но встречаются и тела, мощность которых не превышает десятков метров. Серпентиниты представляют собой мономинеральные серпентиновые породы. Однако они почти всегда содержат некоторое количество магнетита, иногда хлорит. В серпентинитах часто наблюдаются реликтовые структуры. Наиболее обычны псевдоморфозы по оливину. Менее обычны псевдоморфозы по пироксену. Первоначально серпентиниты представляли собой дуниты, которые также включали перидотитовые и пироксенитовые разновидности.

Максимальным развитием на площади Свекофеннского геоблока пользуются позднеорогенные гранитоиды и мигматит-граниты. Их формирование тесно связано с региональным метаморфизмом и складчатыми деформациями. Типичным представителем позднеорогенных гранитов являются мигматитообразующие плагиомикроклиновые граниты. Согласно А. Симонену (Simonen, 1980), позднеорогенные плутонические породы Финляндии встречаются как куполоподобные тела или образуют мигматиты по сланцам и синорогенным плутоническим породам.

Типичным примером позднеорогенных плагиомикроклиновых гранитов являются граниты Эраярви в сланцевом поясе Тампере и связанные с ними редкометальные пегматиты (Lahti, 1981). Это однородные плагиомикроклиновые граниты, состоящие из микроклина, плагиоклаза (An_{16-26}) и биотита. Местами в них наблюдаются пегматоидные обособления, но большая часть пегматитовых тел находится за пределами массивов. Аналогом этих гранитов в Северном Приладожье являются пегматит-граниты маткасельского комплекса (Свириденко, 1980). Граниты и пегматиты секут слюдистые сланцы, а также раннеорогенные плагиограниты и габбро. Их изотопный возраст, установленный О. Коуво и М. Сакко по циркону из пегматита Виитаниеми, составляет 1780 млн лет, а из пегматита Эрапюхя – 1793 млн лет. Датировки из гранитов в данном районе отсутствуют, а в других районах Финляндии к позднеорогенным относятся граниты с изотопным возрастом в интервале 1800–1860 млн лет (Kouvo, Tilton, 1966; Vaasjoki, 1977). На этом основании (Lahti, 1981) пегматиты относятся к типичным свекокарельским позднеорогенным дайковым породам.

Посторогенные граниты Лемланд и Ова на Аландских островах и Наттанен граниты в Лапландии пользуются ограниченным распространением. Они не дают мигматитов. Будучи постскладчатыми,

так же как и граниты рапакиви, от последних они отличаются по изотопному возрасту и структурам.

Лемланд граниты в большей своей части представлены лейкократовыми микроклиновыми гранитами. Контактируя с породами основного состава, оказывают на них интенсивное метасоматическое воздействие. Отдельными зонами развиты гибридные породы среднего и субщелочного состава. *Изотопный возраст Лемланд гранитов* оценивается 1815 млн лет. В отличие от рапакиви Лемланд граниты в большом количестве содержат пегматитовые жилы.

Ова граниты образуют интрузию центрального типа с кольцевыми дайками (Simonen, 1980). Наттанен граниты Лапландии коррелируются с гранитоидами субплатформенной формации гранодиорит-гранитов (порфировидных гранитов) Кольского полуострова (Гранитоидные формации..., 1978). Возраст Наттанен гранитов принимается в интервале 1730-1780 млн лет (Vaasjoki, 1977). Их формирование, таким образом, в значительной мере оторвано от свекокарельской орогении и может рассматриваться как тектоно-магматическая активизация. Наиболее ярким проявлением тектоно-магматической активизации являются массивы рапакиви Юго-Западной Финляндии (краевой части Балтийского щита). Граниты рапакиви приурочены к системе глубинных разломов (большая субширотная флексура А.А. Полканова), связанных с периодом общего воздымания щита. Формирование их происходит в широком временном интервале (Vaasjoki, 1977). Самым древним является Выборгский массив, сформировавшийся в интервале 1700-1640 млн лет назад, самыми молодыми - массивы Лайтила и Вехмаа, магматическая активность в которых закончилась 1540 и 1530 млн лет назад. В последние годы получена обширная информация о строении, составе и изотопном возрасте гранитов рапакиви Финляндии (Vorma, 1976; Vaasjoki, 1977; Haapala, 1977, и др.). Кроме общеизвестных массивов Выборгского, Авенисто, Лайтила, Вехмаа, Аландского в последнее время к рапакиви (Vorma, 1976) относятся небольшие массивы в той же структурной зоне (Онас, Обнас и Бодом), рассматривавшиеся ранее в составе посторогенных гранитов. За исключением последних, все массивы рапакиви отличаются сложным многофазным строением, состоят из овоидных и безовоидных разновидностей и сопровождаются малыми интрузиями и дайками порфировидных гранитов, гранит-порфиров, мелкозернистых гранитов и кварцевых порфиров. Обзор строения массивов дан Р.З. Левковским (1975) и А. Вормой (Vorma, 1976). Для каждого из них характерны индивидуальные черты строения, различный объем и последовательность внедрения. Граниты рапакиви ассоциируют с габбро, габбро-анортозитами, анортозитами и оливиновыми диабазами, но соотношение их проблематично. Для массива Авенисто А. Саволахти (Savolahti, 1956) показал отсутствие генетической связи между породами основного и кислого состава. Большое внимание этому вопросу уделил И. Лайтакари (Laitakari, 1969). Он охарактеризовал пояс даек оливин-пироксеновых и пироксен-

плагиоклазовых диабазов протяженностью 150 км при ширине 10–15 км, находящийся в пространственной и временной (1710–1670 млн лет) ассоциации с рапакиви. И. Лайтакари пришел к выводу, что этот вопрос не решается однозначно.

Особо следует остановиться на соотношении оловоносных гранитов и гранитов рапакиви. Оловоносные граниты являются самыми молодыми образованиями и нередко отделены от гранитов рапакиви дайками кварцевого порфира. Они установлены в составе Выборгского, Аландского, Эурайоки и Вехмаа массивов. Вмещающими породами для них служат самые разнообразные структурные типы рапакиви. В Выборгском массиве оловоносные граниты образуют куполовидный шток Куми и ряд мелких тел и даек в выборгите. В штоке Эурайоки они слагают куполовидное интрузивное тело внутри равномернозернистых безовоидных гранитов, являющихся наиболее основным членом серии рапакиви Балтийского щита. На Аландских островах в районе Симскяля аналогичные граниты наблюдаются в виде штока и жильных тел в овоидных рапакиви. Во всех перечисленных районах оловоносные граниты имеют устойчивый состав, сопоставимый с составом литий-фтористых гранитов фанерозойских комплексов (Коваленко, 1977; Бескин, Ларин, Марин, 1979). Это микроклин-альбитовые граниты, в которых кварц и полевые шпаты присутствуют примерно в равных количествах. Встречаются также жильные образования, где альбит преобладает. Темноцветный минерал представлен протолитионитом. Типоморфным акцессорным минералом является топаз. С гранитами повсеместно связаны грейзенизация и окварцевание. Зоны грейзенизации наблюдаются как в самих гранитах, так и во вмещающих породах. Как уже говорилось, нам представляется целесообразным выделить их в самостоятельную от рапакиви формацию онгонитов-литий-фтористых гранитов.

В среднерифейское-вендское время с этапом деструкции кратона, сформировавшегося после стабилизации Свекофеннского геоблока, связаны вулканизм и осадконакопление грабенов Мухос и Сатакунта, коррелирующиеся с соответствующими процессами Кандалакшского и Пашского грабенов советской части Балтийского щита.

3. Главные закономерности эволюции докембрийского магматизма Швеции и Норвегии

Магматические образования Швеции (см. рис. 1) принимают участие в строении двух геоблоков – Свекофеннского и Дальсландского (Свеконорвежского). Последовательность и характер магматизма *Свекофеннского геоблока сопоставимы с магматизмом* Финляндии того же геоблока. При этом свекокарельские осадочно-вулканогенные образования Северной и Центральной Швеции являются непосредственно продолжением свекокарельских поясов Финляндии. В их строении существенная роль принадлежит вулканитам среднего и кислого состава лептитовой формации. В подчиненном коли-

честве присутствуют основные вулканиты. Самые ранние интрузивные породы представлены умеренно кислыми гранитоидами плагиогранитной серии (нередко в ассоциации с габбро), возраст которых колеблется от 1880 до 2000 млн лет. Это граниты Хапаранды, граниты Йорн и др., сформировавшиеся, как и аналогичные образования Финляндии, до главной фазы складчатости, регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и характеризующиеся низким значением отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$.

С главной фазой свекокарельской складчатости связаны широко развитые на площади Северной и Центральной Швеции синорогенные плагиомикроклиновые граниты и гранодиориты, часто образующие диапир-плутоны (ранние Лина граниты, Хярно граниты, красные граниты из Каликса и др.). Время их формирования составляет около 1750 млн лет. Вслед за ними в постсвекокарельский период формируются граниты Ревсунд.

Характерной чертой магматизма Швеции является широкое развитие в постсвекокарельский период кислого магматизма с образованием вулкано-плутонических ассоциаций. Ярким примером может служить посторогенный комплекс докембрия Центральной Швеции (Lundqvist, 1979). Он образует протяженный пояс из Юго-Восточной в Центральную Швецию, состоящий из гранитоидов (Смоланд, Вермланд, Дала и Ретан граниты) и ассоциирующих с ними вулканитов, обычно рассматривающихся как комагматические (Geijer, 1963). Rb-Sr возраст слагающих его пород колеблется в интервале от 1750 до 1620 млн лет, и обычно комплекс рассматривается как готский (Лундквист, 1978). В последние годы развивается также идея, что формирование его связано с молодыми орогеническими процессами в Юго-Западной Швеции (Hjelmqvist, 1973; Wilson, 1980; Gorbatschev, 1980), т.е. формирование комплекса можно рассматривать как тектоно-магматическую активизацию области, стабилизировавшейся в период свекокарельской складчатости.

Гранитоиды рассматриваемого пояса образуют линейные батолиты, вытянутые вдоль зоны глубинных разломов. Это особенно четко наблюдается в северной части пояса, где три батолита параллельны: Вермланд и Дала граниты с ассоциирующими вулканитами и Рэтан гранит, для которого вулканические аналоги неизвестны. Большинство плутонов постсвекокарельского пояса имеют гранитовый или гранодиоритовый состав. Другие состоят из монцодиорита, монцонита и сиенита, диорит и габбро встречаются в подчиненном количестве. Подразделение пояса на несколько комплексов было проведено Р. Горбачевым (Welin, Gorbatschew, Lundegardh, 1977). В каждом комплексе состав последующих интрузий меняется от основного к кислому. Для гранитоидов (Wilson, 1980) характерно низкое значение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, преимущественно около 0.705, что свидетельствует о глубинном источнике магм.

Для постсвекокарельского пояса во многих местах устанавливаются кольцевые структуры диаметром от 3 до 10 км и даже более. Доказано, что кальдерообразование было важным элементом в формировании многих кольцевых структур (Nyström, 1982).

Формирование батолитов в постсвекокарельском поясе сопровождалось образованием грабенов, где накапливались мощные толщи вулканитов. Самыми древними считаются Вермланд и Смоланд граниты, а самыми молодыми – граниты Дала. Между Рэтан и Дала гранитами контакты не наблюдались.

Пространственно-временное соотношение между плутонизмом и вулканизмом лучше всего выражено в Дала регионе, где обнажены различные уровни батолита и его вулканической оболочки. Нижние две трети денудированных серий: кальдера – комплекс кольцевых даек – скопление овальных плутонов. Звеном между вулканизмом и плутонизмом являются также кольцевые дайки туфизитов и очень высокого уровня интрузии.

Субйотнийские вулкано-плутонические комплексы местами несогласно перекрываются пологозалегающими йотнийскими песчаниками, перемежающимися с базальтами. Базальты представлены несколькими потоками с общей мощностью более чем 100 м и протяженностью 110 км (Nyström, 1982).

Вышеохарактеризованный постсвекокарельский вулкано-плутонический пояс приурочен к краевой (западной) границе Свекофеннского геоблока. Сопоставимые одновозрастные постсвекокарельские гранитоиды характеризуются широким региональным развитием в пределах Свекофеннского геоблока. Это – Лина граниты II, Сорселе граниты и пертитовые граниты Северной Швеции.

Последующий магматизм в пределах Свекофеннского геоблока происходил в условиях жесткой коры и генетически связан с дизъюнктивной тектоникой. К периоду 1560–1510 млн лет относится формирование широтной системы даек в Центральной Швеции (Patchett, 1978). В Северной Швеции в 1520 млн лет были сформированы посттектонические граниты и сиениты (Welin e.a., 1971; Gulson, 1972), а в Южной Швеции примерно в это же время (1547±62 млн лет; Blaxland, 1977) образовался щелочной комплекс Норра-Карр. К этому же периоду относится формирование габбро и анортозитов Нордингро (Kornfält, 1976), возраст которых составляет 1585±50 млн лет, и гранитов рапакиви Нордингро (1445±20 млн лет).

Следующее магматическое событие относится к периоду формирования даек долеритов Туна (1370 млн лет; Patchett, 1978) в Центральной Швеции и гранитов рапакиви Рагунда (1320±30 млн лет; Kornfält, 1976). Широким распространением в пределах Свекофеннского геоблока северной части Центральной Швеции пользуются дайки оливиновых долеритов, коррелирующихся с одновозрастными оливиновыми долеритами Южной Финляндии. Изотопный возраст их оценивается 1220±25 млн лет (Patchett, 1978). В северной Даларне силлы, мощность которых достигает сотен мет-

ров, подразделены петрографически на типы „Осби" и „Сарна". Тип „Осби" содержит оливины, плагиоклаз, клинопироксен, рудные минералы, апатит, биотит и интерстиционный калиевый полевой шпат. Тип „Сарна" отличается от него малым содержанием апатита и биотита и часто отсутствием калиевого полевого шпата.

Заключительным событием магматической активности в пределах Свекофеннского геоблока Швеции является формирование пояса даек долеритов вдоль границы с Дальсландским геоблоком протяженностью около 600 км. Изотопный возраст их оценивается в интервале 1000–850 млн лет (Patchett, 1978).

Проведенный анализ магматической активности после стабилизации свекокарельской подвижной области, начиная с рубежа примерно 1700 млн лет, свидетельствует об его антидромной направленности, при которой ареальный кислый магматизм сменяется поясовым основным, что коррелируется с увеличением жесткости коры и повышением глубинности магмообразования.

В составе Дальсландского (Свеконорвежского) геоблока в пределах Швеции выделяются два района, различающихся по геологическому развитию и последовательности магматических процессов: массив преготских гнейсов, с запада примыкающий к постсвекокарельскому поясу гранитоидов Смоланд–Вермланд, и к западу от него до грабена Осло – зона распространения супракрустальных пород Стору–ле–Марстранд и гранитоидов Омоль–Кроппефьоль.

Преготские гнейсы – это полиметаморфический комплекс. Н. Магнуссон (Magnusson, 1960) считал их архейскими образованиями. Последующими геохронологическими исследованиями архейский возраст не подтвердился, но в их составе имеются реликтовые вулканогенно–осадочные и магматические образования, а также гранулиты (Welin, Gorbatschev, 1976; Новикова, Сидоренко, 1978), свидетельствующие о сложной истории развития. В западном районе благодаря исследованиям последних лет (Gorbatschev, 1975; Welin, Gorbatschev, 1976, и др.) установлена сложная история магматизма, позволяющая рассматривать ее как проявление самостоятельного раннерифейского тектоно–магматического цикла (готского).

Магматизм Дальсландского (Свеконорвежского) геоблока в Юго–Западной Швеции к западу от района развития преготских гнейсов характеризуется своей последовательностью, отличающейся по составу и возрастному интервалу от магматизма Свекофеннского геоблока. Наиболее ранним интрузивным магматическим комплексом Юго–Западной Швеции являются гранитоиды группы Омоль I, представляющие собой дифференционную последовательность интрузивных гранитоидов, состав которых меняется от кварцевого диорита до гранита (Gorbatschev, 1975). Она сформировалась в интервале 1700–1600 млн лет до главной фазы складчатости и мигматизации. Породы массивов гнейсифицированы. Массивные текстуры сохраняются в районе Удеваллы. Вмещающими породами служат супракрустальные породы формации Омоль и Стуру–ле–Марстранд,

которые подверглись складчатости до образования плутонов. Далее во времени следуют гранитоиды временной группы Омоль II. Образование их связано с развитием интенсивной меридиональной и север–северо–восточной складчатости. Массивообразующие главные члены группы Омоль II наблюдаются в виде больших протяженных линз интрузивных пород. Состав их меняется от гранодиорита до гранита. Часто наблюдаются порфиробластические разновидности. Заключительным элементом группы Омоль II являются красные, богатые кварцем и щелочами граниты. Они образуют пояса протяженностью до 1 км с локально развитыми контактовыми мигматитами, похожими на позднекинематические свекофеннские граниты (Gorbatschev, 1975), но имеют более широкий интервал составов. Их формированием завершается готская орогения на рубеже около 1500 млн лет.

Посттектоническими являются граниты группы Хастеферден. Имеющиеся Rb-Sr датировки этих гранитов дают изохроны 1230–1240 млн лет (Welin, Gorbatschev, 1976). Известно также проявление плутонических процессов около 1400 млн лет (Skiöld, 1976). Анорогенный базитовый магматизм проявлялся неоднократно (Gorbatschev, 1980).

Формация Даль, залегающая на комплексе Омоль–Кроппефьоль, представляет самый восточный разрез свеконорвежских супракрустальных пород. Дальсландский гранитный магматизм представлен интрузиями типа гранитов Бохус, сформировавшихся около 900 млн лет. Завершают магматизм Дальсландского геоблока Юго–Западной Швеции дайки долеритов района Гетеборга, возраст которых оценивается 800–900 млн лет (Lundqvist, 1979).

Дальсландский геоблок в пределах Норвегии подразделяется на две главные провинции: западную и восточную. В восточной провинции прослеживаются комплексы Дальсландского геоблока Юго–Западной Швеции. Северо–западным продолжением постсвекокарельского пояса Смоланд–Вермланд, расположенного на границе Дальсландского и Свекофеннского геоблоков, являются Трюсиль граниты и Трюсиль кварцевые порфиры с изотопным возрастом около 1600 млн лет. Предполагается, что Трюсиль граниты сформировались (Oftedahl, 1980) одновременно с самыми древними риолитами Трюсиль. Северо–западным продолжением преготских гнейсов служат Солер гнейсы, также содержащие гипериты. На юге данной провинции расположен комплекс гнейсов Эстфолль, прорванный постскладчатыми гранитами Бохус с изотопным возрастом 900 млн лет. По составу и строению данный комплекс сопоставим с гнейсовым комплексом Конгсберг–Бамбле, прослеживающимся западнее грабена Осло и составляющим с комплексом Эстфолль единый блок (Hageskov, 1980). Гнейсовый комплекс Конгсберг–Бамбле содержит тела гиперитов и гранитов. Западный контакт его тектонический. Вдоль контакта с супракрустальными породами Телемарк развиты гнейсовидные граниты.

Изотопными исследованиями установлено, что гнейсы рассматриваемого блока претерпели два этапа метаморфизма: интенсивный Конгсбергский метаморфизм между 1600 и 1500 млн лет и менее интенсивный свеконорвежский 1060 млн лет назад. С этими же периодами связаны складчатые деформации (Hageskov, 1980). Предполагается, что последний период в пределах восточного блока представляет собой дальсландскую регенерацию раннерифейских комплексов, возможно, включающих и гнейсы дорифейского фундамента.

Западная провинция включает область развития среднерифейских вулканогенно-осадочных пород Телемарк, на юг сменяющихся гнейсами и мигматитами, и комплекс анортозитов Эгерсунн-Огна. Вулканогенно-осадочные породы Телемарк составляют трехчленный разрез континентальных вулканических пород, переслаивающихся с кварцито-песчаниками. В составе вулканических пород существенно преобладают метабазальты, объем которых в разрезе увеличивается с запада на восток (Sigmond, 1978), подчиненная роль принадлежит метариолитам и метаандезитам. Исходя из состава осадочных пород, предполагается, что на востоке вулканизм протекал в прибрежных мелководных условиях, а на западе – в континентальных. Время формирования вулканогенно-осадочного комплекса оценивается в интервале 1300-1200 млн лет. Породы комплекса претерпели свеконорвежский метаморфизм на рубеже 1050 млн лет. В центральной части области развития вулканогенно-осадочных пород Телемарк интенсивность его не превышает зеленосланцевой фации, постепенно возрастая на запад и юго-запад и достигая гранулитовой фации в районе Эгерсунн.

В краевой части супракрустальные породы Телемарк испытали синскладчатую мигматизацию и гранитизацию, в которую вовлекались и породы фундамента (Oftedahl, 1980). К западу от области развития супракрустальных пород Телемарк последние встречаются как реликтовые породы среди мигматизированных гнейсов и различного типа гранитов. В то же время имеются доказательства присутствия здесь и пород фундамента.

После свеконорвежской складчатости и метаморфизма как породы Телемарк, так и породы фундамента были прорваны гранитными интрузиями (Телемарк, Фло, Херефосс, Холум, Клейвен и др.) на рубеже около 900 млн лет.

Своеобразный комплекс анортозитов известен в районе Эгерсунн в зоне развития гранулитовой фации свеконорвежского метаморфизма. Анортозиты находятся в тесной пространственной и генетической ассоциации с лейконоритами, норитами, монцонитами и монцоноритами и большинством исследователей (Oftedahl, 1980) рассматриваются как интрузивные. Существует также мнение (Тектоника фундамента..., 1978), что массив Эгерсунн представляет собой выход на поверхность древнейшего меланократового фундамента. Его изотопный возраст составляет 1050 млн лет (Oftedahl, 1980), т.е. близок во времени со свеконорвежским метаморфизмом.

Анортозиты на юго-востоке секутся чарнокитами Фарсунд (910-млн лет) и двумя генерациями долеритовых даек. На рубеже 850 млн лет вся территория Балтийского щита представляла собой единый кратон.

4. Латеральные и вертикальные ряды магматических формаций

При региональном анализе структурной локализации магматических ареалов важным представляется рассмотрение синхронности и последовательности проявлений вулканизма и плутонизма для различных геотектонических режимов. Выявление пространственно-возрастных взаимоотношений магматических проявлений в интрузивной и эруптивной формах в одновременно или последовательно развивавшихся тектонических структурах представляет весьма сложную проблему соотношений тектоники и магматизма. Сложность ее решения еще больше возрастает применительно к докембрию. Общие закономерности смены разнотипного магматизма могут быть выражены выделением по методике, рекомендованной ВСЕГЕИ, соответственно латеральных и вертикальных рядов магматических формаций (Магматические формации..., 1979). При этом под латеральным рядом магматических формаций понимается совокупность синхронно формировавшихся формаций в смежных, но разнотипных тектонических структурах одного класса эндогенного режима. Вертикальный ряд магматических формаций включает совокупность последовательно формировавшихся магматических формаций в ходе поступательного развития тектонических эволюционирующих структур одного класса эндогенного режима.

Ряды магматических формаций позднего архея

Проявление архейского магматизма на Балтийском щите сосредоточено в основном в его восточной части: Кольско-Мезенский, Беломорский и Карельский геоблоки. Геологически документируемый магматизм, изученный на формационном уровне, относится к позднему архею (зеленокаменные пояса), тогда как ранний (гнейсо-гранулитовый) архей представляет комплекс фундамента.

Проявление позднеархейского вулканизма на территории Карелии связано с осадконакоплением в пределах крупного прогиба, соответствующего площади Карельского геоблока, и начиналось с дацит-андезитовой формации. Проявление данной формации установлено почти во всех структурных зонах Карельского геоблока (табл. 11), но даже там, где она отсутствует, не исключена возможность гнейсификации и гранитизации слагающих ее пород, так как в краевых частях структур она повсеместно подвержена этим процессам. Судя по преобладающему составу субстрата мигматитовых площадей (биотитовые плагиогнейсы), в низах верхнеархейского разреза вмес-

Таблица 11

Латеральные ряды магматических формаций верхнего архея восточной части Балтийского щита

Отдел	Тектонический режим	Восточная Финляндия	Западная Карелия		Центральная Карелия				Восточная Карелия		
					Ведлозерско-Сегозерский пояс						
		пояс Кухмо-Суомуссалми	пояс Иломантси-Ялонваара	пояс Гимольско-Костомукшский	Хаутавараская структура	Койкарская структура	Палосельгская структура	Сайозерская структура	Парандовско-Тикшозерский пояс, Парандовско-Надвойская структура	Южно-Выгозерский пояс	Сумозерско-кенозерский пояс
Лопий	Стабильный	Гранитовая	Гранитовая		Гранитовая				Гранитовая		
	Подвижная область	Мигматит-гранитовая	Мигматит-гранитовая		Мигматит-гранитовая				Мигматит-гранитовая		
		Дацит-риолитовая	?	Дацит-риолитовая	Дацит-риолитовая				Дацит-риолитовая		
		Гипербазитовая	?	Гипербазитовая	Гипербазитовая				?	Гипербазитовая	
		Габбро-плагиогранитная	Габбро-плагиогранитная	–	Габбро-плагиогранитная				Габбро-плагиогранитная		
		Коматиит-базальтовая: коматиитовая базальтовая (толеитовая)	Коматиит-базальтовая: коматиитовая базальтовая (толеитовая)		Коматиит-базальтовая: коматиитовая, базальтовая (толеитовая)				? базальтовая (толеитовая)	Коматиит-базальтовая: коматиитовая, базальтовая (толеитовая)	
		Дацит-андезитовая	Дацит-андезитовая	?	Дацит-андезитовая	?	?	Дацит-андезитовая	Дацит-андезитовая	?	?

те с вулканитами среднего состава присутствовали осадочные породы. Вулканизм происходил в условиях небольших глубин (Вулканизм архейских..., 1981).

По мере прогибания андезитовый вулканизм сменяется основным и ультраосновным (коматиит-базальтовая формация). Продукты основного вулканизма в пределах Карельского геоблока слагают центральную часть верхнеархейского разреза, установлены во всех вулканических структурах и являются как бы маркирующими (Рыбаков и др., 1979). Наиболее интенсивно базит-ультрабазитовый вулканизм проявился в краевых зонах Карельского геоблока и в осевых частях вулканических поясов, фиксируя разломы мантийного заложения.

На Кольском полуострове, где верхнеархейский вулканизм приурочен к линейным шовным прогибам между блоками раннеархейской протокоры, дацит-андезитовая формация отсутствует, и в основании верхнеархейского разреза фиксируется коматиит-базальтовая формация.

Интрузивные формации (габбро-плагиогранитная и гипербазитовая) приурочены к вулканическим поясам. На площадях ультраметаморфизма за пределами последних интрузивные домигматитовые образования, кроме даек ортоамфиболитов, не установлены. Исключение представляет Ондозерский массив плагиогранитов в Центральной Карелии, *залегающий на продолжении Ведлозерско-Сегозерского* пояса. Габбро-плагиогранитная формация является преинверсионной. Породы ее установлены в гальке конгломератов ряда структур Центральной и Западной Карелии. Тела гипербазитовой формации во всех структурах секут верхнюю часть разреза лопийских супракрустальных пород, относящихся к инверсионной стадии развития верхнеархейского прогиба. Аналогичное геологическое положение занимают данные формации и на Кольском полуострове. Интрузивные образования здесь приурочены преимущественно к разломам, обрамляющим шовные прогибы.

Дацит-риолитовая формация в разных объемах проявлена во всех структурах. Характер осадконакопления в период ее формирования свидетельствует о мелководных условиях. В Гимольско-Костомукшском поясе описан флиш (Горьковец, Раевская, 1977). Заключительным событием в развитии зеленокаменных поясов является синскладчатая мигматизация и гранитизация. *Она охватывает всю площадь* Карельского геоблока (верхнеархейского прогиба) и сопредельные стабильные зоны. В этот период земная кора обогащается калием, литофильными и другими редкими элементами, формируется *гранито-ультраметаморфический слой. Постскладчатая* гранитовая формация фиксирует условия стабильности и представляет первые в истории геологического развития Балтийского щита интрузивные граниты нормального ряда.

Таким образом, исходя из вышеизложенного и данных табл. 11, во всех верхнеархейских вулканических поясах выдерживается единая последовательность вулканических процессов, свидетельствую-

щая об едином развитии этой обширной территории. Вертикальный ряд магматических формаций, составляющих единый цикл от заложения прогиба, последовательного прогибания, инверсии, синскладчатой гранитизации и до стабилизации, по набору формаций и их последовательности не отвечает геосинклинальному. Отсутствует офиолитовая ассоциация, вулканизм является бимодальным с развитием андезитов на ранней стадии развития. Не в пользу геосинклинального развития свидетельствует и характер осадконакопления.

Ряды магматических формаций раннего протерозоя

К началу раннего протерозоя обширная территория восточной части Балтийского щита, включающая в современной структуре Карельский, Беломорский и Кольско-Мезенский геоблоки, представляла собой единый кратон с корой континентального типа. До формирования первых прогибов, которыми являются орогенные (Хейсканен, 1973) или рифтогенные (Негруца, 1981) пояса, кратон испытывал общее воздымание с интрузивным магматизмом по зонам разломов. Максимальная магматическая активность связана с главными структурами вдоль границ геоблоков: перидотит-габбро-норитовая формация и формация интрузивных чарнокитов. В центральных частях кратона этот период фиксируется поясами даек ортоамфиболитов. Известны также проявления гранитного магматизма (Телекинский комплекс, по устному сообщению С.Г. Лапшина, с изотопным возрастом 2418±19 млн лет).

Сумийская риолитовая формация локализуется вдоль зоны сочленения Карельского и Беломорского геоблоков и приурочена к структурам, классифицируемым как грабены (Хейсканен, 1980) или рифты (Негруца, 1981).

Для протоплатформенного этапа развития Балтийского щита характерны толеит-базальтовая и пикрит-базальтовая формации, входящие в состав прототраппового формационного ряда и являющиеся следствием первых в истории Земли раннепротерозойских платобазальтовых излияний (табл.12). Латеральные особенности платобазальтового магматизма следуют из палеовулканологического районирования Балтийского щита и реставрации вулканических ареалов, размещающихся в пределах рассматриваемых геоблоков. Время проявления прототраппового магматизма датируется периодом 2200-1850 млн.лет.

Максимальное территориальное распространение имели платобазальты ранних излияний (ятулийский вулканический комплекс). Их обширные поля реставрированы на территории Карельского геоблока в Южной, Восточной, Северной Карелии, Финской Лапландии. Меньшие их площади выявляются в пределах западной части Свекофенского геоблока. Территория Ладожского геоблока по палеогеографическим обстановкам являлась в то же время континентальной областью, на которой следы ятулийского вулканизма не фиксируются. Наибольшие мощности, составляющие 350-400 м, образуют ятулий-

ские платобазальты в шовной зоне сочленения Карельского и Беломорского геоблоков. Такой же порядок имеют мощности ятулийских платобазальтов в Финской Лапландии и Северной Швеции. В южной части Швеции следы ятулийских платобазальтов сокращенными мощностями известны в провинциях Ветланд и Вестано. Общая реставрированная площадь ятулийских платобазальтовых проявлений на территории Балтийского щита приблизительно достигала 0.4–0.5 млн км^2 при средних мощностях около 250–300 м.

Особенностями ранних этапов формирования толеит-базальтовой формации на этой огромной территории явились ареальный тип лавовых излияний, низкая степень эксплозивности эруптивной деятельности, умеренные мощности лавовых полей, исключительная однородность химического состава толеитов, близкие черты минерагении, однообразие и большое сходство палеогеографических и палеотектонических обстановок проявлений вулканизма. Однотипными являются на всей территории и субвулканические образования формаций, представленные многочисленными силлами и дайками альбитовых габбро-долеритов.

На всей территории щита ятулийскому платобазальтовому вулканизму предшествовало интенсивное осадконакопление, формирование мощных терригенных толщ аркозов, кварцитов, кварцито-песчаников и мономиктовых кварцевых конгломератов. Вспышки вулканизма всюду отмечают регрессивные стадии осадконакопления в компенсационно прогибавшихся эпиконтинентальных бассейнах. В совокупности с платобазальтами терригенные и терригенно-карбонатные породы с комплексом органогенных (строматолитовых и онколитовых) доломитов являются маркирующими образованиями в разрезах раннепротерозойских осадочно-вулканогенных толщ Балтийского щита. Латеральная, фациальная неоднородность платобазальтов ранних стадий излияний и исключительное однообразие их химического и петрографического составов являются общими особенностями первых проявлений платобазальтового магматизма в раннем протерозое Балтийского щита.

Последующие периоды формирования толеит-базальтовой формации связаны с излияниями платобазальтов заонежского вулканического комплекса. Их латеральные особенности определяются структурной локализацией вулканических ареалов в пределах, начавших формирование в людиковии депрессий. Синхронные, но с различной напряженностью платобазальты заонежского комплекса изливались в шовной зоне Карельского и Беломорского геоблоков в границах Куолаярвинской вулкано-тектонической депрессии, во внутрикратонной наложенной Онежской депрессии, а также в Северо-Ладожской депрессии зоны сочленения Карельского и Ладожского геоблоков. В указанных вулкано-тектонических депрессиях стадийными излияниями базальтов были сформированы лавовые поля мощностью от 600 до 110 м, сопровождаемые многочисленными пластовыми силлами и дайками габбро-долеритов. Отражая геодинамику формирования вулкано-тектонических депрессий, вулканические ареалы в них

Таблица 12

Латеральные ряды свекокарельских магматических формаций Балтийского щита

Региональные подразделения докембрия Карелии	Свекокарельский геоблок				Карельский геоблок			Беломорский геоблок	Кольско-Мезенский геоблок
	Кируна–Шелефте депрессия	Рованиеми–Колари депрессия	Тампере–Сованлинна депрессия	Ладожская депрессия (подвижная зона)	Туломозерская структура	Онежская депрессия	Ветреного Пояса депрессия		Печенгская и Имандра–Варзугская депрессии
—1800±50—	–	–	Габбро-долериты Хяме, Варпасьярви	–	–	–	–	–	–
Вепсский	Гранитовая (Лина 1)	Гранитовая			–	–	–	Слюдоносных пегматитов	–
	Мигматит-гранитовая				–	–	–	Мигматит-гранитовая	–
—1900±50—	–	–	–	–	–	Толеит-базальтовая	–	–	–
Ливвий	Перидотитовая				–	Перидотитовая		–	Габбро-верлитовая
—1950±50—	?	Пикрит-базальтовая	?	?	–	Пикрит-базальтовая		–	Толеит-базальтовая
	Габбро-плагиогранитная				–	–	–	–	–
Людиковий	Дацит-риолитовая	–	Дацит-риолитовая	?	–	–	–	–	?
	Толеит-базальтовая				Толеит-базальтовая			–	Габбро-долеритовая
—2000±50—									Андезит-дацитовая
Ятулий	–	Толеит-базальтовая	–	?	Толеит-базальтовая			Метапорфиритов гранатовых габбро	Пикрит-базальтовая Толеит-базальтовая Андезит-базальтовая
—2300±50—									

локализовались преимущественно в краевых зонах, совпадающих с магмовыводящими разломами бортовых ограничений.

В целом подобные же особенности структурной локализации заонежского платобазальтового вулканизма характерны и для Ладожского геоблока. По имеющимся данным, наиболее вулканически активной являлась шовная зона Карельского и Ладожского геоблоков. На советской территории щита в Северо-Ладожской вулкано-тектонической депрессии, начавшей активное прогибание в людиковии, платобазальты заонежского комплекса с максимальными мощностями, достигающими 1200 м, размещаются в зоне Рускеала–Рюттю. К югу и востоку их мощности уменьшаются. Их особенностью является наличие следов андезит-дацитового–дацитового вулканизма, зафиксированного пакетом маломощных лавовых покровов в ассоциации с кристаллокластическими плагиоклазовыми туфами мощностью

до 90 м. Из Северного Приладожья на территорию Финляндии заонежские платобазальты сортавальской серии непосредственно прослеживаются в зоны Оутокумпу, Сованлинна–Миккели–Тампере. При этом зона Тампере является одной из наиболее активных вулканических зон на территории Финляндии. Особенностью этой зоны (вулкано-тектонической депрессии) является синхронное с платобазальтовыми излияниями кратковременное проявление дацит-риолитового вулканизма.

В центральной и западной частях Свекофеннского геоблока платобазальты, синхронные заонежскому вулканическому комплексу Карельского геоблока, занимают обширные поля в зонах Кируна, Колари, Шеллефте, а также в Свеаленде Юго-Западной Швеции – зонах Фалун и Мелярен. Отличительной их особенностью является синхронное проявление с платобазальтовыми излияниями кислого дацит-

риолитового и риолитового вулканизма. Вместе с тем и палеотектонические обстановки в данных ареалах имеют много общих черт с обстановками платобазальтовых излияний в пределах Карельского геоблока. Они заключаются в сходстве литологического состава сопутствующих и предшествовавших вулканизму осадочных образований, включающих типоморфные для людиковия углеродсодержащие алевролиты, близости условий накопления колчеданных и медноколчеданных рудносланцевых толщ, признаках мелководности существовавших седиментационных бассейнов, однотипности и сходстве фациального и вещественного составов изливавшихся платобазальтов, одновозрастности осадочного и вулканогенного литогенеза, имевшего место по изотопным датировкам интервал времени 2000–1950 млн лет. Таким образом, главное латеральное отличие свекофеннских областей платобазальтового вулканизма от карельских заключается в приуроченности к первым проявлениям синхронного кислого дацит–риолитового вулканизма.

В интервале 2000–1900 млн лет в пределах Свекофеннского геоблока в отличие от Карельского широко и многообразно проявился интрузивный магматизм, представленный габбро в парагенезисе с умеренно кислыми гранитоидами плагиогранитной серии, объединяемый в габбро–плагиогранитную формацию. В южной части, в зоне развития гранулитовой фации метаморфизма, наблюдаются глубинные фации, а в северной, где метаморфизм представлен зеленосланцевой и амфиболитовой фациями, породы формации представлены малоглубинными и субвулканическими телами. Если характер вулканизма и осадконакопления на площади, в современной структуре отвечающей Свекофеннскому геоблоку, соответствует платформенному, то синхронный интрузивный магматизм, представленный габбро–плагиогранитной формацией, является типичным для прединверсионной стадии геосинклиналей.

Последующий прототрапповый вулканизм пикрит–базальтовой формации связан с излияниями высокомагнезиальных базальтов в ливвийское время в ходе формирования суйсарского комплекса. Латеральная неоднородность суйсарского вулканизма заключается прежде всего в структурной локализации полей изливших пород пикрит–базальтовой формации в вулкано–тектонических депрессиях шовных зон сочленения Карельского геоблока с Беломорским и Ладожским. Ареалы ее развития локализованы исключительно в обрамлении Карельского геоблока. В шовной зоне сочленения Карельского и Беломорского геоблоков они сопряжены с Куолаярвинской депрессией, рифтоподобной структурой Ветреного Пояса, а также с внутригеоблоковой Онежской вулкано–тектонической депрессией. Автономность развития указанных депрессий обусловила различную полноту пикрит–базальтовой формации. Если в Куолаярвинской депрессии пикритовые члены формации развиты ограниченно, то в структуре Ветреного Пояса они являются преобладающими.

В зоне сочленения Карельского и Ладожского геоблоков в пределах Северо-Ладожской вулкано-тектонической депрессии следы покровных образований пикрит-базальтовой формации отсутствуют. Наличие здесь перидотитовых интрузий, которые, вероятно, являются субвулканическими аналогами эффузивных образований, не исключает возможности проявлений здесь пикрит-базальтового вулканизма. Вместе с тем пояс перидотитовых интрузий простирается и далее на северо-запад на территорию рудносланцевой зоны Оутокумпу в Финляндии. Данные о развитии пикрит-базальтовой депрессии в пределах западной части Свекофеннского геоблока отсутствуют. Синхронными им здесь рассматриваются терригенные песчано-глинистые образования калевия, не имеющие признаков проявлений вулканизма в ходе их накопления. Структурно совмещенными с ареалами покровной пикрит-базальтовой формации являются интрузивные тела габбро-перидотитовой и перидотитовой формаций, являющихся глубинными аналогами эффузивных образований. Их локализация контролировалась как зонами разломов, ограничивающих вулкано-тектонические депрессии, так и магмовыводящими вулканоконтролирующими разломами эруптивных зон.

Формирование прототрапповой толеит-базальтовой формации завершилось излияниями толеитовых базальтов вепсского вулканического комплекса, развитыми на Балтийском щите лишь в бортовых частях Онежской вулкано-тектонической депрессии. Особенностями прототраппового вулкано-плутонизма для рассматриваемого региона явились: охват обширной территории Балтийского щита, синхронность платобазальтовых излияний в многочисленных ареалах, исключительная выдержанность вещественного состава изверженных пород, однотипность минерагении, близость литологического состава предшествовавшего и сопутствующего осадконакопления, однотипность палеогеографических обстановок осадочного и вулканогенного литогенеза в компенсационно прогибавшихся эпиконтинентальных мелководных бассейнах. Главные различия заключаются в преимущественном развитии синхронного платобазальтовому кислого дацит-риолитового вулканизма исключительно в центральной и западной частях Свекофеннского геоблока.

Вертикальные вариации вулканических формаций устанавливаются при рассмотрении геологической истории заложения и развития вулкано-тектонических депрессий. Среди них по структурному положению выделяются вулкано-тектонические депрессии шовных зон сочленения геоблоков и внутриблоковые. Шовные вулкано-тектонические депрессии характеризуются наибольшей активностью платобазальтового магматизма и большим разнообразием магматических формаций. Автономность синхронно формирующихся депрессий отражается и в наборе магматических формаций.

Наиболее типичной межгеоблоковой глубинно-компенсированной вулкано-тектонической депрессией является Печенгско-Варзугская, расположенная в шовной зоне Кольско-Мезенского и Беломорского геоблоков. В Печенгской и особенно в Имандра-Варзугской части

в обстановке устойчивого компенсационного прогибания формировались в неоднократном чередовании толеитовые базальты, пикритовые базальты, андезит-базальты с подчиненным развитием андезит-дацитового и дацитового вулканизма. Общая мощность сформированных здесь пород оценивается в 15–30 км (Бельков и др., 1982). Сопутствующие изверженным осадочные породы обладают чертами мелководных условий накопления в обстановке интенсивного поступления обломочного материала с бортовых частей бассейна. Глубинными аналогами излившихся пород здесь могут рассматриваться интрузии габбро-долеритовой, перидотит-пироксенит-норитовой, габбро-норитовой и габбро-верлитовой формаций, трассирующих магмовыводящие зоны разломов в бортовых ограничениях депрессии и гранито-гнейсовом фундаменте. История геологического развития этой структурной зоны охватывает период всего раннего протерозоя от сумия до людиковия. В рифтоподобной структуре Ветреного Пояса, формировавшейся в шовной зоне Беломорского и Карельского геоблоков, преимущественное развитие имеют пикрит-базальтовая и габбро-перидотитовая формации. Мощность базальтового плато по геофизическим данным здесь оценивается от 2 до 4 км. Время развития этой структуры ограничивается, вероятно, ливвийским периодом.

Вулкано-тектонические Куолаярвинская и Онежская депрессии в целом имеют близкую вертикальную последовательность магматических формаций. В Куолаярвинской депрессии толеит-базальтовая формация представлена платобазальтами ятулийского, заонежского вулканических комплексов, а пикрит-базальтовая имеет подчиненное развитие. При этом в составе последней отмечается присутствие андезит-базальтов. Для Онежской депрессии более характерны толеитовые базальты ятулийского и вепсского комплексов и преобладающее развитие пикрит-базальтовой формации. Общим для них является широкое развитие перидотитовой формации, представленной интрузивными телами габбро-перидотитов и перидотитов (верлит-лерцолитовая ассоциация).

Геологическое развитие области, в современной структуре отвечающей Свекофеннскому геоблоку, по набору магматических формаций в вертикальном ряду в некоторой степени отличается от депрессий Карельского геоблока. Ранняя толеит-базальтовая формация здесь представлена преимущественно платобазальтами, синхронными заонежскому вулканическому комплексу. Ятулийские вулканогенные образования развиты ограниченно. Синхронными с платобазальтами являются здесь продукты кислого дацит-риолитового и риолитового состава, мощность которых увеличивается в западном направлении. Широко проявлена типичная для геосинклиналей габбро-плагиогранитная формация. Отсутствуют вулканиты пикрит-базальтовой формации. Отличается от платформенных условий и региональный метаморфизм, достигающий гранулитовой фации. Изофациально с региональным метаморфизмом проявлены процессы ультраметаморфизма, среди которых широким развитием пользуется

анатексис. Позднеорогенный период знаменуется региональным развитием мигматит-плутонов. Формировавшийся на ранних стадиях платформенный чехол трансформируется в гранитно-ультраметаморфический слой.

Магматизм постсвекокарельского (рифейского) периода

С завершением свекокарельской складчатости кратонизацией была охвачена большая часть Балтийского щита, за исключением территории, в современной структуре представленной Дальсландским геоблоком, т.е. его крайней западной частью. Проявление магматических процессов этого периода связано с дизъюнктивной тектоникой, и геоблоки потеряли значение структурно-формационных зон. Магматически активными являются преимущественно краевые части сформировавшегося кратона. Характер латерального ряда формаций закономерно изменяется с востока на запад и обусловлен степенью кратонизации.

В восточной части кратона, стабилизировавшейся в позднем архее, область, в современной структуре отвечающая Карельскому геоблоку, характеризовалась спокойной тектонической обстановкой и отсутствием каких-либо проявлений магматизма. На рубеже около 1450 млн лет здесь фиксируется кора выветривания, проявившаяся также и в пределах Свекофеннского геоблока. На границе нижнего протерозоя и рифея в северо-восточной части Балтийского щита по зонам глубинных разломов наблюдается интенсивное проявление интрузивного магматизма (формация щелочных гранитов и сиенитов, гранодиорит-гранитов, лейкократовых гранитов и аляскитов), прослеживающихся и в Северную Финляндию. Толеит-базальтовая формация платформенного чехла локализуется в Кандалакшском и Пашском грабенах, формирование которых связано с кинематикой земной коры в период формирования субширотной флексуры.

В западной части Балтийского щита, на шведской территории Свекофеннского геоблока, в конце раннего протерозоя-начале рифея наиболее ярко выраженным эндогенным процессом явилось гранитообразование (табл. 13). Самым ранним его проявлением являются граниты Ревзунд (1750 млн лет) Центральной и Северной Швеции. В Северной Швеции с этого периода и вплоть до 1500 млн лет большие площади были охвачены коровым гранитообразованием (граниты Сорселе, поздние Лина граниты и др.). С постскладчатым периодом в этом районе связано также широкое проявление вулканической активности (порфиры Кируны, Каска Чаурен, Дуоблен). Особое место в постсвекокарельском магматизме сформировавшегося кратона занимает магматизм его краевых частей. Это пояс рапакиви, габбро и анортозитов вдоль южной краевой части Свекофеннского геоблока и постсвекокарельский пояс Смоланд-Вермланд в западной его части в зоне сочленения с Дальсландским геоблоком. Характерной чертой магматических образований являет-

Таблица 13

Корреляция рифейского магматизма

Изотопный возраст, млн лет	Дальсландский геоблок		
	Центральная и Южная Норвегия	Юго-Восточная Норвегия	Юго-Западная Швеция
800 –			Долериты Гетеборга
900 –	Граниты Телемарк, Фло, Хэрефосс, Холум, Клейвен, чарнокиты Фарсунд	Граниты Иддефьорда	Граниты Бохус
1000 –	Свеконорвежский метаморфизм, складчатость, мигматизация	Свеконорвежский метаморфизм	Свеконорвежский метаморфизм (активизация)
1100 –	Анортозиты Эгерсунн-Огна		Группа Даль
1200 –	Габбро		
	Метавулканиты Телемарка	Долериты фьорда Осло	Граниты Хастеферден
1300 –			
1400 –			
1500 –			Граниты Лэйн
		Гипериты	
		Складчатость, метаморфизм	Граниты Омоль II
			Готская складчатость и метаморфизм
1600 –			
			Кварцевые диориты-плагиограниты Омоль I
1700 –			
1800 –			Формация Омоль, формация Стора-ле-Марстранд

Свекофеннский геоблок		
Западная часть	пояс Смоланд-Вермланд	пояс габбро и гранитов рапакиви
Дайки меридионального пояса долеритов Шелочно-ультраосновные дайки Каликс	Долериты	
Долериты Осбю		
	Базальты Ойе	Граниты и сиениты Рагунда
Долериты Туна		Граниты Нордингро
		Литий-фтористые граниты и туффизиты Салминского массива
Граниты Лина II, граниты Сорселе		Габбро-анортозиты и рапакиви Салминского, Вехмаа
Дайки широтного пояса долеритов	Щелочные породы массива Норра-Кар	и Лайтила массивов
		Габбро Рагунда, Нордингро Аландский, Онас, Бодом, Обнас массивы рапакиви
Граниты Рэтан	Граниты Дала	Габбро-анортозиты и рапакиви Выборгского массива
	Порфиры Смоланд, граниты Вермланд, Смоланд	
Граниты Ревзунд		

ся низкое значение $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Wilson, 1980), свидетельствующее о глубинном источнике магм.

Формирование гранитных массивов растянуто во времени. Граниты рапакиви формируются в интервале от 1700–1640 млн лет в Выборгском массиве (Vaasjoki, 1977) до 1220 млн лет в массиве Рагунда (Kornfält, 1976). Хотя некоторая разница в изотопных датировках обусловлена различием в методах исследований, но тем не менее временной интервал определяется сотнями миллионов лет. В поясе Смоланд-Вермланд возраст слагающих его пород составляет от 1690 до 1620 млн лет (Wilson, 1980). Таким образом, оба пояса характеризуют период постсвекокарельской предплатформенной тектоно-магматической активизации. К рубежу 1550 млн лет и в западной части Свекофеннского геоблока земная кора обладала достаточной жесткостью. В это время были сформированы две системы даек основного состава: гипериты Вермланда и серия широтных даек. О жесткости коры свидетельствует также формирование щелочного комплекса Норра-Карр. Формирование рифейского осадочного платформенного чехла охватило обширные области Свекофеннского геоблока.

В современной структуре западной части Балтийского щита среднерифейский платформенный чехол сохраняется в виде реликтов в пределах нескольких грабенообразных прогибов. Осадочные терригенные серии красноцветных песчаников Нордингро, Гевле, имеющие признаки мелководных обстановок формирования, достигают мощностей 1000 м. Развитые среди них платобазальты представлены единичными покровами мощностью до 100 м (базальты Ойе). Возраст рвущих их долеритовых даек Осбю составляет 1270–1215 млн лет. Значительное по мощности, достигающее 2000 м, поле терри-

генных пород серии Дала в западной части Свекофеннского геоблока также содержит горизонт Ойе базальтов (90 м), возраст которых оценивается в 1370 млн лет.

На восточной части щита синхронными указанным платформенным образованиям являются осадочные и вулканогенные толщи среднего рифея грабенов Сатакунта, Мухос, Пашского и Кандалакшского, а также терригенные красноцветные осадочные толщи рифея Терского берега Кольского полуострова и побережья Баренцева моря.

Область западной краевой части Балтийского щита, в современной структуре представленная Дальсландским геоблоком, в рифейское время характеризовалась сложным тектоническим строением и была единственной областью преимущественного прогибания. При этом различный характер магматизма трех районов (табл. 13) позволяет проследить последовательное перемещение магматической активности и стабилизации коры с востока на запад. Достоверно установлено, что геологические комплексы восточной части Дальсландского геоблока (Юго-Восточная Норвегия и Юго-Западная Швеция), включая комплекс Бамбле-Конгсберг, в той или иной форме претерпели два этапа регионального метаморфизма (около 1500 млн лет и около 1000 млн лет), тогда как в западной его части проявились лишь поздняя, дальсландская, складчатость и метаморфизм.

Восточная часть Дальсландского геоблока характеризуется неоднородностью по латерали благодаря блоковому строению. Область доготских гнейсов представляет собой активизированный блок, возможно, досвекокарельского возраста, претерпевший региональный микроклиновый порфиробластез в интервале 1600-1500 млн лет с последующим формированием пояса гиперитов. В соседнем к западу районе Омоль установлены одновозрастные супракрустальные породы серии Омоль и Стура-ле-Марстранд среди умеренно кислых гранитоидов плагиогранитной серии Омоль в ассоциации с габбро. Гранитообразование и стабилизация относятся к рубежу около 1500 млн лет. Этот же период считается гнейсообразующим в зоне интенсивного метаморфизма Бамбле-Конгсберг-Эстфоль (Field and Raheim, 1981).

Среднерифейский магматизм западной части Дальсландского геоблока и последовательность геологического развития в общих чертах сопоставимы со свекокарельским циклом Свекофеннского геоблока. Бимодальный вулканизм зоны Телемарк по характеру осадконакопления классифицируется как платформенный (Oftedahl, 1980), но затем платформенные образования испытывают зональный региональный метаморфизм вплоть до гранулитовой фации, синскладчатую гранитизацию, стабилизацию и внедрение постскладчатых гранитных интрузий нормального ряда.

5. Магматизм и тектоника

Формационный анализ магматических образований в пределах геоблоков современной структуры земной коры позволил установить, что геоблоки отвечают разновозрастным тектоническим зонам.

В самых древних из них (Кольско-Мезенском и Беломорском) в современном эрозионном срезе обнажается раннеархейский геологический комплекс, выполняющий роль фундамента позднеархейской и раннепротерозойской подвижных областей.

Проблема тектонического режима в раннем архее при современной изученности может решаться на уровне гипотез, так как нигде на континентах не доказано существование первичных раннеархейских структурных форм. Раннеархейские геологические комплексы испытали многократную структурную перестройку и изменение вещественного состава, вовлекаясь в наложенные складчатые деформации, полиметаморфизм и многократный наложенный ультраметаморфизм. Сохранившиеся реликтовые петрографические разновидности гранулитового комплекса „диоритового" слоя коры благодаря близости их состава петрохимическим типам магматических пород свидетельствуют о широком развитии магматических процессов. По геологическому положению и составу они коррелируются с геологическими образованиями древнейшего геологического комплекса Земли, изотопный возраст которого превышает 3,5 млрд лет.

Своеобразие тектонического режима начальной стадии развития Земли отмечается многими исследователями (Лазько, 1970, 1971; Глуховский, Павловский, 1973; Салоп, 1973; Шуркин, Митрофанов, 1974; Жданов, 1975; Лутц, 1975; Борукаев, 1977; Павловский, 1977; Тугаринов, 1977; Богатиков, Богданова, Марков, 1980; Smith, 1976; Shaw, 1976; Bor-Ming, Nuquist, 1976; Windley, 1978). Эта стадия получила название „лунной", или „стадия первичной коры" (Богатиков, Богданова, Марков, 1980). Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал позволяет присоединиться к высказанной точке зрения.

Неизмененные породы „диоритового" слоя Карелии и Кольского полуострова в среднем соответствуют андезиту и андезит-дациту, что и определяет средние физические свойства слоя как „диоритового". Низкая щелочность рассматриваемых пород (самая низкая по сравнению с породами более молодых комплексов) и слабая степень окисленности железа свидетельствуют об образовании их в восстановительных условиях. В частности, породы основного состава „диоритового" слоя Карелии (двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы), так же как и основные породы архейских кратонов, ассоциирующие с тоналито-гнейсами древнее 3,5 млрд. лет, по соотношению Fe, Mg, Al и Ti сопоставимы с морскими базальтами Луны (Шарков, Богатиков, Синдеев, 1978; Барсуков, Дмитриев, Гаранин, 1979).

Обособление раннеархейских образований в виде геоблоков относится к периоду заложения позднеархейских подвижных зон. Как предполагает Е.Е. Милановский (1976), первоначальное обособление линейных подвижных зон было связано с разрывом первичной коры Земли во время первых фаз ее расширения. Такое предположение базируется на теории расширяющейся Земли, получающей в последние годы все большее признание (Ларин, 1975; Милановский, 1976, 1982, и др.).

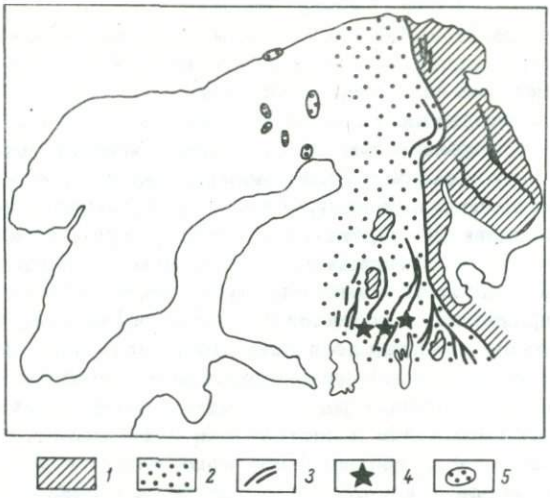


Рис. 22. Палеотектоническая схема Балтийского щита для позднеархейского этапа (>2700–2800 млн лет). Составили А.П. Светов и Л.П. Свириденко.

1 – области раннеархейской консолидации (протокора); 2 – области позднеархейского (лопийского) вулканогенного и осадочно-вулканогенного литогенеза (подвижная область); 3 – останцовые сланцевые (зеленокаменные) пояса лопийских вулканогенных толщ в современной структуре щита; 4 – установленные эруптивные центры и реликты вулканических построек андезитового вулканизма; 5 – реликты архейского фундамента Швеции (область Лумо) и Лофотенских островов Норвегии.

Позднеархейские подвижные зоны на Кольском полуострове представляют собой шовные структуры типа раздвига, приуроченные к границам крупных блоков земной коры. В Карелии заложение позднеархейской подвижной области связано с погружением блока земной коры, соответствующего контурам современного Карельского геоблока (рис. 22). Это различие в механизме заложения первых подвижных зон отразилось и на составе их ранних магматических формаций.

На Кольском полуострове позднеархейский тектоно-магматический цикл начинается с базальтовой формации и характеризуется общей гомодромной направленностью (*табл. 9*), что согласуется с шовным характером подвижных зон и их связью с глубинными разломами мантийного заложения. К этим же разломам приурочен разнообразный позднеархейский интрузивный базитовый магматизм (габбро-норит-перидотитовая и габбро-анортозитовая формации).

В Карелии и Восточной Финляндии позднеархейский тектоно-магматический цикл начинается с андезитового вулканизма. Фациальный

состав осадков свидетельствует о том, что андезитовый вулканизм осуществляется в условиях мелководья и наличия островных вулканов центрального типа (Робонен, Рыбаков, 1978). Изучение площадей ультраметаморфизма в пределах Карельского геоблока (Свириденко, 1980) позволяет предполагать, что область распространения продуктов андезитового вулканизма значительно превосходила *область развития зеленокаменных поясов* в их современном эрозионном срезе и, по-видимому, соответствовала площади Карельского геоблока. На раннем этапе развития подвижной зоны магматизм имеет антидромную направленность (от андезитового вулканизма до коматиитового). Вулканиты дацит-андезитовой формации по составу неотличимы от тоналито-гнейсов фундамента (Свириденко, 1980), что дает возможность предполагать небольшую глубину зарождения андезитовых магм и постепенное увеличение глубины магмообразования на ранней стадии развития позднеархейской подвижной области.

После формирования коматиитов и гипербазитов развитие процессов магматизма имеет гомодромную направленность. С этого момента по набору магматических формаций позднеархейский тектоно-магматический цикл сопоставим с инверсионной стадией геосинклинального тектоно-магматического цикла. Следует лишь отметить чрезвычайно интенсивное развитие ультраметаморфизма в конце цикла, охватившее всю площадь подвижной области.

Необходимо констатировать, что с геологическим развитием первых подвижных зон на Балтийском щите связан напряженный магматизм, по существующим классификациям позволяющий сопоставлять его лишь с геосинклинальным, но тектонический режим в целом не имеет аналогов в более позднее, фанерозойское, время и требует выделения самостоятельного типа.

Со стабилизацией позднеархейских подвижных зон (2700–2800 млн лет) вся восточная часть Балтийского щита представляла собой единый кратон, но установившийся тектонический режим нельзя классифицировать как спокойный. Большой набор магматических формаций, образовавшихся до протоплатформенного чехла (табл. 9), свидетельствует об интенсивности проявления магматических процессов.

В Карелии к началу раннего протерозоя относится общее воздымание, образование мелких блоков земной коры и интенсивный интрузивный магматизм (формация интрузивных чарнокитов, перидотит-габбро-норитовая и габбро-диабазовая формации, селецкая формация палингенно-метасоматических гранитов и мигматит-гранитов). Формирование последней из перечисленных формаций связано с линейными зонами *наложенной складчатости, куполообразованием* и разломами и сопровождается обогащением земной коры калием. Этот период является завершающим в формировании зрелой коры континентального типа. Заложение орогенных поясов происходит на зрелой континентальной коре.

На Кольском полуострове как интрузивный, так и эффузивный магматизм раннепротерозойского времени приурочен к границам

крупных блоков (шовным структурам) и, судя по широкому проявлению щелочных и ультраосновных разновидностей (табл. 9), характеризуется большей глубиной магмообразования.

Тектонические движения, обусловившие формирование вулканических поясов в раннеорогенном (сумий) периоде, проявились в линейных зонах. Наиболее четко устанавливается такая зона в области сочленения Беломорского и Карельского геоблоков, где она трассируется современными участками развития кислых вулканитов сумия и гипабиссальными телами кварцевых порфиров. Зона представлена крупным продольным разломом северо-западного простирания более 600 км длиной и оперяющими субмеридиональными разломами (до 50 км длиной). Контрастные движения в пределах зоны предопределили формирование вулканического пояса риолитовой формации.

В пределах Карельского геоблока, близ его осевой части, можно предполагать наличие второго вулканического пояса. Косвенными доказательствами его существования являются находки редких галек кварцевых порфиров в сариолийских конгломератах в полосе, простирающейся от оз. Большозеро до г. Медвежьегорска.

Как уже указывалось, степень несогласия между сумийскими и лопийскими отложениями увеличивалась в течение сумийского времени. Это может объясняться только тем, что риолитовый вулканизм и синхронное ему терригенное осадконакопление происходили одновременно с тектоническими движениями. С другой стороны, факты многочисленных резких несогласий сумийских и сариолийских образований, пересечение складчатых структур кислых вулканитов сариолийскими габброидами ведут к выводу о продолжении деформаций и после риолитового вулканизма. В этом смысле формация, несомненно, отвечает понятию орогенной формации.

Толща кислых вулканитов смята в крутые, изоклинальные и нередко запрокинутые складки. Такой стиль складчатости, формирующийся при наличии консолидированного основания, требует для своего образования высокой степени дробления земной коры и сложной системы перемещений ее блоков. Любопытно, что современные реликты сумийских структур существуют близ границ лопийских сооружений, нередко окаймляя их прерывистой полосой (например, Шуезерский синклинорий). Именно в этих условиях они характеризуются интенсивной складчатостью и как раз здесь следует ожидать максимального проявления разломной предсумийской тектоники. В единственном случае, когда кислые вулканиты сохранились внутри лопийской структуры, вдали от ее границ (близ оз. Риговаракского), они характеризуются пологим залеганием.

Сариолийская тектоника и ее влияние на магматизм охарактеризованы достаточно подробно в литературе (Хейсканен, 1973; Хейсканен, Голубев, Бондарь, 1977). Палеотектонический анализ показывает, что в отличие от сумийских складчато-глыбовых движений в сариолийское время основным проявлением движений была сводово-глыбовая тектоника, вызванная изостатической неустойчивостью сравнительно крупных участков литосферы.

На примере Центрально-Карельского сводового поднятия видно, что осадконакопление и вулканизм начались одновременно с заложением центрального и краевых грабенов, осложняющих сводовое поднятие. При этом опускающиеся части блоков земной коры перекрывались лавовыми полями андезит-базальтов, а склоны поднимающихся блоков – продуктами разрушения последних с добавлением той или иной доли пирокластики. Так формировались толщи, характеризующиеся двумя типами разрезов: кумсинским (с лавами) и селецким (обломочным).

Разломы, расчленившие сводовое поднятие на блоки, служили подводящими каналами для излияний андезит-базальтовых лав. Разломы проникали, по-видимому, на различную глубину, поскольку ряд петрографических и петрохимических особенностей указывают на то, что изливавшиеся андезит-базальты являются смесью базальтоидной и андезитовой магм.

Дальнейшие движения обратного знака по тем же системам разломов привели к формированию собственно сариолийских тектонических структур линейного типа с асимметричным строением. Асимметрия их заключается в том, что крылья структур сложены толщами с разным типом разреза, это и позволяет реконструировать механизм их формирования.

Судя по имеющимся сведениям, северо-западнее упомянутого сводового поднятия существовали и другие, образующие в совокупности пояс сводовых поднятий, сопряженных во времени с сариолийским вулканизмом. Пояс простирался вдоль Беломорского геоблока, окаймляя его, вероятно, до территории современной Швеции и повторялся на Кольском полуострове. Беломорский геоблок, по имеющимся данным, сариолийскими лавами не перекрывался.

Как явствует из изложенного, тип сариолийской тектоники мало соответствует представлениям о рифтогенных областях, хотя данное заключение сильно зависит от интерпретации рифта, т.е. решения вопроса, по поводу которого существуют различные мнения (Негруца, 1981; Куликов, Куликова, 1982).

Геологические данные по палеотектонике, палеогеографии, палеовулканологии свидетельствуют о том, что к началу формирования протоплатформенного чехла на рубеже 2300±100 млн лет большая часть Балтийского щита, по крайней мере северная часть Русской плиты, представляла собой приподнятую кратонизированную область и являлась территорией пенепленизации и глубокого континентального выветривания (Соколов и др., 1970). Возобновившиеся в раннем ятулии изостатические сводово-глыбовые движения привели к разобщению кратона на области преимущественного поднятия и относительного опускания (рис. 23). Общую тенденцию к воздыманию в восточной части кратона испытывали спаянные воедино Беломорский и Кольско-Мезенский геоблоки, а в западной – предположительно массивы доготских гранито-гнейсов Юго-Западной Швеции и Южной Норвегии, соответствующие Южно-Скандинавскому массиву (Салоп, 1971) или Дальсландскому геоблоку (Земная кора..., 1978). Обширная территория, заключенная между эти-

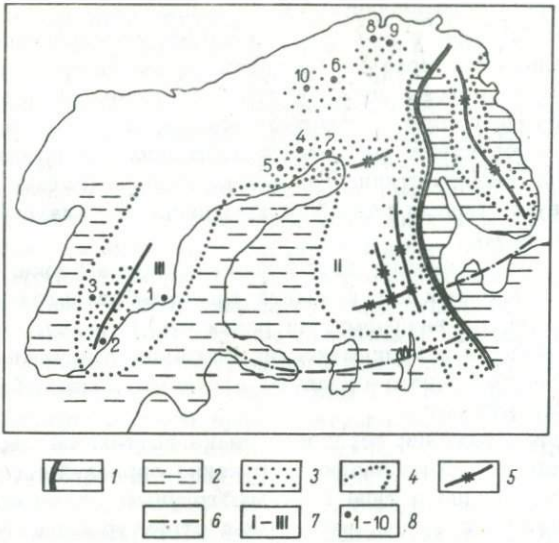


Рис. 23. Палеотектоническая схема Балтийского щита для ятулийского периода (2300–2200 млн лет). Составил А.П. Светов.

1 – области устойчивого поднятия Кольско-Мезенского и Беломорского геоблоков; 2 – области континентального выветривания, денудации, частичного затопления; 3 – седиментационные эпиконтинентальные бассейны с ареалами активного вулканизма; 4 – границы седиментационных бассейнов; 5 – вулканоконтролирующие разломы и местоположение эруптивных центров; 6 – положение осевой линии радиальной флексуры Полканова; 7 – седиментационные бассейны (I–III): I – Печенгско-Варзугский, II – Карельский, III – Южно-Шведский; 8 – местоположение главных разрезов ятулийских осадочно-вулканогенных толщ западной части Балтийского щита (1–10 – цифры на карте): 1 – Вестервик, 2 – Вестамо, 3 – Ветланд, 4 – Эльвеберг, 5 – Шеллефте, 6 – Вакко, 7 – Каликс, 8 – Райкас, 9 – Часлиас, 10 – Съефаль.

ми геоблоками, испытывала относительное погружение. Областями наиболее резко выраженного погружения явились главным образом зоны сочленения геоблоков. Эти зоны контрастных движений явились ограничениями крупных седиментационных бассейнов. В восточной части кратона зона сочленения Карельского и Беломорского геоблоков не только определила восточную границу Карельского седиментационного бассейна, имевшего ширину 200–250 км и протяженность до 700 км, но и явилась вулканоконтролирующей активных проявлений платобазальтового вулканизма. Максимальные мощности терригенно-обломочных пород в наиболее погруженной части бассейна достигли в Центральной Карелии 1500 м (Соколов и др.,

1970). В северо-западной части бассейна к этому времени относится накопление терригенных, карбонатных и вулканогенных пород серий Вакко и Каликс Северной Швеции (Ödman, 1958), содержащих эффузивные образования базальтов, а также терригенно-осадочные и вулканогенные породы основного состава серий Райпас, Часкиас в окнах каледонид Северной Норвегии (Reitan, 1963). В Северной Финляндии (Лапландия) терригенные породы и эффузивно-пирокластические образования этого периода накопления протоплатформенного чехла известны в районе Кеми-Тервола, г. Куусамо (Silvennoinen, 1972) и г. Торнио. В целом для северо-западной части Карельского седиментационного бассейна характерно сокращение мощностей как грубообломочных осадочных пород, несущих признаки мелководного породообразования, так и карбонатных органогенных пород с биогермами строматолитов (Макарихин, Кононова, 1983), а также проявление многочисленных, но кратковременных пароксизмов платобазальтового вулканизма.

Вулканические ареалы в ходе конседиментационного прогибания Карельского бассейна пространственно локализованы, главным образом в его краевых частях, а магмовыводящие и вулканоконтролирующие разломы в целом совпадали с их бортовыми зонами. Вулканические пароксизмы в ятулии совпадали с регрессивными стадиями осадконакопления. Лавовыми излияниями была охвачена большая часть площади Карельского бассейна. Максимальные мощности излившихся пород ятулия здесь достигали до 500–550 м. С полями развития базальтов и зонами размещения эруптивных центров связаны пластовые силлы и дайки габбро-долеритов. Время их формирования по радиологическим данным соответствует 2150–2050 млн лет (Wampler, Kulp, 1962; Sakko, 1971; Laajoki, 1973).

В западной части кратона в краевой части Дальсландского геоблока в раннем ятулии заложился другой седиментационный бассейн шириной около 150–200 км и протяженностью до 500 км. В ходе его компенсационного прогибания, по нашему мнению, были сформированы грубообломочные терригенные породы (конгломераты, аркозы, кварциты), переслаивающиеся с эффузивно-пирокластическими образованиями базальтового состава серий Ветланд, Вестамо и Вестервик (Gavelin, Russel, 1967; Lundqvist, 1968; Priem, e.a., 1971; Kreston, 1972). Обладая признаками мелководных условий образования, терригенные породы серии Вестервик, однако, достигают общей мощности до 1800 м, свидетельствуя о достаточно интенсивном конседиментационном прогибании ложа бассейна. Синхронно с накоплением терригенных пород формировались поля эффузивных пород базальтового состава, силлы и дайки долеритов. В данном седиментационном бассейне, как и в Карельском, главные площади размещения вулканических пород совмещены с его бортовой западной частью (серии Вестамо, Ветланд). В целом масштабы проявления здесь синхронного с осадконакоплением вулканизма в настоящее время оценить не представляется возможным, поскольку вопросы расчленения и корреляции серий недостаточно разработаны. Область максимального прогибания бассейна совпада-

ет с его центральной частью, в то время как северное окончание его не имеет четко выраженных ограничений.

Область, разделяющая автономно развивающиеся бассейны, по нашему мнению, представляла приподнятую территорию периодически затопляемой равнины, возможно, с островным ландшафтом. Осадконакопление здесь происходило в мелководных лагунного или озерного типа бассейнах, а вулканическая деятельность проявилась, вероятно, в весьма незначительных масштабах. Свидетельством этому могут служить резко сокращенные мощности ятулийских осадочных и излившихся вулканических пород в Южной Финляндии (г. Куопио), Северной Швеции (серия Эльваберг).

Таким образом, в течение ятулийского времени, по-видимому, большая часть Балтийского щита явилась областью формирования протоплатформенного осадочного чехла с синхронным проявлением вулканической деятельности. Сформированные на столь обширной территории литологически однотипные грубообломочные терригенные (кварциты), карбонатные (строматолитовые доломиты) и вулканогенные эффузивно-пирокластические породы, всюду подстилаемые кварцевыми конгломератами и корами химического выветривания, являются достаточно надежным маркирующим горизонтом в целях корреляции осадочных и вулканогенных образований Балтийского щита, что еще в 1971 г. подчеркивал Л.И. Салоп.

Синхронно с развитием седиментационных бассейнов Карелии в пределах Кольско-Мезенского геоблока происходило заложение и развитие Печенгско-Варзугской вулкано-тектонической структуры в шовной зоне Беломорского и Кольско-Мезенского геоблоков. Развивавшаяся вначале как обширная депрессия с интенсивным вулканизмом, пароксизмы которого прерывались периодами кратковременного терригенного осадконакопления, она в последующем эволюционировала в узкую грабенообразную глубинно-компенсированную вулкано-тектоническую депрессию, вулканические ареалы которой локализовались преимущественно в ее юго-западной, наиболее опущенной части.

К концу позднего ятулия на бывшей территории осадконакопления произошла стабилизация тектонических движений и установился кратковременный период денудации и химического выветривания ранее сформированных пород. Лишь с начала заонежского (свекокарельского) времени в связи с возобновлением изостатических сводово-глыбовых движений произошла новая структурная перестройка центральной части Балтийского щита, результатом которой явилось преобразование областей интенсивного прогибания в области относительного поднятия. Именно к этому периоду геологической истории относится время заложения областей свекокарельского погружения в центральной части Балтийского щита (рис. 24). Границы этих областей определялись, с одной стороны, стабильным блоком Карельского массива (по Л.Я. Харитонову, 1957, 1966), представляющим собой „Ятулийский материк" (по Х. Вяюрюнену, 1959), и жесткими глыбами Беломорского и, вероятно, Дальсландского геоблоков, а с другой - крыльями краевой радиальной флексуры А.А. Полкано-

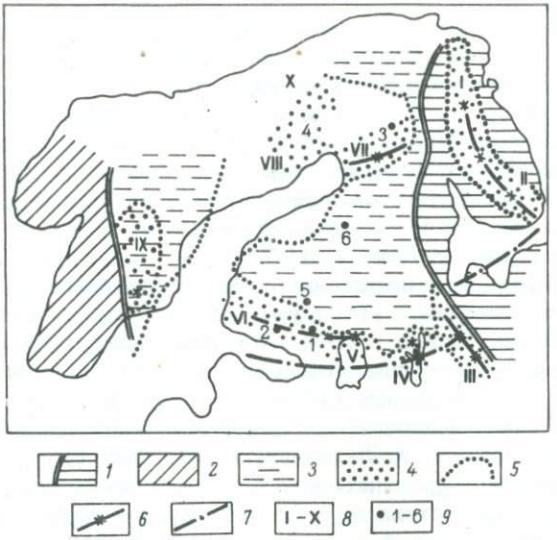


Рис. 24. Палеотектоническая схема Балтийского щита времени свекокарельского вулканизма и осадконакопления (2000–1800 млн лет). Составил А.П. Светов.

1 – область устойчивого поднятия Кольско-Мезенского и Беломорского геоблоков; 2 – то же, Дальсландского геоблока; 3 – области континентального выветривания, частичного затопления; 4 – седиментационные эпиконтинентальные бассейны с ареалами активного вулканизма; 5 – границы седиментационных бассейнов; 6 – вулканоконтролирующие разломы и местоположение эруптивных центров; 7 – положение осевой линии флексуры А.А. Полканова; 8 – вулкано-тектонические депрессии (I–X): I – Печенгская, II – Имандра-Варзугская, III – Ветреного Пояса, IУ – Онежская, У – Северо-Ладожская, УI – Тампере, УII – Лапландская, УIII – Шеллефте, IX – Бергслаген, X – Кируна; 9 – опорные разрезы свекокарельских образований зарубежной части щита (цифры на карте): 1 – Оутокумпу, 2 – Тампере, 3 – Рованиеми, 4 – Шеллефте, 5 – Куопио, 6 – Кииминки.

ва, начавшей свое развитие еще в среднем ятулии (Полканов, 1956; Светов, 1979).

В пределах современной краевой части Балтийского щита в осевой зоне флексуры произошло вначале заложение Южно-Карельского седиментационного бассейна (Соколов, 1972), а затем вулкано-тектонических структур, главными из которых на юге явились Онежская, Северо-Ладожская и рифтогенная структура Ветреного Пояса, а на севере – Куолаярвинская. Именно в этих депрессиях в обрамлении Карельского геоблока и была сосредоточена вулканическая

деятельность. Эруптивные центры, лавовые поля практически не выходили за их границы, а магмовыводящими разломами явились разломы, ограничивающие бортовые части депрессий. Особого рассмотрения заслуживает Малоянисъярвинская структура, которая наиболее активно начала формироваться в заонежское время как вулкано-тектоническая Северо-Ладожская депрессия с активным проявлением платобазальтового вулканизма, внедрением значительного числа силлов и даек габбро-долеритов, трассирующих глубинный разлом шовной зоны Карельского и Ладожского геоблоков (Nykänen, 1968; Pekkarinen, 1979; Светов, 1979).

На северо-западном продолжении Малоянисъярвинской структуры в Восточной Финляндии к этому времени относится формирование лавового поля массивных и брекчированных базальтов, ассоциирующих с плагиоклазовыми гломеропорфировыми базальтами и их туфами, в районе оз. Тохмаярви (Nykänen, 1971). Широкое поле массивных и шарово-подушечных базальтов, излияний заонежского времени закартировано Х. Лукkариненом в окрестностях г. Куопио среди изверженных пород юго-западного побережья оз. Каллавеси, в составе которого установлен горизонт кислых лав, агломератовых туфов и экструзивный купол риолитов с их подводящими каналами.

В Южной Финляндии в районе г. Тампере, по-видимому, вулканическая деятельность этого времени проявилась с максимальной напряженностью, зафиксированной толщей изверженных пород основного состава мощностью до 1.0 км (Simonen, 1980). В таком случае Северо-Ладожская краевая вулкано-тектоническая депрессия в западном направлении переходит в широкий прогиб с интенсивным вулканизмом, общее простирание которого согласуется с простиранием осевой линии флексуры А.А. Полканова.

Другая область свекокарельского вулканизма размещалась в зоне северного обрамления Карельского геоблока, занимая обширную территорию Северной Карелии, Финской Лапландии и лена Норрботтен Северной Швеции. Субширотный прогиб с интенсивным вулканизмом прослеживается здесь от западной границы Беломорского геоблока (Куолаярвинская депрессия) через структуру Кеми-Рованиеми в район Шеллефте, Кируна Северной Швеции. В целом этот прогиб является структурно-сопряженным с субширотными разломами, параллельными осевой зоне главной краевой флексуры А.А. Полканова. В Куолаярвинской вулкано-тектонической депрессии рассматриваемого прогиба было сформировано лавовое поле платобазальтов мощностью до 900 м, а также значительное число силлов и даек габбро-долеритов, распространенных на площади не менее 4.0 тыс. км^2 в Северной Карелии и Финской Лапландии (район Куусамо, Рованиеми). На западном продолжении прогиба в зонах Шелефте и Кируна изверженные породы представлены эффузивно-пирокластическими образованиями основного, кислого составов (Kautsky, 1957). Вместе с тем крайняя северная часть этого прогиба являлась, вероятно, вулканически слабо активной.

Вулканическая деятельность времени формирования суйсарского комплекса была локализована практически в тех же зонах, что и предшествовавшего заонежского вулканизма. С большей определенностью устанавливается связь суйсарского вулканизма с Онежской, Куолаярвинской вулкано-тектоническими депрессиями и рифтогенной структурой Ветреного Пояса, т.е. структурами, сопряженными с шовной зоной Беломорского и Карельского геоблоков и краевой флексурой Полканова. Максимумы его проявления совпадали по времени с периодами наиболее контрастных тектонических движений в этих структурах. На остальной части области свекокарельского прогибания суйсарские вулканогенные толщи остаются не изученными, однако их присутствие предполагается в зонах Оутокумпу, Тампере Южной Финляндии, Соданкюля и Шеллефте Северной Финляндии и Швеции, где они образуют нерасчлененные поля пикритовых базальтов, тесно ассоциирующих с телами перидотитов.

Высокую вулканическую активность сохраняла в это время вулкано-*тектоническая рифтоподобная* Печенгско-Варзугская депрессия, где в условиях компенсационного прогибания происходили массовые излияния толеитовых и пикритовых базальтов, внедрение многочисленных интрузий перидотитов.

Анализ палеогеографических обстановок осадочного литогенеза и палеовулканологические реконструкции протерозойских платобазальтовых излияний свидетельствует о смене ятулийского вулканизма, локализованного в пределах бортовых частей седиментационных эпиконтинентальных бассейнов, на вулканизм вулкано-тектонических депрессий. Роль вулкано-тектонических депрессий в докембрии еще недостаточно оценена. На примере Балтийского щита показано их синхронное заложение и развитие. Они являются связующим звеном между обширными прогибами, представляющими собой эпиконтитентальные седиментационные бассейны с ареальным типом платобазальтового вулканизма, и рифтоподобными континентальными структурами (палеоавлакогенами, по Е.Е. Милановскому, 1979, 1981).

Вулкано-тектонические депрессии рассматриваются нами как глубинно-компенсированные прогибы, формировавшиеся над периферическими магматическими очагами и зонами разуплотнений континентальной коры с высоким тепловым и флюидным потоками.

Особая роль депрессий в локализации траппового магматизма впервые была подчеркнута П.Е. Оффманом (1964) на примере Сибирской платформы: „Трапповые впадины представляют собой определенный – самостоятельный – тип тектонических структур, по-видимому, возникавших в процессе проседания кровли магматических очагов" (Оффман, 1964, с. 39). Эту же особенность локализации платобазальтового вулканизма в истории Земли подчеркивает Б.Г. Лутц: „Трапповый магматизм проявляется как в рассеянной, так и сосредоточенной форме, когда заполняет собой большие впадины..." (Лутц, 1980, с. 221).

Области распространения ятулийского и свекофеннского (свекокарельского) осадконакопления и платобазальтового вулканизма на Балтийском щите нами рассматриваются как территории развития

протоплатформенного чехла. Геодинамика геоблоков докембрийской земной коры, не достигшей еще своей предельной мощности, определяла различные палеогеографические обстановки сопутствующего вулканизму осадконакопления. Нисходящие движения обширных территорий вызывали заложение крупных седиментационных бассейнов, а последующее дробление геоблоков и их дифференцированные движения привели к заложению депрессий, в которых локализовался платобазальтовый магматизм.

Анализируя историю геологического развития свекофеннских поясов Балтийского щита, В.В. Муратов в 1970 г. высказал предположение, что „свекофеннский осадочно-вулканогенный комплекс образовался как чехол на поверхности протоплатформы... Свекофеннская система является... совершенно своеобразной складчатой системой, ...ее нельзя называть геосинклинальной системой, т.к. нет признаков ее образования за счет развития настоящих геосинклинальных прогибов с характерным для них основным вулканизмом... В данном случае поражает грандиозный масштаб гранитизации, подобного которому мы не знаем в более поздних системах и областях" (Муратов, 1970, с. 59). П. Эскола также обращал внимание на то, что свекофеннские области не являлись геосинклинальными в общепринятом смысле слова, но „туда была направлена наибольшая миграция элементов из глубин и интенсивная гранитизация, которая по возрасту является карельской" (Эскола, 1961, с. 205). Подчеркивая различия древних протоплатформ от платформ неогея Е.В. Павловский отмечает, что „с установлением протоплатформенного режима нередко были связаны наиболее интенсивные гранитизации базитового фундамента, дальнейший рост куполов, деформация и контактовый метаморфизм пород чехла... Подобных явлений в жизни платформ неогея, как известно, не наблюдается" (Павловский, 1977, с. 9).

Наши данные полностью подтверждают мнение В.В. Муратова в отношении принадлежности свекофеннских осадочно-вулканогенных образований, синхронных карельским, к протоплатформенному чехлу. Формирование свекокарельских (свекофеннских) осадочно-вулканогенных толщ, судя по результатам проведенных палеогеографических и палеовулканологических реконструкций, охватывало практически полностью Балтийский щит, а вулкано-плутоническая деятельность концентрировалась в вулкано-тектонических депрессиях и наследованных магмовыводящих зонах разломов. Синтектоническая и поздняя тектоническая свекокарельская гранитизация на Карельском геоблоке („Ятулийском континенте", по Х. Вяюрюнену, 1959) затронула только гранитно-ультраметаморфический слой и не накладывалась на ятулийско-вепсский осадочно-вулканогенный чехол.

Карельский геоблок в эпоху свекокарельского тектогенеза уже имел „предельную" мощность континентальной земной коры и, по-видимому, в значительной степени истощенную мантию. В пределах же Ладожского и Свекофеннского геоблоков свекокарельские осадочно-вулканогенные толщи, имея в основании редуцированные ятулийские отложения, накапливались в условиях интенсивного прогибания

позднеятулийского эпиконтинентального бассейна („морской ятулий", по Х. Вяюрюнену, 1959), а платобазальтовый магматизм локализовался преимущественно в вулкано-тектонических депрессиях. Вулкано-тектонические депрессии свекокарелид Свекофеннского геоблока (Тампере, Кируна, Фалун, Шеллефте) являются синхронными депрессиям Карельского геоблока (Онежская, Куолаярвинская). Процессы гранитизации и гранитного вулкано-плутонизма, охватившие большую часть Свекофеннского геоблока, накладывались здесь и на протоплатформенный чехол. Высокая степень мигматизации, гранитообразования (габбро-плагиогранитная, до калиевых гранитов, формации) определялись плотным термическим и флюидным потоком и неистощенной мантией западной части Балтийского щита. С завершением свекокарельской эпохи гранитизации и зонального метаморфизма Свекофеннский и Ладожский геоблоки совместно с Карельским, Беломорским и Кольско-Мезенским были спаяны в единый кратон Балто-Сарматского континента и утратили свою автономию.

Таким образом, широко распространенное представление о геосинклинальном режиме формирования сфекофеннских структурно-формационных зон приведенными фактическими данными не подтверждается. Противоречащие факты геосинклинальному режиму свекофеннид можно суммировать следующими положениями. Латеральная выдержанность осадочных и осадочно-вулканогенных ятулийских образований с Карельского геоблока прослеживается на территорию по крайней мере восточной и центральной частей Свекофеннского и Ладожского геоблоков. В основании типичных свекофеннид залегают редуцированные ятулийские терригенные и терригенно-карбонатные образования, включая продукты перемыва кор выветривания гранито-гнейсового основания в зонах Киихтелюсваара, оз. Каловези (Куопио), г. Колари, а сходство литологического состава и палеогеографических обстановок их формирования с типично ятулийскими образованиями Карельского геоблока очевидно. Латеральная фациальная и вещественная выдержанность платобазальтов ятулийского и заонежского комплексов с Карельского геоблока прослеживается в область Свекофеннского и Ладожского геоблоков.

Вулканогенные и интрузивные образования основного состава, а также проявления высокомагнезиального вулкано-плутонизма не являются представителями офиолитовой ассоциации, характерной геосинклинальным зонам. Разрезы толеит-базальтовой и пикрит-базальтовой формаций прототраппового формационного ряда Свекофеннского и Карельского геоблоков в целом сопоставимы как по последовательностям эффузивных членов формаций, так и наборам комагматических им интрузивных образований с учетом выявленных латеральных вариаций. Ассоциирующие с заонежскими платобазальтами углеродсодержащие алевролиты являются характерными и одновозрастными образованиями разрезов людиковия Карельского геоблока и разрезов свекокарелид Свекофеннского геоблока.

В зонах максимального проявления вулканизма на площади, в современной структуре отвечающей Свекофеннскому геоблоку, совместно с вулканизмом и осадконакоплением происходил активный

интрузивный магматизм, где в ассоциации с габбро формировались интрузии умеренно кислых гранитоидов (габбро-плагиогранитная формация). Для них характерны низкие значения первоначального отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Wilson, 1980; Arth e.a., 1978, и др.), что свидетельствует о глубинном магматическом источнике. Подобные одновозрастные интрузивные образования на площадях архейской стабилизации (Карельский, Кольско-Мезенский геоблоки) отсутствуют. Как уже отмечалось, свекокарельская складчатость в пределах Свекофеннского блока сопровождается региональным зональным метаморфизмом вплоть до гранулитовой фации. Гранитизация развита на площади всего Свекофеннского блока, накладываясь на вулканогенно-осадочные протерозойские породы, существенно их гранитизируя. Комплекс фундамента среди мигматит-гранитовых полей на площади всего геоблока надежно не установлен. Можно предполагать, что он был сиалическим в силу широкого развития вулканитов среднего и кислого состава. На площадях архейской стабилизации одновозрастные образования залегают на архейском фундаменте, региональный метаморфизм не превышает условий зеленосланцевой фации, протерозойское гранитообразование установлено лишь в фундаменте в зонах тектоно-магматической активизации.

После завершения развития свекокарельской подвижной области в вепссии в связи с последующим воздыманием Балтийского щита, площади осадконакопления и вулканизма резко сократились и локализовались в нескольких наследованных прогибах (депрессиях). В Онежской депрессии затухающий базальтовый вулканизм проявился лишь излияниями единичных лавовых покровов и внедрением силлов габбро-долеритов, а в Финской Лапландии - формированием редких даек габбро-долеритов, секущих грубообломочные терригенные толщи и конгломераты серий Сиркка и Кумпутунтури (Северная Финляндия).

Постсвекокарельский период тектоно-магматической активизации знаменуется проявлением интрузивного бимодального магматизма с преимущественным развитием интрузий гранитов, лейкогранитов и субщелочных гранитов (габбро-анортозитовая, габбро-монцонит-гранитовая формации, формация гранитов рапакиви, формация субщелочных литий-фтористых гранитов и онгонитов). Характерной чертой гранитного магматизма является появление вулкано-плутонических ассоциаций и повышенная щелочность. Основной и кислый магматизм приурочен к одним и тем же глубинным разломам преимущественно в краевых частях щита: пояс рапакиви и габбро-анортозитов вдоль южной окраины Балтийского щита, пояс Смоланд-Вермланд вдоль западной границы Свекофеннского геоблока (рис. 25). В северо-восточной части щита к этому периоду относятся формации лейкогранитов и аляскитов, гранодиорит-гранитов и щелочных гранитов и сиенитов.

Формирование фундамента древней Восточно-Европейской платформы в основном завершилось к рубежу 1650±100 млн лет. Исключение представляла лишь крайняя юго-западная часть, в современной структуре представленная Дальсландским геоблоком.

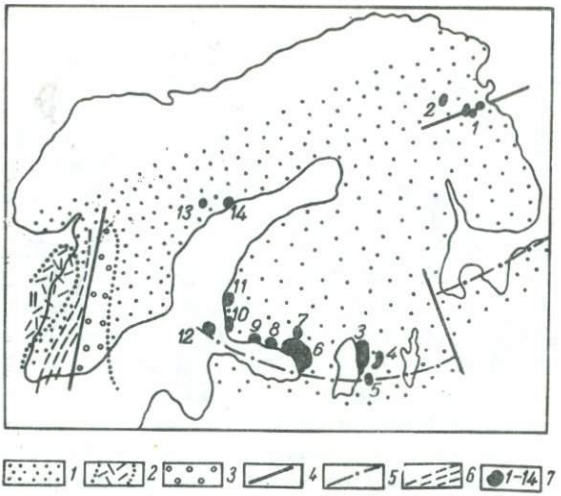
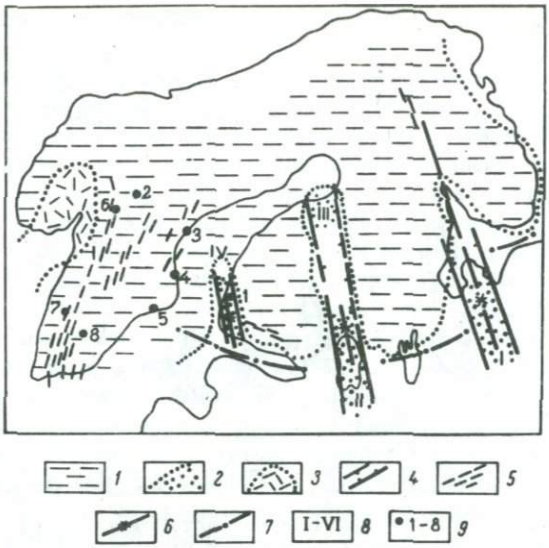


Рис. 25. Палеотектоническая схема Балтийского щита раннего рифея (1700–1550 млн лет). Составили Л.П. Свириденко, А.П. Светов.

1 – область континентального выветривания и денудации (Балтийская возвышенность); 2 – раннерифейский прогиб района Омоль (Дальсландский геблок); 3 – вулкано-плутонические ассоциации постсвекокарельского пояса Смоланд-Вермланд; 4 – разломы, в том числе магмоконтролирующие; 5 – осевая линия краевой флексуры А.А. Полканова; 6 – пояс даек гиперитов; 7 – массивы гранитов предплатформенной тектоно-магматической активизации (цифры на карте): 1 – Арагубские, 2 – Инари, 3 – Салминский, 4 – Улялегский, 5 – Свирский, 6 – Выборгский, 7 – Ахвенисто, 8 – Онас, 9 – Бодом, 10 – Вехмаа, 11 – Лайтила, 12 – Аланд, 13 – Рагунда, 14 – Нордингро.

Область раннерифейского вулканизма и осадконакопления была представлена прогибом Омоль в восточной части современной структуры Дальсландского геоблока юго-западной части Балтийского щита (рис. 25, табл. 13). Здесь последовательность магматизма повторяет последовательность раннепротерозойского магматизма в пределах Свекофеннского геоблока, т.е. развитие умеренно кислого интрузивного магматизма в ассоциации с габбро (граниты Омоль I) в ранний период формирования прогиба сменяется синскладчатым гранитообразованием на рубеже 1550 млн лет (граниты Омоль II). Восточнее область развития преготских гнейсов в период готской складчатости испытывала перекристаллизацию. На рубеже 1550 млн лет здесь формируется пояс гиперитов, что свидетельствует о жесткости коры.

В качестве постготской тектоно-магматической активизации, проявившейся в западной (шведкой) части Свекофеннского геоблока,



1 2 3 4 5

6 7 I-VI 8 1-8 9

Рис. 26. Палеотектоническая схема Балтийского щита среднего рифея (1400–850 млн лет). Составили Л.П. Свириденко, А.П. Светов.

1 – области континентального выветривания (Балтийская возвышенность); 2 – границы областей седиментации и ареалы базальтового вулканизма; 3 – наложенный прогиб Телемарк с эпиконтинентальным осадконакоплением и ареалами основного и кислого вулканизма; 4 – поверхностно- и глубинно-компенсированные грабены; 5 – дайковые пояса; 6 – вулканоконтролирующие разломы и предполагаемое размещение эруптивных центров; 7 – положение осевой линии флексуры А.А. Полканова; 8 – вулкано-тектонические структуры (I–IУ): I – Кандалакшский грабен, II – Пашский грабен, III – грабен Мухос, IУ – грабен Сатакунта; 9 – местоположение разрезов рифейских серий западной части щита (цифры на карте): 1 – Сатакунта, 2 – Дала, 3 – Нордингро, 4 – Гевле, 5 – Мелярен, 6 – Трюсиль, 7 – Даль, 8 – Альмисокра.

могут рассматриваться граниты рапакиви массивов Рагунда и Нордингро, граниты Хастеферден, долериты Туна и Осбю (табл. 13).

Общее сводовое изостатическое воздымание большей части Балтийского щита в начале рифея привело к обособлению на северо-западе Восточно-Европейской платформы Фенно-Сарматской возвышенности (Балто-Сарматский материк). Формированию платформенного рифейского чехла предшествовал достаточно длительный период континентального выветривания и пенепленизации приподнятой возвышенности. Балто-Сарматский материк, характеризующийся достаточно жесткой и мощной корой сиалического типа, на возобновив-

шиеся тектонические движения реагировал образованием краевых и интракратонных прогибов (грабенов), в целом структурно сопряженных с системой главных и оперяющих глубинных разломов радиальной флексуры Полканова. Деструкция кратона Балтийского щита на рубеже 1400 млн лет выразилась в заложении нескольких протяженных грабенообразных прогибов преимущественно в наследованных зонах сочленения геоблоков. Лишь месторасположение Кандалакшского грабена совпадает с осевой линией Беломорского геоблока. Тем не менее, как следует из рис. 26, грабены размещаются преимущественно по периферии щита, а их наиболее погруженные части приурочены к южному обрамлению.

Компенсационное заполнение прогибавшихся грабенов красноцветными терригенно-обломочными осадками прерывалось кратковременными вулканическими пароксизмами. Вулканическая деятельность практически полностью локализовалась в южных окончаниях грабенов. В Кандалакшском грабене лавовые поля базальтов, их дайки и силлы распространены лишь на территории Онежского полуострова Белого моря. Вулканические породы базальтового состава, габбро-долериты некка салминского комплекса Пашского грабена также размещаются в его южном окончании. На северо-западном продолжении этого грабена широко развиты дайки долеритов (сортавалитов), трассирующие его бортовую юго-западную зону. Вместе с тем грабен Мухос (Западная Финляндия), расположенный на северо-западном продолжении Пашского грабена, с прогибанием до 600 м не содержит вулканогенных образований и компенсирован красноцветными грубообломочными осадочными породами. Лавовое поле базальтов и силлов габбро-долеритов известно также среди терригенных пород грабена Сатакунта в Южной Финляндии (Эскола, 1967; Simonen, 1980).

В Западной Швеции и Южной Норвегии в краевой части Свекофеннского геоблока в постсвекокарельском поясе Смоланд-Вермланд (район Далекарлии), а также в прибрежной ботнической зоне Нордингро, в районе озер Мелярен и Веттерн широко развиты красноцветные терригенные осадки и вулканогенные породы основного состава – базальты Ойе и долериты Осбю (Гейер, 1967; Lundqvist 1968). Характер осадконакопления и режим вулканизма района Далекарлии сопоставимы с осадочным и вулканогенным литогенезом восточной части щита. Время формирования осадочных пород Далекарлийского прогиба, а также излияний базальтов и внедрения долеритов относится к 1300 млн лет (Welin, 1966), в грабене Сатакунта внедрение долеритов проходило на рубеже 1270 млн лет (Simonen, 1980), излияния базальтов в Пашском грабене охватывает период 1350-1300 млн лет (Шуркин, 1968; Кайряк, 1977).

В крайней юго-западной части щита на западе современной структуры Дальсландского геоблока к началу среднего рифея относится заложение прогиба Телемарк. По условиям и характеру осадконакопления вулканизм здесь протекает в мелководных и частично континентальных условиях и характеризуется как платформенный, но в отличие от вышеперечисленных прогибов остальной части Балтий-

ского щита (рис. 26) здесь вместе с основным широко проявлен кислый вулканизм (так же как и в раннепротерозойский период в пределах площади Свекофеннского геоблока). Региональный метаморфизм достигает гранулитовой фации и синскладчатая гранитизация накладывается на супракрустальные породы структуры Телемарк, захватывая и породы фундамента.

Из вышеприведенного обзора магматизма Балтийского щита с привлечением данных по осадконакоплению и характеру регионального метаморфизма и ультраметаморфизма следует ряд выводов относительно тектонического развития докембрия Балтийского щита.

1. Проявление магматических процессов является циклическим. В геологической истории щита выделяются четыре последовательных тектоно-магматических цикла: 1 - позднеархейский ребольский; 2 - раннепротерозойский свекокарельский; 3 - раннерифейский готский; 4 - среднерифейский дальсландский.

2. Начало геологически документируемой магматической деятельности (формации зеленокаменных поясов) относится к восточной части щита. Завершение докембрийских магматических циклов происходит на юго-западе среднерифейским циклом.

3. Каждый тектоно-магматический цикл характеризуется проявлением основного и кислого вулканизма на ранней стадии совместно с интрузивным магматизмом известково-щелочной серии. Иногда наблюдается проявление и ультраосновного магматизма. Завершается цикл, как правило, синскладчатым гранитообразованием. Постскладчатый период обычно представлен гранитовой интрузивной формацией.

4. Развитие каждого последующего цикла охватывает все меньшую площадь, укладываясь в более узкий возрастной интервал, что отражает необратимость и эволюционную направленность магматических процессов.

5. С северо-востока на юго-запад с развитием каждого последующего цикла все большая площадь щита приобретает стабильность. Но эта стабильность относительная, так как здесь широко проявлены процессы тектоно-магматической активизации.

6. Анализ процессов магматизма на формационной основе показал, что в докембрии Балтийского щита отсутствовали океанические условия и заложение подвижных поясов происходило на сиалическом фундаменте.

Глава У1

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА В РАЗВИТИИ ДОКЕМБРИЙСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И ВОПРОСЫ РУДОНОСНОСТИ

1. Главные особенности петрогенезиса и рудоносности

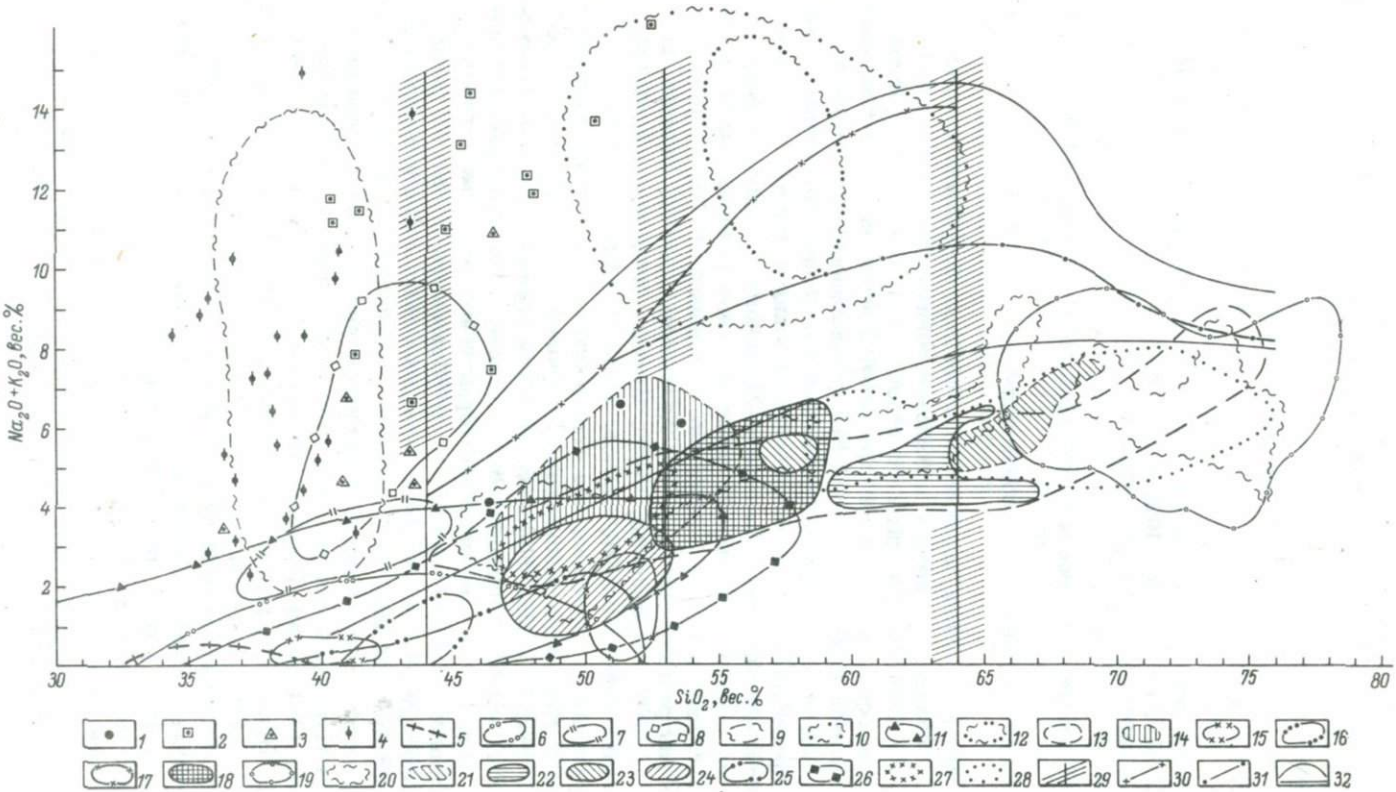
Вулкано-плутонические ассоциации

Вопросы эволюции вещественного состава изверженных пород разновременных проявлений вулкано-плутонизма рассматриваемых тектоно-магматических циклов для докембрия Карельского региона представляют весьма сложную проблему. Другая, не менее сложная сторона этой проблемы заключается в выявлении связи процессов рудоносности магматических формаций с ведущими петрогенетическими процессами формирования вулканических и плутонических серий изверженных пород. По Карело-Кольскому региону эти вопросы рассматривались в большом количестве работ (Светов, 1972; Слюсарев, Куликов, 1973; Свириденко, Хейсканен, 1976; Интрузивные базит-ультрабазитовые..., 1976; Хейсканен, Голубев, Бондарь, 1977; Лавров, 1979; Свириденко, 1980; Вулканизм архейских..., 1981; Степанов, 1981; Голубев, Светов, 1983, и др.).

Принимая во внимание, что эта проблема может служить предметом специального рассмотрения, и учитывая, что вопросы петрохимии, петрогенезиса и рудоносности для главных формаций рассмотрены на монографическом уровне, основная цель проведенного анализа заключается в поисках некоторых общих закономерностей вещественной эволюции магматических образований в связи с уже рассмотренными различными тектоническими обстановками и процессами корообразования.

Исходным аналитическим материалом явились как оригинальные личные материалы авторов, так и опубликованные в многочисленных работах (Хейсканен, Голубев, Бондарь, 1977; Вулканизм архейских..., 1981; Вулканиты раннего докембрия..., 1980; Имандра-варзугская зона..., 1982; Голубев, Светов, 1983).

На классификационной диаграмме $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (рис. 27) подавляющая часть магматических образований Карелии (Классификация..., 1981) относится к ряду умеренной щелочности и образует пояс составов от ультраосновных до кислых пород. К центральной части этого пояса приурочены два поля составов, характеризующие две главные разновидности пород „диоритового" слоя земной коры Балтийского щита, или древнейшего фундамента: поле двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев в области базальтов


Na_2O+K_2O, вес.%
14
12
10
8
6
4
2
30
35
40
45
50
55
60
65
70
75
80
SiO_2, вес.%
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32

и поле гиперстен-биотитовых плагиогнейсов-тоналито-гнейсов в области андезитов-лейкогранитов и риолитов.

Для позднеархейских (лопийских) вулканических серий, слагающих реликтовые зеленокаменные пояса, характерна бимодальность составов. Породы коматиит-базальтовой формации образуют два перекрывающихся поля, своей базальтовой частью тяготеющих к полю составов основных кристаллических сланцев фундамента. Поля дацит-андезитовой и дацит-риолитовой формаций приурочены к полю гиперстен-биотитовых плагиогнейсов-тоналито-гнейсов „диоритового" слоя и, так же как и последние, относятся к натриевой серии. Обособленность полей составов, чередование во времени кислого и основного вулканизма и общие петрохимические особенности (Вулканизм архейских..., 1981) свидетельствуют о том, что коматиит-базальтовая и обе вулканические формации среднего-кислого состава имеют самостоятельный магматический источник и являются производными различных типов магм, что рассмотрено ранее (Рыбаков, Свириденко, Светова, 1979).

Орогенный протерозойский вулканизм Карельского геоблока также бимодален и в целом характеризуется более кислым составом

Рис. 27. Классификационная диаграмма магматических (вулканических и плутонических) пород докембрия Карелии в координатах SiO_2-($Na_2O + K_2O$) (Классификация и номенклатура..., 1981).

1 – средние составы лавово-субвулканических пород салминского вулканического комплекса. Состав даек щелочных пород: 2 – Куолаярвинской зоны; 3 – Кандалакшской зоны; 4 – Турьего полуострова. Поля составов: 5 – оливинитов, 6 – перидотитов, 7 – пироксенитов, 8 – тералитов, 9 – якупирангитов и 10 – сиенитов щелочно-габбровой формации Тикшеозерского массива; 11 – габброидов и 12 – сиенитов щелочно-габбровой формации Елетьозерского массива; 13 – габбро-плагиогранитов Приладожья; 14 – толеит-базальтов, 15 – перидотитов, 16 – пикритов и 17 – габбро-перидотитов ятулийского, заонежского, суйсарского, вепсского вулканических комплексов; 18 – андезит-базальтов сариолийского вулканического комплекса; 19 – дацит-риолитов сумийского вулканического комплекса; 20 – позднеархейских габбро-плагиогранитов; 21 – дацит-риолитов, 22 – дацит-андезитов, 23 – андезит-базальтов, 24 – базальтов и 25 – коматиитов лопийского вулканического комплекса; 26 – основных пород и 27 – кристаллических сланцев беломорского комплекса; 28 – гранитоидов фундамента; 29 – границы разделения магматических горных пород и группы по содержанию кремнезема с „полями неопределенности"; 30 – нижняя граница распространения щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды; 31 – нижняя граница поля распространения безфельдшпатоидных щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы; 32 – область распространения субщелочных пород.

и более высокой щелочностью. Поле составов андезит-базальтовой формации занимает промежуточное положение между кислым и основным полями составов пород „диоритового" слоя, перекрывая их краевые части. Поле составов риолитовой формации занимает область кремнекислых пород, частично попадая в поле субщелочных пород, и характеризуется широкими вариациями в содержании щелочей. В отличие от близких по кремнекислотности пород „диоритового" слоя и вулканитов лопия риолиты орогенных сумийских поясов принадлежат к калиевой серии.

Изверженные породы раннепротерозойского платобазальтового вулканизма времени формирования протоплатформенного и платформенного чехлов по составу сопоставимы с траппами Сибирской платформы, траппами древних платформ и базальтами срединно-океанических хребтов. Региональной особенностью свекокарельских (раннеятулийский, вепсский), а также рифейских платобазальтов, является их несколько повышенная щелочность при постоянном преобладании натрия над калием. Вместе с тем темп накопления калия увеличивается в платобазальтах платформенного чехла (салминский комплекс). Максимально проявленный заонежский платобазальтовый вулканизм по составу изверженных пород как в Карельском, так и Ладожском геоблоках характеризуется выдержанными и однотипными составами для покровных и субвулканических образований. Изолированные поля составов пикритовых базальтов и связанных с ними интрузивных тел перидотитов суйсарского комплекса по отношению к полям толеитовых базальтов других комплексов свидетельствуют о их формировании из самостоятельных исходных магматических расплавов.

Наиболее широко распространенными вулканогенными образованиями в докембрии Балтийского щита являются породы базит-гипербазитового состава. Они формируют большую часть разрезов супракрустальных толщ позднеархейской подвижной области и преобладают среди вулканогенных образований протоплатформенного и платформенного чехлов раннего и позднего протерозоя (рис. 27).

Изверженные породы базит-гипербазитового состава, формировавшиеся на разных этапах тектонической эволюции региона, имеют одну общую особенность, заключающуюся в тесной структурной сопряженности высокомагнезиальных покровных образований, представленных в лопии перидотитовыми, пироксенитовыми и базальтовыми коматиитами (коматиитовая субформация), а в раннем протерозое - пикритовыми базальтами (пикрит-базальтовая формация) с излившимися породами толеитового состава (толеит-базальтовые субформации и формации). С ареалами распространения высокомагнезиальных излившихся пород и толеитовых базальтов сопряжено также размещение интрузивных тел гипербазитов, габбро-норитов, перидотитов и габбро-долеритов, для которых в ряде случаев доказывается комагматичность с покровными фациями изверженных пород.

Нередко эти различные по магнезиальности изверженные породы в разрезах формаций образуют частое переслаивание. В наибольшей степени это явление наблюдается в разрезах суйсарского протоплат-

форменного комплекса, где в одних и тех же эруптивных зонах вулканов в частом переслаивании находятся пикритовые и толеитовые базальты, включая их насыщенные кремнеземом разновидности. Подобная же зависимость в вертикальном размещении коматиитов и толеитов отмечается и в вулканогенных толщах зеленокаменных поясов как Карелии, так и архейских щитов других континентов (Конди, 1983). Отсутствие промежуточных по составу членов пород и синхронное поступление на поверхность расплавов с высокой магнезиальностью в ходе преобладающих излияний весьма выдержанных по составу толеитовых базальтов дает основание обосновывать предположение о двух самостоятельных несмешивающихся исходных магматических расплавах в ходе формирования коматиит-базальтовых, пикрит-базальтовых, с одной стороны, и толеитовых базальтовых покровных формаций - с другой. Если для верхнего архея это предположение о двух самостоятельных исходных магматических расплавах обосновывается общими геологическими фактами, то для суйсарского вулканогенного комплекса оно получает как геологическое, так и петрологическое подтверждение.

В Онежской вулкано-тектонической депрессии, как уже отмечалось, в разрезах вулканических серий суйсарской группы вулканов стадийно проявлявшийся вулканизм обусловил многократное чередование пакетов однородных по составу потоков пикритовых базальтов, являвшихся производными высокомагнезиального исходного расплава, с потоками и покровами пироксеновых, пироксен-плагиоклазовых и плагиоклазовых порфировых базальтов производных расплава оливиновых толеитов. При этом промежуточные разновидности пород между высокомагнезиальными и оливиновыми толеитовыми базальтами отсутствуют. Между тем высокомагнезиальным базальтам постоянно синхронными являются внедрения интрузивных тел перидотитов, а оливиновым толеитовым базальтам - силлы и штоки габбро-долеритов.

Субвулканические интрузии в Онежской депрессии в большинстве случаев являются интрузиями под вулканами. Исходя из реконструированных объемных соотношений изверженных пород высокомагнезиальных и оливиновых толеитовых базальтов рассчитаны составы их исходных магматических расплавов. На основании соотношений объемов изверженных пород этих расплавов 1:3 рассчитан состав родоначального примитивного расплава (табл. 14). Как следует из табл. 14, по уровню магнезиальности родоначальный расплав приближается к составу коматиитов, пикритового базальта, пикрита.

Экспериментальные исследования (Хитаров, Пугин, 1974; O'Hara, 1963; Ito, Kennedy, 1967) свидетельствуют, что при плавлении мантийного субстрата (гранатового перидотита, пироксенита) в условиях высоких давлений возникают высокомагнезиальные расплавы, приближающиеся к составу коматиита, пикритового базальта. Формирование этого родоначального расплава проходило при полном плавлении мантийного субстрата под влиянием потока глубинных сильно восстановленных флюидов, обогащенных кислотными компонентами H_2, Cl, HF, CH_4, H_2S, SO_3 и др. Возникший первич-

Таблица 14

Рассчитанные составы магматических расплавов

Компоненты	Исходный расплав оливинового толеита	Исходный расплав пикритового базальта и перидотита	Родоначальный расплав
SiO_2	51.14	46.68	48.03
TiO_2	1.84	1.33	1.48
Al_2O_3	12.97	9.09	10.25
Fe_2O_3	2.38	2.31	2.33
FeO	9.20	10.27	9.95
MgO	10.47	20.50	17.49
CaO	8.56	9.01	8.88
Na_2O	2.59	0.48	1.12
K_2O	0.85	0.33	0.47
Сумма	100.00	100.00	100.00

ный высокомагнезиальный расплав в последующем в промежуточных и периферических очагах, выполняющих роль магмоотстойников, испытывал *флюидно-магматическое расщепление* (*ликвацию*) на базальтовую и гипербазитовую магмы. Последующая эволюция этих двух исходных, несмешивающихся жидкостей и синхронное раздельное поступление их на поверхность приводило к формированию базит-гипербазитовых породных ассоциаций на интеркрустальном и супракрустальном уровнях.

На глубину эволюции исходных расплавов и последовательность их поступления к поверхности значительное влияние оказывали подкоровые (промежуточные) и внутрикоровые (периферические) магматические очаги. Существование таких магматических очагов для суйсарского комплекса при формировании базит-гипербазитовых вулканических серий суйсарской группы вулканов доказывается палеовулканологическими данными. О близповерхностном расположении периферических очагов свидетельствуют двойные вулканические постройки ряда эруптивных центров, признаки многовыходного вулканизма с проявлениями побочных прорывов, приуроченность к эруптивным центрам камерно-инъекционных интрузивных тел и силлов, постоянно проявлявшаяся *стадийность* (*пульсационность*) вулканических пароксизмов, многократность в чередованиях пакетов базальтов переменного состава. Периферические очаги определяли динамику эруптивной деятельности, обусловливаемую режимом их магматического заполнения и отделения летучих компонентов.

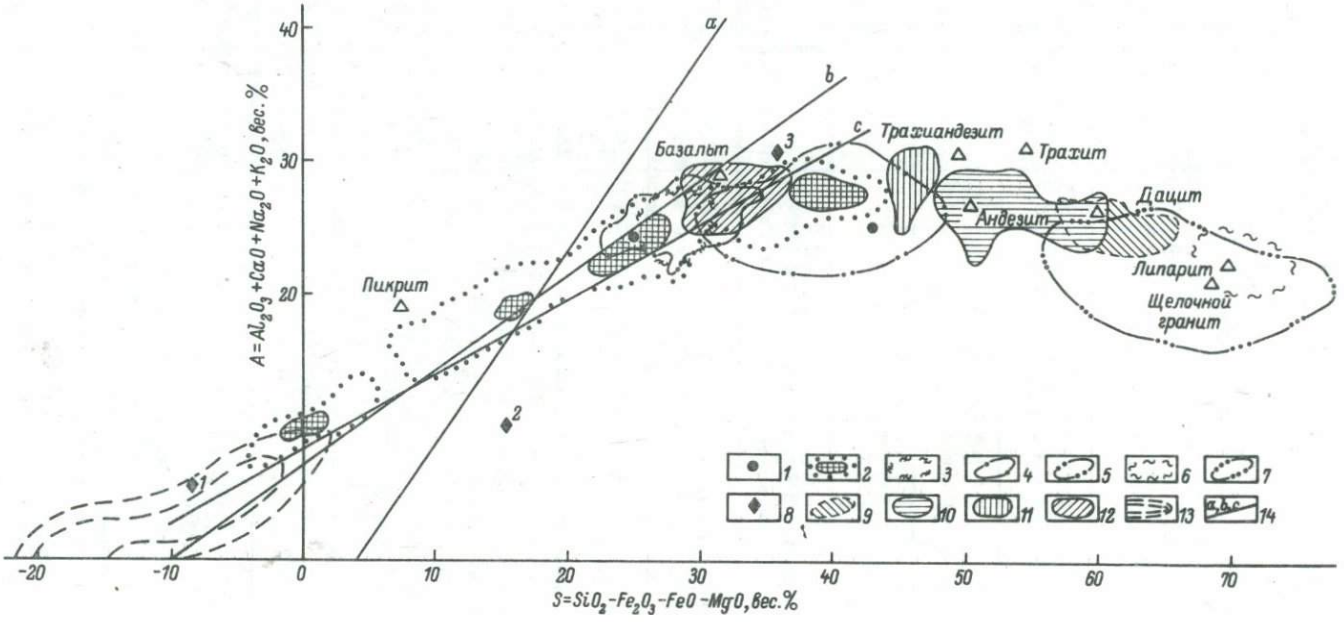
Петрографическое единство изверженных пород базит-гипербазитовой ассоциации иллюстрируется диаграммой AS ($A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$, $S = SiO_2 - Fe_2O_3 - FeO - MgO$, вес %), которая также дает возможность оценить некоторые термодинамические условия их формирования (рис. 28). Базит-гипербазитовые комплексы Карелии на

Таблица 15

Средние химические составы групп пород коматиит-базальтовой и гипербазитовой формаций

Компоненты	Базальты						Коматииты					Гипербазиты				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	57.98	49.51	57.63	50.42	49.34	50.24	47.40	44.23	47.44	43.53	44.49	38.72	38.66	39.64	37.70	35.66
TiO_2	0.78	0.99	0.52	0.76	1.05	0.95	0.53	0.38	0.44	0.25	0.50	0.11	0.25	0.12	0.12	0.16
Al_2O_3	13.73	11.17	13.29	14.23	15.31	14.83	9.60	7.10	9.72	6.52	4.94	2.37	4.16	2.26	0.99	1.46
Fe_2O_3	2.39	3.09	1.89	2.40	2.13	2.67	1.47	2.48	1.83	4.12	4.97	5.41	5.40	4.82	8.23	7.40
FeO	8.62	8.70	8.89	8.56	9.71	8.17	8.77	7.47	9.43	6.56	6.95	3.78	6.71	3.59	6.15	3.32
MnO	0.23	0.19	0.17	0.17	0.22	0.12	0.210	0.173	0.21	0.146	0.33	0.10	0.19	0.15	0.18	0.16
MgO	7.56	11.62	10.26	8.24	7.25	6.90	17.85	24.14	16.66	26.82	20.96	37.21	32.11	36.23	34.54	38.60
CaO	*12.10*	*7.00*	8.92	9.15	10.75	*9.90*	*6.33*	*5.64*	9.53	4.35	*11.44*	*0.08*	*1.41*	*0.45*	*0.69*	*0.15*
Na_2O	1.84	2.40	2.57	2.76	2.24	2.38	0.62	0.06	0.83	0.123	0.10	0.01	0.07	0.08	0.05	0.06
K_2O	0.19	0.08	0.47	0.42	0.31	0.19	0.03	0.01	0.18	0.017	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.01
H_2O	0.10	0.21	0.10	0.15	0.14		0.23	0.20	0.14	0.16	0.42	0.33	0.16	–	–	–
П.п.п.	1.27	4.77	2.17	2.76	1.65		6.11	7.80	3.41	6.79	4.83	11.43	10.80	11.41	11.06	12.49
CuO	0.008	0.015					0.001	0.002	–	0.016			0.001	0.002	0.002	0.002
CoO	*0.005*	*0.020*					*0.009*	*0.014*	–	*0.012*		*0.015*	*0.014*	*0.016*	*0.024*	*0.020*
NiO	0.018	0.024					0.052	0.135	–	0.135		0.24	0.16	0.28	0.25	0.20
V_2O_5							0.059	0.047	0.072	0.030		0.023	0.045	0.035	0.015	0.027
Cr_2O_3							0.12	0.24	0.212	0.5		0.47	0.48	0.32	0.22	0.44
Сумма	99.92	99.78	99.97	100.00	100.10		99.89	100.13	100.10	100.58	100.00	100.42	100.14	100.06	100.33	100.23
К-во ан.	15	15	14	16	19	12	14	16	14	16	3	7	18	8		21

Примечание. Базальтовые лавы: 1 – Хаутаваарская структура (Рыбаков С.И., Светова А.И.); 2 – Койкарская структура (Светова А.И., Рыбаков С.И.); 3 – Паласельгинская структура (Светова А.И., Рыбаков С.И.); 4 – Парандовская структура (Рыбаков С.И.); 5 – Костомукшская структура (Горьковец В.Я., Раевская М.Б.); 6 – Шилосская структура Ветреного Пояса (Куликов В.С., Куликова В.В.). Коматииты: 7 – пироксеновые и 8 – перидотитовые Койкарской структуры; 9 – пироксеновые и 10 – *перидотитовые* Паласельгинской структуры (Светова А.И., Рыбаков С.И.); 11 – *перидотитовые* Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса (Куликов В.С., Куликова В.В.). Апооливинитовые и апоперидотитовые серпентиниты гипербазитовой формации: 12 – Койкарской структуры (М.М. Лавров); 13 – Сегозерской группы (М.М. Лавров); 14 – Маткалахтинской структуры (М.М. Лавров); 15 – Ветреного Пояса (Слюсарев, Куликов, 1973); 16 – Северной Карелии (Лавров, 1979). Анализы 1–11 из работы (Вулканизм архейских..., 1981).


a
b
c
Базальт
Трахиандезит
Трахит
Дацит
Андезит
Пикрит
Липарит
Щелочной гранит
1
2
3
A=Al2O3+CaO+Na2O+K2O, вес.%
S=SiO2-Fe2O3-FeO-MgO, вес.%
40
30
20
-20
-10
0
10
20
30
40
50
60
70

на данной диаграмме дают поля составов, располагающихся в области толеитовых серий. При этом поле гипербазитов лопия (табл. 15) соответствует среднему составу архейских гипербазитов докембрийских щитов и лежит на линии комплементарности архейской толеитовой серии, отличающейся от современных океанических толеитов более низким давлением в зоне выплавки (Хейсканен, 1980). Суйсарские пикритовые базальты и перидотиты, а также толеитовые базальты (табл. 16) образуют поле более сложной формы с несколькими максимумами плотностей, координаты которых совпадают с максимумами плотностей гипербазитов, коматиитов, оливиновых толеитовых и кварцевых толеитовых базальтов. Составы суйсарских высокомагнезиальных пород не только сдвинуты по оси A вверх, но имеют и больший наклон осевой линии к оси абсцисс, что может свидетельствовать о большем давлении зон генерации магм по сравнению с лопийскими выплавками. В целом суйсарские интрузии перидотитов характеризуются более высокой температурой выплавок, чем, например, современные габбро срединно-океанических хребтов. Примечательно и то, что линии составов лопийских и суйсарских пород пересекаются близ области пироксенитов, что подтверждает мнение В.А. Пугина и Н.И. Хитарова (1978) о соответствующем составе верхней мантии.

Таким образом, комплементарность разноглубинных и разнофациальных изверженных пород базит-гипербазитовой ассоциации доказывается и геологическими и петрологическими данными. Ведущим петрогенетическим процессом ее формирования является глубинно-магматическое расщепление (ликвация) родоначального высокомагнезиального расплава на две несмешивающиеся жидкости под влиянием трансмагматических мантийных флюидов, имеющих резко восстановленный кислотный характер. Флюидный режим докембрийской мантии имел важные следствия, отражающиеся на последующей эволюции исходных расплавов, генерирующих суперкрустальные серии вулканических пород.

Рис. 28. Диаграмма комплементарности $A-S$ составов изверженных пород магматических комплексов докембрия Карелии.

Поля составов изверженных пород вулканических комплексов: 1 – средние составы лавово-субвулканических пород салминского вулканического комплекса; 2 – суйсарского вулканического комплекса; 3 – заонежского вулканического комплекса; 4 – ятулийского вулканического комплекса; 5 – сариолийского вулканического комплекса; 6 – интрузивных кварцевых порфиров сумийского вулканического комплекса; 7 – кислых вулканитов сумийского вулканического комплекса; 8 – контрастно-дифференцированных гипербазитов; 9 – дацитов, 10 – андезит-дацитов, 11 – андезит-базальтов, 12 – базальтов и 13 – коматиитов лопийского вулканического комплекса. 14 – линии комплементарности в рядах основных ультраосновных пород (а – Луны, в – срединно-океанических хребтов, с – архейских зеленокаменных поясов).

Таблица 16

Средние химические составы групп пород пикрит–базальтовой формации суйсарского вулканического комплекса (Голубев, Светов, 1983)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	54.51	41.92	51.80	54.33	47.60	48.39	43.54	42.63	40.82	52.10	51.60	49.17	44.60	40.37
TiO_2	0.87	0.23	1.49	1.32	1.86	1.86	1.42	1.66	1.02	0.76	0.74	0.65	0.43	0.33
Al_2O_3	12.94	5.65	14.61	16.33	12.77	12.69	8.97	9.10	6.57	13.45	13.16	11.60	8.00	4.51
Fe_2O_3	2.03	3.79	3.06	2.04	2.13	2.10	1.74	2.14	3.17	1.78	2.19	1.57	2.94	4.69
FeO	7.81	10.34	6.96	5.82	9.72	9.44	10.58	10.24	8.89	8.60	8.32	9.20	8.51	7.41
MnO	0.11	0.18	0.12	0.12	0.18	0.18	0.21	0.23	0.20	0.18	0.19	0.19	0.21	0.18
MgO	6.40	29.10	8.17	4.94	9.84	9.67	18.22	19.42	24.85	9.19	9.31	13.70	23.37	30.08
CuO	8.10	3.87	6.00	6.00	7.46	8.87	8.59	7.82	6.74	10.19	10.07	9.11	6.83	2.97
Na_2O	3.08	0.49	3.35	3.99	3.29	1.87	0.49	0.28	0.09	1.93	2.10	1.50	0.58	0.22
K_2O	1.33	0.34	0.82	1.54	0.49	0.83	0.15	0.03	0.04	0.59	0.40	0.38	0.17	0.12
P_2O_5	0.14	0.07	0.06	0.26	0.21	0.21	0.18	0.16	0.11	0.11	0.07	0.10	0.07	0.06
S	0.04	0.03	0.02	0.04	0.03	0.04	0.05	сл.	0.12	0.04	0.024	0.03	0.034	0.03
H_2O	–	0.15	0.64	0.21	0.49	0.29	0.47	0.74	0.82	0.11	0.14	0.17	0.30	–
П.п.п.	2.35	4.31	3.55	3.08	4.19	3.61	5.43	5.74	6.85	0.86	1.70	2.52	3.81	8.36
CuO	–	0.010	0.009	0.005	0.017	0.020	0.011	0.007	0.009	0.012	0.005	0.014	0.006	0.004
CoO		0.010	0.005	0.007	0.006	0.010	0.011	0.013	0.012	0.006	0.006	0.008	0.010	0.016
NiO		0.103	0.026	0.011	0.052	0.041	0.117	0.118	0.093	0.024	0.022	0.05	0.10	0.13
V_2O_5		0.029	0.031	0.039	0.041	0.056	0.028	0.057	0.048	0.040	0.030	0.04	0.03	0.02
Cr_2O_3		–	0.031	0.022	0.095	0.067	0.124	сл.	0.190	0.07	0.110	0.13	0.29	0.53
Сумма	99.80	100.69	100.11	100.14	100.47	100.26	100.30	99.82	99.82	100.04	101.37	100.13	100.28	99.99
К–во ан.	76	19	16	14	17	47	11	10	45	24	19	130	24	138

Примечание. 1 – базальтовые лавы Куолаярвинской вулканической зоны; 2 – перидотиты силла Кокяйва Куолаярвинской вулканической зоны; 3 – плагиоклазовые базальты Суйсарской вулканической зоны; 4 – плагиоклазовые мегапорфировые базальты силла Суйсарской вулканической зоны; 5–пироксеновые порфировые базальты Ровкозерской вулканической зоны; 6–дайки пироксеновых порфировых базальтов Суйсарской вулканической зоны; 7 – пикритовые базальты Ровкозерской вулканической зоны; 8 – дайки пикритовых базальтов Суйсарской вулканической зоны; 9 – перидотиты Гомсельгского силла Габозерской вулканической зоны. Зона Ветреного Пояса (Слюсарев, Куликов, 1973): 10 – толеитовый базальт; 11 – пироксеновый базальт; 12 – оливиновый базальт; 13 пикритовый базальт; 14 – перидотиты.

Общими особенностями состава ультрабазитов докембрия как позднеархейских, так и раннепротерозойских являются сопоставимо высокая магнезиальность, несколько повышенная железистость, пониженная известковистость и низкая глиноземистость. Однако позднеархейские ультрабазиты отличаются от протерозойских меньшей щелочностью и титанистостью. Наиболее низкощелочными являются позднеархейские коматииты. Вместе с тем базальтовые члены рассматриваемой ассоциации при достаточной близости средних составов как для позднего архея, так и протерозоя имеют ряд петрохимических различий.

Наиболее важной особенностью химизма архейских базальтов, среди которых преобладают оливин-нормативные разновидности при подчиненной роли насыщенных кварцевых толеитов, является исключительная выдержанность состава (табл. 15). Базальты недифференцированных покровов всех зеленокаменных поясов обладают высокой однородностью состава, но имеют низкую щелочность (при постоянном преобладании Na над K), низкую глиноземистость и титанистость. Вместе с тем платобазальты протоплатформенного и платформенного чехлов (табл. 17-19) при общем близком составе с типичными траппами фанерозоя характеризуются несколько повышенной титанистостью, щелочностью и железистостью. Платобазальты от базальтов лопия (табл. 15) отличаются в целом и большим разнообразием петрографического состава, более значимыми внутренними петрохимическими вариациями. Массивные и шарово- подушечные базальты лопия преимущественно афировые, однороднозернистые. Среди протерозойских платобазальтов выделяются как афировые однороднозернистые, так и преимущественно порфировые разновидности (плагиоклазовые, плагиоклаз-пироксеновые, пироксеновые). Платобазальты обладали более высокой эксплозивностью, особенно на протоплатформенном этапе формирования.

В порфировых платобазальтах вкрапленники являются протокристаллической фазой, что подтверждается оплавленными формами фенокристаллов, явлениями их механического дробления, отчетливо выраженным синнезисом вкрапленников плагиоклаза, директивностью протокристаллических фаз в плоскостях трахитоидности, обилием их в корочках закалки шаровых лав, широким развитием кристаллокластических туфов в предэффузивную стадию эрупций. Петрографические и петрохимические особенности платобазальтов объясняются эволюцией исходных расплавов в ходе гравитационно-кинетической дифференциации в периферических магматических очагах.

Региональной особенностью платобазальтов Балтийского щита является их несколько повышенная щелочность. По мере подъема, охлаждения высокотемпературных трансмагматических флюидов в верхней зоне мантии в результате кислотно-основного взаимодействия с высокомагнезиальным субстратом происходило их обогащение щелочными металлами и подщелачивание магматического расплава в пределах промежуточных магматических очагов. В последующем обогащенный летучими компонентами и подщелоченный расплав проходил ликвационное расщепление. Высокая кремнекислотность пород

Таблица 17

Средние химические составы групп пород толеит-базальтовой формации ятулийского вулканического комплекса (Голубев, Светов, 1983)

Компоненты	Ранний ятулий			Средний ятулий				Поздний ятулий		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	53.09	49.54	48.99	48.71	50.53	51.49	48.51	48.14	47.60	48.56
TiO_2	0.91	1.36	1.97	1.36	1.06	1.93	1.25	2.41	2.71	3.05
Al_2O_3	13.93	12.44	13.25	15.14	13.80	13.70	14.48	13.32	13.72	12.13
Fe_2O_3	5.72	7.08	7.08	4.60	3.70	5.60	6.70	9.14	6.67	6.79
FeO	5.76	7.60	7.92	8.48	8.10	6.66	5.59	6.49	11.28	9.75
MnO	0.20	0.16	0.19	0.19	0.19	0.14	0.19	0.14	0.21	0.12
MgO	6.47	6.24	5.39	7.79	7.00	7.50	7.65	6.71	4.15	5.24
CaO	7.00	5.68	6.74	7.04	7.90	4.28	8.31	6.37	7.80	6.83
Na_2O	4.71	2.85	3.23	3.85	3.90	4.56	2.85	4.81	3.50	4.29
K_2O	0.67	0.14	0.72	0.43	0.20	0.80	0.26	0.35	0.63	1.06
P_2O_5	0.09	0.21	0.14	0.22	0.11	0.28	0.10	0.26	0.21	0.31
S	0.06	0.02	0.03	0.04	0.03	0.09	0.08	0.33	0.07	0.16
H_2O	-	0.13	0.12	0.12	0.09	0.26	0.14	0.14	0.21	0.16
П.п.п.	1.21	6.43	3.43	1.98	3.10	2.13	3.79	1.81	1.48	1.79
CuO	0.007	0.032	0.017	0.027	0.010	0.051	0.30	0.004	0.057	0.024
CoO	0.007	0.008	0.009	0.007	0.007	0.007	0.008	0.006	0.006	0.008
NiO	0.014	0.055	0.010	0.017	0.015	0.12	0.019	0.012	0.021	0.012
V_2O_5	0.024	0.070	0.068	0.071	0.047	0.44	0.021	0.055	0.080	0.068
Cr_2O_3	0.017	0.013	0.008	0.024	0.070	0.007	0.014	0.010	0.016	0.009
Сумма	99.88	100.06	99.45	100.10	99.86	99.54	100.26	100.50	100.42	100.37
К-во ан.	14	15	39	81	10	14	68	24	49	37

Примечание. Группы пород: 1 – базальтовые лавы Куолаярвинской вулканической зоны; 2 – базальтовые лавы Лехтинской вулканической зоны; 3 – базальтовые лавы Гирвасской вулканической зоны; 4 – базальтовые лавы Куолаярвинской вулканической зоны; 5 – базальтовые лавы Лехтинской вулканической зоны; 6 – габбро-долериты Орченьгского силла Сегозерской вулканической зоны; 7 – базальтовые лавы Медвежьегорской вулканической зоны; 8 – базальтовые лавы Гирвасской вулканической зоны; 9 – габбро-долериты рудного силла Гирвасской вулканической зоны; 10 – габбро-долериты Медвежьегорской вулканической зоны.

Таблица 18

Средние химические составы групп пород толеит-базальтовой формации заонежского вулканического комплекса (Голубев, Светов, 1983)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	49.67	48.67	48.08	48.58	49.42	48.86	50.06	50.12	49.99
TiO_2	0.82	1.71	2.03	1.93	0.88	0.89	1.20	1.18	1.37
Al_2O_3	14.62	13.89	13.77	13.81	14.55	13.74	14.20	14.60	14.04
Fe_2O_3	2.72	4.63	3.38	2.96	2.22	2.07	2.50	1.96	3.09
FeO	9.48	9.36	10.94	10.05	9.17	9.63	11.02	10.15	10.46
MnO	0.13	0.22	0.19	0.19	0.21	0.22	0.23	0.21	0.22
MgO	7.20	5.85	5.97	6.99	7.94	7.76	5.93	7.08	6.12
CaO	9.86	7.88	8.59	7.28	10.90	11.12	10.37	8.37	8.87
Na_2O	2.73	2.82	2.05	3.19	2.12	2.23	1.95	2.70	2.34
K_2O	0.36	1.05	1.19	0.50	0.18	0.16	0.34	1.24	1.30
P_2O_5	0.10	0.21	-	0.24	0.07	0.06	0.18	-	
S	0.04	-	-	0.13	0.26	0.25	0.10	-	
H_2O	-	0.41	0.78	0.65	0.23	-	0.13	0.15	0.10
П.п.п.	2.39	3.78	3.83	3.97	1.69	2.27	1.89	2.04	1.89
CuO		0.021		0.019	0.011	0.013			
CoO		0.011		0.007	0.009	0.010			
NiO		0.019		0.018	0.008	0.020			
V_2O_5		0.067		0.072	0.069	0.062			
Cr_2O_3		0.033		0.025	0.050	0.050			
Сумма	100.20	100.63	100.02	99.96	100.00	99.26	99.99	99.79	99.79
К-во ан.	57	34	24	23	23	13	13	9	17

Примечание. 1 – базальтовые лавы Куолаярвинской вулканической зоны; 2 – базальтовые лавы Уницкой вулканической зоны; 3 – габбро-долериты Уницкой вулканической зоны; 4 – базальтовые лавы Кондопожской вулканической зоны; 5 – базальтовые лавы Туломозерской вулканической зоны; 6 – габбро-долериты Ковальярвинского некка Туломозерской вулканической зоны; 7 – амфиболизированные базальтовые лавы обрамления Кирьяволахтинского купола Северного Приладожья; 8 – амфиболизированные габбро среди лав, там же; 9 – амфиболизированные габбро среди гранитоидов, там же.

Таблица 19

Средние химические составы групп пород толеит-базальтовой формации вепсского и салминского вулканических комплексов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	53.42	51.06	47.13	49.15	46.23	57.01	52.88
TiO_2	1.18	2.20	2.20	1.27	3.49	2.04	2.29
Al_2O_3	14.36	13.33	13.46	14.27	14.00	13.20	13.92
Fe_2O_3	4.92	3.79	4.37	4.14	8.27	4.42	2.96
FeO	6.90	11.43	11.81	9.12	7.73	6.08	9.78
MnO	0.17	0.19	0.25	0.18	0.21	0.15	0.16
MgO	5.09	4.09	5.88	6.83	5.25	2.88	4.04
CaO	7.07	7.98	9.41	8.49	6.34	5.25	5.80
Na_2O	2.53	2.95	2.35	2.50	2.91	3.12	3.53
K_2O	1.60	1.35	0.49	0.61	1.27	3.48	2.42
P_2O_5	0.17	-	0.21	0.16	1.28	0.90	-
S	0.07	-	0.07	0.09	0.02	0.06	-
H_2O	0.27	0.30	0.29	0.27	1.28	0.76	0.59
П.п.п.	1.97	1.26	2.18	2.87	2.93	1.43	2.51
CuO	0.019		0.042	0.019	0.006	0.003	
CoO	0.005		0.009	0.010	0.007	0.004	
NiO	0.018		0.012	0.018	0.006	0.009	
V_2O_5	0.053		0.087	0.059	0.039	0.015	
Cr_2O_3	0.015		0.017	0.028	0.005	0.014	
Сумма	100.01	99.93	100.27	100.13	99.99	100.05	99.78
К-во ан.	14	128	18	26	23	24	10

Примечание. Вепсский вулканический комплекс: 1 – базальтовые лавы Кайлахтской вулканической зоны; 2 – габбро-долериты Ропручейского силла Кайлахтской вулканической зоны (по Д.И. Гарбару); 3 – габбро-долериты Унойского силла Восточного Заонежья; 4 – долеритовые дайки Восточного Заонежья. Салминский вулканический комплекс: 5 – базальтовые лавы Уксинской вулканической зоны; 6 – габбро-долериты Валаамского силла Уксинской вулканической зоны (по А.И. Богачеву); 7 – дайки сортавалитов. 1, 3–5, 7 – по данным работы (Голубев, Светов, 1983).

этих комплексов при отмеченной повышенной щелочности позволяет рассматривать их в качестве дериватов оливин-толеитового исходного расплава, а не относить к производным самостоятельных субщелочных магм. Расплав оливинового толеита поступал в периферические магматические очаги эруптивных зон, где имело место кристаллизационное фракционирование.

Высокомагнезиальный исходный расплав пикритового базальта в периферических очагах испытал слабое фракционирование протокристаллических фаз, обусловливая их незначительные петрографические различия и близость химического состава, малые различия в содержаниях Fe, Ti, Cr, V, более разнообразные составы пород перидотитовых силлов и интрузий, в которых нередко отмечаются признаки расслоенности, а также существенную роль кристаллизационной дифференциации в расплавах оливиновых толеитовых базальтов.

Отделение от расплава оливинового толеитового базальта в периферических очагах вкрапленников темноцветных минералов и плагиоклаза приводило к его переходу в расплав кварцевого толеита с повышенными содержаниями Fe и Ti. При достижении базальтами уровня магнезиальности 5–7% и железистости около 14% этот расплав претерпевал также фемически–салическое расщепление с образованием ферробазальтовой и диорит–сиенитовой, гранофировой серий.

Процессы ликвационного расщепления расплава оливинового толеитового базальта отмечаются при формировании сегрегационно–магматических титаномагнетитовых ванадийсодержащих руд ятулийского вулканического комплекса. Из расплава высокожелезистого ликвата здесь на ранних стадиях формирования силла габбро–долеритов были образованы выдержанные по простиранию рудные горизонты, а из сиалического ликвата сформированы в верхней части силла пластовые тела диорит–сиенитов, гранофиров. Здесь же, в Гирвасской вулканической зоне, закартировано тело, сформированное из отщепляемой лейкократовой жидкости, структурно сопряженное с рудоносным силлом.

Более высокий температурный режим и рассеянный поток трансмагматических флюидов в верхнеархейский этап базит–гипербазитового вулканизма определили излияния высокоперегретых, преимущественно афировых базальтов. Отсутствие явно выраженных признаков функционирования промежуточных магматических очагов и кристаллизационного фракционирования обусловили высокую латеральную выдержанность составов изверженных пород коматиит–базальтовой формации. Признаки фракционирования присущи лишь интрузивным телам гипербазитовой формации.

В то же время в ходе формирования изверженных пород протраппового формационного ряда роль фракционирования резко возросла, что и обусловило большое разнообразие пород толеитовой серии и различие их петрохимических особенностей (табл. 17, 18).

Статистическими петрохимическими исследованиями установлена устойчивая выдержанность составов одновозрастных изверженных пород платобазальтов. Вместе с тем определено петрохимическое и геохимическое единство покровных платобазальтов с их комагматическими интрузивными образованиями. Выявленные латеральные и вертикальные вариации химизма платобазальтов последовательных циклов излияний заключаются в повышенной кремнекислотности и щелочности (при преобладании Na_2O над K_2O) платобазальтов Северо–Карельского района по сравнению с Центрально–Карельским, Ладожским и Ветреного Пояса (Голубев, Светов, 1983). Эти особенности, первоначально проявленные в ареальном ятулийском вулканизме, в последующем были усилены в ходе развития заонежского, суйсарского и вплоть до рифейского вулканизма наложенных депрессий.

Для Онежского и Центрально–Карельского вулканических районов характерны повышенная меденосность, титанистость, преимущественная концентрация ванадия. Платобазальты Ветреного Пояса обладают наибольшей магнезиальностью, известковистостью, повышенными кон-

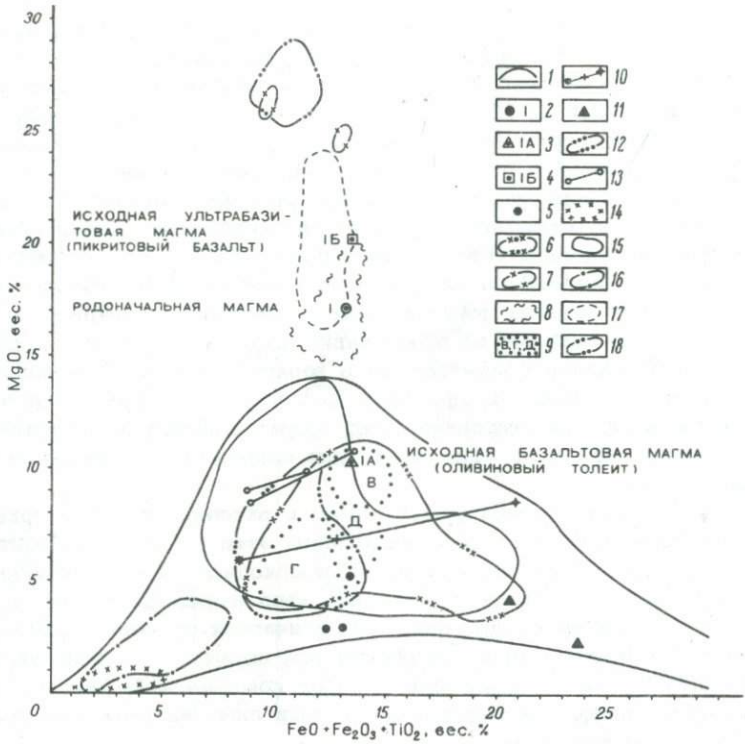


Рис. 29. Схема эволюции магматизма докембрия Карелии по петрохимическим данным в координатах $MgO-(Fe_2O_3+FeO+TiO_2)$ (в вес. %).

1 – обобщенное поле составов изверженных пород докембрийских вулканических комплексов Карелии. Расчетные составы магм (Голубев, Светов, 1983): 2 – родоначальный, 3 – исходный базальтовый, 4 – исходный ультрабазитовый; 5 – средние составы лавово-субвулканических пород салминского вулканического комплекса. Поля составов: 6 – лавово-субвулканических пород ятулийского, заонежского, суйсарского, вепсского вулканических комплексов; 7 – перидотитов; 8 – пикритов; 9 – базальтов (В – пироксеновых; Д – пироксен-плагиоклазовых; Г – плагиоклазовых) и 10 – вариолитов суйсарского вулканического комплекса; 11 – титаномагнетитовых интрузий позднего ятулия (Святнаволок, Пудожгора); 12 – андезит-базальтов сариолийского вулканического комплекса; 13 – вариолитов сариолийского вулканического комплекса; 14 – кварцевых порфиров сумийского вулканического комплекса; 15 – базальтов, андезит-базальтов, 16 – дацит-риолитов, 17 – перидотитов и 18 – коматиитов лопийского вулканического комплекса.

центрациями NiO и Cr_2O_3. В целом в южных вулканических районах Карелии обнаруживается общее возрастание роли K_2O, суммарного железа, титана при сохранении постоянной умеренной глиноземистости. Латеральные петрохимические вариации вызваны влиянием горизонтальной неоднородности мантийного субстрата зон генерации магм, углублением и разрастанием очагов базальтовых выплавок.

Петрогенетическая роль ликвационного раннемагматического расщепления родоначальной магмы и кристаллизационного фракционирования следует из рассмотрения диаграммы $MgO-(Fe_2O_3+FeO+TiO_2)$, приведенной на рис. 29. Раннемагматическое расщепление родоначального расплава проходило при его магнезиальности около 17% и общей железистости 13–14% на высокомагнезиальную (ультрабазитовую) жидкость и жидкость оливинового толеита.

Геологические соотношения изверженных пород разной магнезиальности в коматиит–базальтовой формации зеленокаменных поясов восточной части Балтийского щита свидетельствуют о преобладающем развитии в ее составе однородных толеитовых базальтов, где доля высокомагнезиальных перидотитовых, пироксенитовых и базальтовых коматиитов совместно с их комагматическими интрузивными образованиями (гипербазитовая формация) составляет не более 10%. При этом исходная ультрабазитовая магма в ходе эруптивной деятельности достигала поверхности в большинстве случаев вслед за первыми порциями толеитового расплава, определяя размещение пакетов покровов коматиитов внутри разрезов коматиит–базальтовой формации. Геохимические и петрохимические особенности этих двух исходных расплавов свидетельствуют о низкой степени вариаций их состава, обусловленных, по нашему мнению, слабо проявленными процессами фракционирования.

Исходная ультрабазитовая магма в раннем протерозое путем фракционирования формировала однородную серию эффузивных высокомагнезиальных пород (пикритовых базальтов) и их интрузивных аналогов – перидотитов (гипербазитов).

Исходный расплав оливинового толеитового базальта, формировавшийся в значительно больших объемах, проходил более сложный путь последующей эволюции. Фракционирование протокристалличесских фаз (оливина, клинопироксена и плагиоклаза) из этого расплава, с одной стороны, способствовало формированию широкого спектра по уровню магнезиальности и железистости пород базальтовых серий, включая их насыщенные кремнекислотой кварцевые толеиты, а с другой – с достижением толеитовым базальтом уровня магнезиальности 6–7% и железистости около 14% в ряде случаев приводило к позднемагматическому расщеплению (ликвации) с образованием пород ферробазальтовой и диорит–сиенитовой, гранофировой серий (рис. 29). Последующее кристаллизационное фракционирование магнетита в ферробазальтовой серии платобазальтов обусловило формирование сегрегационно–магматических ванадийсодержащих рудных горизонтов в расслоенных интрузиях (ятулийский комплекс). Таким образом, раннемагматическое ликвационное расщепление ро-

доначального расплава в равной степени присуще как позднеархейскому, так и протерозойскому магматизму, однако кристаллизационная дифференциация в наибольшей степени характерна этапу платобазальтового магматизма, чему способствовало, как уже указывалось, формирование периферических коровых магматических очагов и широкое образование протокристаллических фаз в магматических расплавах, что связано, по нашему мнению, с понижением температурного режима зон эволюции коровых магматических очагов в раннем протерозое по сравнению с позднеархейским этапом и остыванием сформированной сиалической коры.

Среди магматических образований основного–ультраосновного состава в пределах Беломорского геоблока, как уже было показано, выделяются комплексы позднеархейских амфиболитов (метавулканитов), ультрабазитов (перидотитов), раннепротерозойских габбро–анортозитов, лерцолитов–габбро–норитов и метапорфиритов–гранатовых габбро (Степанов, 1971, 1976, 1981).

Архейские амфиболиты „неясного генезиса" представляют, по-видимому, метаморфические аналоги покровно–силловых образований и имеют весьма широкое территориальное распространение с четко выраженными зонами скоплений интрузивных тел. По химическому составу они соответствуют недосыщенным и насыщенным толеитам, обладают несколько повышенной глиноземистостью, титанистостью и умеренной щелочностью (рис. 27, табл. 20).

С амфиболитами тесно структурно, а возможно и генетически, сопряжены интрузии ультрабазитов (перидотитов), характеризующиеся высокой магнезиальностью, низкой общей щелочностью, повышенными концентрациями Cr, V, Cu и S. В целом по химическому составу они соответствуют образованиям, сформированным из высокомагнезиальных исходных расплавов.

Комплекс габбро–анортозитов, представленный дифференцированной серией от перидотитов до анортозитов ряда массивов Западного Беломорья, рассматривается производным расплава недосыщенных толеитов, по содержанию Al_2O_3 приближается к высокоглиноземистому.

Раннепротерозойский комплекс лерцолитов–габбро–норитов (друзитов) включает совокупность пород дифференцированной серии от гарцбургитов до лейкогаббро–норитов и анортозитов, обладающую значительными вариациями химического состава. Общими химическими особенностями их являются повышенная магнезиальность, высокие содержания Cr, Ni, пониженная глиноземистость, известковистость и титанистость. По особенностям минералогического и химического составов, внутренней структуре интрузивные тела данного комплекса обнаруживают большое сходство с расслоенными интрузиями (перидотит–габбро–норитовая формация) Карельского геоблока.

Комплекс метапорфиритов–гранатовых габбро (габбро, габбро-диабазов), представленный маломощными многочисленными дайками, обладает достаточно устойчивым содержанием SiO_2, Al_2O_3, CaO,

Таблица 20

Средние химические составы групп пород Беломорского геоблока

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	49.70	37.68	51.72	51.48	50.36	49.32	48.90	49.55
TiO_2	0.95	0.21	0.25	0.46	0.47	0.73	0.64	1.63
Al_2O_3	15.22	3.15	16.57	18.54	22.63	10.74	9.47	13.57
Fe_2O_3	2.96	4.56	0.96	0.95	1.71	1.90	1.75	3.41
FeO	8.86	6.16	6.32	7.06	4.44	9.04	9.24	10.84
MnO	0.21	0.157	0.16	0.144	0.101	0.19	0.18	0.22
MgO	6.33	33.27	9.04	7.02	3.97	16.35	19.13	6.50
CaO	10.91	2.36	12.40	9.66	12.02	8.40	7.50	10.12
Na_2O	2.04	0.10	2.07	2.58	2.71	1.60	1.44	2.37
K_2O	0.68	0.03	н/о	0.58	0.41	0.50	0.41	0.58
P_2O_5	0.12	0.05	0.05	0.09	0.09	0.09		0.18
S		0.07	0.12	–	0.01	0.02		0.05
H_2O	0.17	0.43	0.01	0.16	0.14	0.11		0.14
П.п.п.	0.99	11.33	0.71	1.09	0.92	0.86		0.61
CuO		0.004	н/о	0.008	0.008	0.018		0.023
CoO		0.016	0.007	0.007	0.006	0.01		0.008
NiO		0.192	0.017	0.019	0.011	0.080		0.028
V_2O_5		0.019	0.022	0.040	0.034	0.039		0.051
Cr_2O_3		0.412	0.027	0.050	0.025	0.211		0.035
Сумма	99.14	100.20	100.45	99.95	100.07	100.21	100.00	99.92
К-во ан.	21	15	С-604-1		С-1608-3 12	21		

Примечание. 1 – амфиболиты района озер Энгозеро, Пайозеро, Заячье, Овечье; 2 – комплекс ультрабазитов-метаперидотитов; 3-5 – комплекс габбро-анортозитов: 3 – мелкозернистые габбро, предполагаемая зона закалки Бояр-ского массива, 4 – габбро-амфиболиты краевой зоны Нижнепоповского массива, 5 – габбро-анортозиты и анортозиты; 6-7 – комплекс лерцолитов-габбро-норитов; 6 – средний состав пород закалки; 7 – средневзвешенный состав комплекса лерцолитов-габбро-норитов; 8 – среднее по комплексу метапорфиритов-гранатовых габбро. 2 и 6 – новые данные В.С. Степанова, остальные из работы (Степанов, 1981).

щелочей при повышенных количествах железа, ванадия, титана, магния и является производным расплава оливиновых толеитов.

Вариации вещественного состава, индивидуальные особенности геохимической специализации и структурно-тектонического размещения изверженных пород основного-ультраосновного состава Беломорского геоблока свидетельствуют о разнообразии составов исходных магматических расплавов (от толеитовых до высокомагнезиальных), из которых они формировались. Исходя из петрографических особенностей изверженных пород рассматриваемых комплексов, вариаций их химизма можно предполагать в качестве главных петрогенетических процессов кристаллизационную дифференциацию и глубинное расщепление (ликвацию) родоначальных магм, т.е. процессы, подобные тем, какие были рассмотрены при обсуждении генезиса базит-гипербазитовых ассоциаций верхнего архея и протерозоя Карельского геоблока.

Изверженные породы рассматриваемых комплексов Беломорского геоблока также несут признаки фракционирования протокристаллических фаз, обнаруживают структурную сопряженность в размещении основных и ультраосновных пород. Кроме того, для дайкового комплекса метапорфиритов–гранатовых габбро, коррелируемых по возрасту с ятулийскими габбро–долеритами, выявлен феннеровский тренд дифференциации, зафиксированный породами с ферротитановой ванадийсодержащей минерализацией, подобной той, какая характерна рудоносным габбро–долеритам Койкарского и Пудожгорского силлов. Следовательно, главные петрогенетические процессы формирования изверженных пород базит–гипербазитового состава как Карельского, так и Беломорского геоблоков в своей сущности не зависят от возрастной принадлежности сравниваемых комплексов, но реализация их определяется тектоническими обстановками проявлений магматизма, термодинамическими условиями глубин зарождения родоначальной магмы и режимом ее эволюции в магматических камерах.

Вулканические образования среднего и кислого составов, как уже было показано, наблюдаются в пространственной ассоциации с базит–ультрабазитовыми вулкано–плутоническими ассоциациями, но образуют самостоятельные формации, являясь составной частью бимодального магматизма.

Лопийская известково–щелочная серия полностью отвечает составам выплавок, которые получаются при частичном плавлении пород базальтового состава. При этом в серии намечается более или менее отчетливое деление на ряд фиксированных составов – помимо базальтов поле лопийских пород имеет статистический максимум в областях андезит–базальтов, андезитов, дацитов и риолитов. По сравнению с кайнозойскими (комагматическими) известково–щелочные породы лопия, судя по наклонам линий тренда на диаграмме *AS*, выплавлялись в условиях меньшей глубинности.

Наиболее ранняя дацит–андезитовая формация обладает последовательной гомодромной дифференциацией от андезит–базальтов до риолитов, характеризуется пониженной железистостью, глиноземистостью, а по щелочности принадлежит к калий–натровому и натровому рядам при постоянном преобладании Na_2O (табл. 21). Дацит–*риолитовая формация в петрохимическом отношении* обладает большим сходством с дацит–андезитовой и образует единый эволюционный ряд. Учитывая этот факт, а также геологические данные, предполагается, что эти две формации образуют один формационный тип и связаны с самостоятельной андезитовой магмой корового выплавления.

Риолиты сумийской риолитовой формации являются первыми вул*каническими образованиями калиевой серии* (*табл.* 22) в отличие от архейских вулканитов и залегают на зрелой коре континентального типа (гранито–ультраметаморфическом слое). По сравнению с породами позднеархейской дацит–риолитовой формации они обладают более высоким уровнем кремнекислотности, наиболее высокими содержаниями титана и суммарного железа (Хейсканен, Голубев, Бондарь, 1977; Вулканизм архейских..., 1981). На диаграмме *AS*

Таблица 21

Средние химические составы групп пород андезит-дацитовой и дацит-риолитовой формаций лопия (Вулканизм архейских..., 1981; Вулканические постройки..., 1978)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	63.34	63.19	60.18	61.35	69.75	72.93	67.45	70.63	69.26	75.92
TiO_2	0.56	0.53	0.76	0.96	0.29	0.33	0.54	0.38	0.39	0.18
Al_2O_3	16.28	15.90	15.19	14.25	15.11	14.15	15.20	14.46	14.33	13.24
Fe_2O_3	2.05	1.54	1.70	1.72	0.63	0.74	1.49	0.85	1.41	0.88
FeO	2.57	3.30	5.40	4.64	1.76	1.56	2.37	2.09	3.09	0.71
MnO	0.06	0.06	0.15	0.16	0.03	0.03	1.79	1.07	0.05	0.03
MgO	3.10	3.76	4.22	3.89	0.97	1.42	0.07	0.05	1.66	0.31
CaO	3.93	3.21	5.62	7.00	2.61	1.61	3.23	1.82	2.58	1.15
Na_2O	4.42	4.57	4.31	3.56	4.36	4.96	5.97	6.44	4.92	4.56
K_2O	1.56	1.38	0.69	0.92	2.96	1.18	0.28	0.69	0.56	1.86
H_2O	0.10	0.12	0.18	0.12	0.02	0.07	0.11	0.05	-	-
П.п.п.	1.78	2.07	1.48	1.19		1.04	1.39	1.55	1.76	1.11
К-во ан.	14	12	5	4	9	6	7	9	6	4

Примечание. 1-лавы андезито-дацитов Игнойльской вулканической постройки; 2 - субвулканические андезито-дациты Игнойльской вулканической постройки; 3 - лавы андезито-дацитов Чалкинской вулканической постройки; 4 - субвулканические крупнопорфировые андезито-дациты Чалкинской вулканической постройки; 5 - лавы дацит-риолитов Костомукшской структуры; 6 - субвулканические риолиты Игнойльской вулканической постройки; 7 - дациты Южно-Выгозерского синклинория; 8 - риодациты Каменноозерской структуры (по С.А. Морозову и М.Г. Попову); 9 - риодациты Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса; 10 - кварцевые риолиты Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса.

(рис. 28) риолитовая формация дает поле, смещенное вниз по отношению к лопийским вулканитам и, следовательно, проявляет щелочную тенденцию развития. Концентричность и подобие полей раннепротерозойских микроклиновых гранитов стабильных зон и интрузивных кварцевых порфиров предполагает их генетическую связь.

Сариолийские андезит-базальты и их субвулканические образования дают на диаграмме *AS* (рис. 28) несколько необычную картину. Обычно комплекс или серия пород, образовавшихся при действии единого механизма формирования, дает поле, максимумы которого располагаются на одной прямой. Для сариолийских пород таких прямых получается две. Сариолийские эффузивы даже при полевых наблюдениях кажутся производными двух типов магмы – базальтовой и андезитовой, присутствующей или в виде ликвационных обособлений в первой (вариоли), или в виде хаотически распределенной примеси (табл. 23).

Одна из линий приближается по направлению к ориентации линий, характерных для известково-щелочных серий, другая – линия составов габброидов – располагается почти перпендикулярно направленности толеитовой серии и под углом – к известково-щелочной. Примечательно, что вдоль этой линии расположены поля габброидов, залегающих в основном вдали от синхронных им эффузивов, т.е. сформировавшихся на большей глубине по сравнению с образованиями, упомянутыми в связи с первой линией. Этот тезис согласуется с высокой магнезиальностью (до 16%) габброидов, залегающих среди кварцевых порфиров.

Предположение о „составном" характере исходной для сариолийских вулканитов магмы подтверждается также рядом их геохимических особенностей. Например, распределение содержания титана в эффузивах обнаруживает отчетливую двухвершинность. Максимумы распределения, вероятно, соответствуют средним содержаниям титана в исходных компонентах родоначального расплава (Голубев, Светов, 1975).

Таким образом, петрохимические данные, как и геохимические, дают основание предполагать сложное происхождение сариолийских вулканитов – за счет компонентов толеитовой и известково-щелочной серии (этим, возможно, объясняется и повышенное содержание в них хрома). Реализация такого механизма в условиях сводово-глыбовой тектоники кажется вполне осуществимой.

Таким образом, в период орогенного вулканизма, также бимодального, приуроченного к одним и тем же тектоническим зонам, кислая и основная магма имели, по-видимому, различный источник, внедряясь близко во времени и пространстве. Состав вулканитов определяется, видимо, не только исходным составом расплава, но и взаимодействием его с корой, что обусловило прежде всего высокую окисленность. Необходимо отметить почти полную аналогию рассматриваемых риолитов с миоценовыми риолитами западно-центральной Аризоны (Suneson, Lucchitta, 1983). И тем и другим свойственно высокое содержание кремнезема (около 75%),

Таблица 22

Средние химические составы групп пород риолитовой формации сумийского вулканического комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	69.35	68.89	77.43	77.80	71.22	75.08
TiO_2	0.75	0.70	0.26	0.22	0.71	-
Al_2O_3	12.94	13.07	11.62	11.60	12.05	12.03
Fe_2O_3	2.87	2.13	1.55	0.95	2.62	1.03
FeO	2.34	2.68	Не опр.	Не опр.	2.03	0.20
MnO	0.05	0.05	0.02	0.01	0.04	0.03
MgO	1.24	0.82	0.30	0.17	1.54	0.17
CaO	1.70	1.98	0.22	0.17	2.20	0.90
Na_2O	1.54	3.02	0.60	0.58	1.87	2.36
K_2O	4.09	4.84	7.30	7.40	3.24	6.52
H_2O	0.12	0.12				
П.п.п.	2.94	1.68				
Сумма	99.93	99.99				
К-во ан.	54	48	13	35	5	10

Примечание. 1 – кварцевые порфиры, плагиопорфиры, фельзиты, Лехтинская и Гайкольская структуры (К.И. Хейсканен, Л.Ф. Бондарь); 2 – кварцевые порфиры, плагиопорфиры, фельзиты Панаярвинской структуры (К.И. Хейсканен, Л.Ф. Бондарь); 3 – риолиты оз. Розалампи (А.С. Пекки); 4 – субвулканические кварцевые порфиры оз. Розалампи (А.С. Пекки); 5 – кварцевые порфиры оз. Ципринга (О.А. Рийконен); 6 – риолиты западно-центральной Аризоны США (Suneson, Lucchitta, 1983).

общее высокое содержание щелочей при резком преобладании калия над натрием и высокая степень окисленности железа.

Риолиты юго-западной части США также являются составной частью бимодальной серии, при этом риолиты в отличие от базальтов характеризуются высоким значением первоначального отношения изотопов стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr$=0.7093 и 0.7141), что доказывает их коровый источник.

Хорошо известно, что бимодальные вулканические ассоциации приурочены к зонам растяжения и основная магма, видимо, служит энергетическим источником для плавления коры, при этом сопоставимость состава образующихся кислых коровых вулканитов, вероятно, обусловлена не возрастом их, а зрелостью континентальной коры и тектоническими условиями формирования.

Гранитоиды ультраметаморфические и интрузивные

Состав гранитоидов на классификационной диаграмме $Na_2O+K_2O-SiO_2$ зависит не от времени их формирования, а от текто-

Таблица 23

Средние химические составы групп пород андезит-базальтовой формации сариолийского вулканического комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	54.69	52.91	55.13	54.98	56.69	56.25
TiO_2	0.93	1.10	0.74	0.87	0.50	1.25
Al_2O_3	13.63	12.85	14.68	14.46	12.90	13.66
Fe_2O_3	2.04	1.90	1.98	2.45	2.96	2.73
FeO	8.39	9.28	7.30	8.28	6.64	8.98
MnO	0.16	0.18	0.16	0.33	0.15	0.18
MgO	6.58	7.31	5.50	5.49	6.47	4.04
CaO	6.62	6.64	6.48	5.24	7.40	6.02
Na_2O	3.74	3.96	3.10	4.13	3.70	4.05
K_2O	1.08	0.98	1.08	1.66	1.08	1.08
H_2O	0.13	0.09	0.15	0.11	0.19	0.15
П.п.п.	1.87	2.68	3.68	1.88	1.42	1.13
Сумма	99.87	99.99	99.97	99.88	100.10	99.91
К-во ан.	108	21	32	11	4	29

Примечание. Лавовые образования: 1 – р. Кумса (А.И. Голубев); 2 – дер. Красная Речка (А.И. Голубев); 3 – Лехтинская структура (К.И. Хейсканен, Л.Ф. Бондарь); 4 – оз. Панаярви (К.И. Хейсканен, Л.Ф. Бондарь); 5 – оз. Большозеро (М.М. Стенарь). Субвулканические образования: 6 – р. Кумса (А.И. Голубев).

нических условий и, по-видимому, взаимосвязан с составом коры (так же как состав кислых вулканитов). Так, магматические породы габбро-плагиогранитной формации как позднеархейской, так и раннепротерозойской (табл. 24) образуют совпадающие поля составов от габбро до лейкогранитов (рис. 30) в области умеренной щелочности. Гранитоиды мигматит-гранитовой формации как позднеархейской, так и раннепротерозойской образуют поля составов, включающих семейства гранодиоритов, тоналитов, низкощелочных гранитов, гранитов нормальной щелочности и лейкогранитов. При этом широкий интервал составов обусловлен влиянием состава субстрата, претерпевшего гранитообразующие процессы. И, наконец, граниты стабильных зон независимо от возраста имеют устойчивый состав гранита и лейкогранита нормальной щелочности и частично субщелочного гранита. Так, поля раннепротерозойской формации селецких гранитов и позднепротерозойской формации гранитов рапакиви перекрываются. Более поздняя формация онгонитов и литий-фтористых гранитов смещена по отношению к этим двум формациям в область субщелочных и более кремнекислых пород (табл. 25).

Таблица 24

Средние химические составы групп пород габбро–плагиогранитных формаций

	Позднеархейская габбро–плагиогранитная формация				Раннепротерозойская габбро–плагиогранитная формация				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	50.98	55.13	62.50	72.48	49.79	54.03	60.34	65.87	68.61
TiO_2	0.50	0.86	0.58	0.24	0.76	0.59	0.37	0.29	0.12
Al_2O_3	18.05	16.57	16.15	14.08	16.65	17.91	17.52	15.74	15.12
Fe_2O_3	1.98	2.76	1.90	1.15	2.52	2.17	1.25	1.45	0.56
FeO	5.50	5.29	3.51	1.21	8.09	6.38	4.30	2.98	1.26
MnO	0.13	0.12	0.08	0.03	0.18	0.160	0.107	0.081	0.04
MgO	7.84	4.67	2.65	0.81	7.24	4.77	2.76	1.66	0.65
CaO	9.36	7.4	4.97	2.44	10.03	8.26	6.35	4.58	2.33
Na_2O	2.43	3.53	4.03	4.33	2.50	3.30	3.57	3.91	4.01
K_2O	0.65	1.29	1.77	2.07	0.67	1.42	1.66	1.78	3.03
H_2O	0.17	0.19	0.14	0.11	0.14	0.16	0.16	0.15	0.11
П.п.п.	2.24	1.92	1.57	0.95	1.25	1.15	1.37	1.35	0.90
CuO	0.008	0.004	0.002	0.0032	0.014	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CoO	0.01	0.006	0.005	0.004	0.008	" "	" "	" "	" "
NiO	0.022	0.010	0.007	0.005	0.012	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
V_2O_5	0.029	0.030	0.029	0.015	0.056	0.044	" "	" "	" "
Cr_2O_3	0.034	0.016	0.017	0.018	0.038	Не опр.	" "	" "	" "
Сумма	99.93	99.80	99.91	99.95	99.99	99.87	99.87	99.84	99.95
К–во ан.	31	13	42	27	22	11	16	17	22

Примечание. Сайозерский, семченский и сегозерско–ондозерский комплексы Центральной Карелии (М.М. Лавров, Л.П. Свириденко): 1 – габбро, габбро–диорит; 2 – диорит; 3 – кварцевый диорит, тоналит; 4 – плагиогранит. Северное Приладожье (А.П. Светов, Л.П. Свириденко, А.И. Голубев): 5 – габбро; 6 – диорит; 7 – кварцевый диорит; 8 – гранодиорит, тоналит; 9 – гранит.

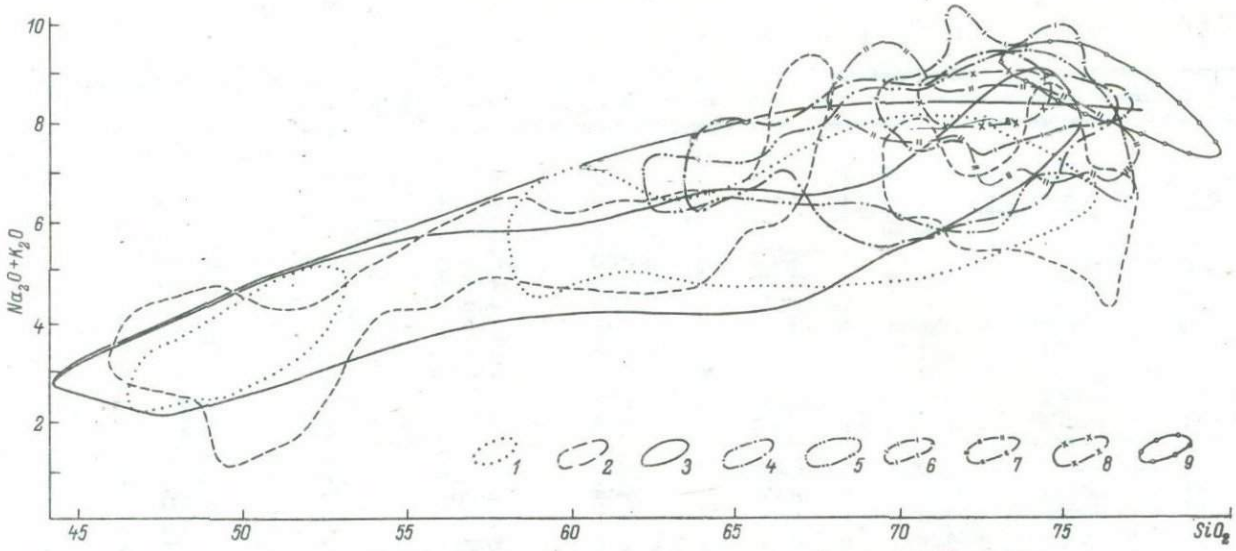


Рис. 30. Диаграмма $(Na_2O + H_2O) - SiO_2$ главных гранитоидных формаций Карелии.

1 – породы фундамента зеленокаменных поясов (двупироксен–амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы, 11 анализов; эндербиты, 26 анализов); 2 – породы позднеархейской габбро–плагиогранитной формации (113 анализов); 3 – породы раннепротерозойской габбро–плагиогранитной формации (88 анализов); 4 – автохтонные гранитоиды позднеархейской (ребольской) мигматит–гранитовой формации (285 анализов); 5 – автохтонные гранитоиды раннепротерозойской (свекокарельской) мигматит–гранитовой формации (71 анализ); 6 – граниты раннепротерозойской (селецкой) формации периода протоактивизации (151 анализ); 7 – граниты рапакиви (86 анализов); 8 – туффизиты (11 анализов); 9 – литий-фтористые граниты (23 анализа).

Таблица 25

Средние химические составы групп пород главных гранитоидных формаций (Свириденко, Хейсканен, 1976; Свириденко, 1980)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	52.95	64.35	69.99	74.95	72.33	70.76	71.88	72.45	74.85
TiO_2	1.03	0.62	0.13	0.17	0.20	0.31	0.27	0.25	0.018
Al_2O_3	16.15	16.13	15.65	12.53	14.33	14.69	13.52	13.0	12.45
Fe_2O_3	3.19	1.85	1.26	0.68	1.09	1.13	1.55	1.3	0.52
FeO	7.17	3.99	1.65	1.76	1.08	1.83	2.10	1.89	0.91
MnO	0.16	0.09	0.05	0.04	0.03	0.04	-	0.03	0.02
MgO	5.11	1.85	1.00	0.25	0.50	0.78	0.33	0.38	0.15
CaO	9.89	4.85	2.27	0.68	1.21	1.83	1.08	1.03	0.38
Na_2O	3.14	3.91	3.94	3.28	3.31	3.26	2.93	3.08	4.23
K_2O	0.87	1.64	3.37	4.58	5.16	4.53	5.15	5.26	4.60
К-во ан.	11	26	285	8	151	71	86	11	23

Примечание. 1 – двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы оз. Тулос долопийского фундамента; 2 – эндербиты (гиперстенбиотитовые плагиогнейсы) долопийского фундамента; 3 – автохтонные гранитоиды позднеархейской (ребольской) мигматит-гранитовой формации; 4 – граниты Карташовского массива (гранитовая формация); 5 – граниты раннепротерозойской (селецкой) палингенно-метасоматической формации; 6 – автохтонные гранитоиды раннепротерозойской (свекокарельской) мигматит-гранитовой формации; 7 – граниты рапакиви Салминского плутона; 8 – туфизиты формации онгонитов и литий-фтористых гранитов; 9 – литий-фтористые граниты.

Различие гранитоидов подвижных и стабильных зон состоит также в том, что в гранитоидах габбро-плагиогранитного и мигматит-гранитного формационных типов с ростом содержания SiO_2 закономерно увеличивается количество щелочей, тогда как в гранитах стабильных зон содержание щелочей либо не зависит от SiO_2, либо с ростом SiO_2 содержание щелочей уменьшается (формации рапакиви, онгонитов и литий-фтористых гранитов).

Для гранитоидов информативной также является диаграмма по соотношению железа для различных уровней кремнекислотности (рис. 31). Породы позднеархейской и раннепротерозойской габбро-плагиогранитных формаций от основных пород к кислым последовательно обедняются суммарным содержанием железа, сохраняя низкий и устойчивый коэффициент окисленности железа, аналогичный соответствующему коэффициенту пород диоритового слоя. Граниты мигматит-гранитовых формаций (позднеархейской и раннепротерозойской) при той же тенденции уменьшения общего содержания железа с повышением содержания SiO_2 отличаются от гранитоидов габбро-плагиогранитного формационного типа последовательным увеличением окисленности железа с повышением содержания SiO_2.

Для гранитов стабильных зон при сопоставимом суммарном содержании железа с породами равной кремнекислотности других фор-

SiO_2
45
50
55
60
65
70
75
80
$FeO+Fe_2O_3$
13
11
9
7
5
3
1
$\frac{Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3}\cdot 100$
10
30
50
70
90

маций коэффициент окисленности железа варьирует в широких пределах и поля составов смещены вниз, т.е. в сторону более высокой окисленности. Максимальная окисленность железа характерна для формации онгонитов и литий-фтористых гранитов.

Сопоставляя эволюцию химического состава гранитоидов с эволюцией земной коры, следует констатировать, что доскладчатые интрузивные образования известково-щелочной серии (габбро-плагиогранитная формация) независимо от возраста сопоставимы по составу, щелочности и степени окисленности железа с породами „диоритового" слоя, выполняющего роль фундамента супракрустальных пород, вмещающих данные интрузивы. Как и породы „диоритового" слоя, они относятся к натриевой серии. Орогенные граниты мигматит-гранитовых формаций, играющие главную корообразующую роль при формировании гранитно-ультраметаморфического слоя, характеризуются широкой вариацией состава и степени окисленности железа. Если доскладчатые гранитоиды габбро-плагиогранитного формационного типа исходя из низкого значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и состава редких земель (Arth e.a., 1978; Welin e.a., 1970; Wilson, 1980) рассматриваются как продукт дифференциации мантийной основной магмы и лишь в кислых членах формации – как результат плавления коры под воздействием основной магмы, то гранитоиды мигматит-гранитового формационного типа представляют собой продукт ультраметаморфических коровых процессов и их состав определяется как составом исходного субстрата, так и гранитизирующим воздействием мантийных флюидов. При этом для позднеархейского гранитообразования выявлена латеральная зональность (Свириденко, 1980).

Граниты стабильных зон формировались в условиях зрелой коры континентального типа и являются анорогенными. Кроме метасоматической гранитизации вдоль линейных ослабленных зон в период раннепротерозойской селецкой тектоно-магматической активизации в анорогенный период формируются интрузивные граниты и лейкограниты, образующие нередко крупные плутоны. Тектонически интрузивные граниты приурочены к глубинным разломам, в том числе и к зонам сочленения геоблоков, где наблюдаются в пространственной ассоциации с продуктами проявления основного магматизма.

Постоянно дискутируется характер связи между основным и кислым магматизмом. Примером могут служить граниты рапакиви. Не ставя своей целью полностью рассмотреть здесь проблему их генезиса, отметим лишь, что существуют две главные точки зрения: 1) о существовании генетической связи их с габброидами и большой роли дифференциации и фракционирования при формировании гранитов рапакиви (Великославинский, 1953; Анортозит-рапакиви-гранитная..., 1978) и 2) о парагенетических соотношениях между

Рис. 31. Диаграмма $(FeO + Fe_2O_3) - \frac{Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3} \times 100 - SiO_2$ гранитоидных формаций Карелии.

Условные обозначения см. на рис. 30.

гранитами рапакиви и габброидами, приуроченными к одним и тем же тектоническим структурам. При этом основная магма может служить энергетическим источником, вызывающим плавление нижней части коры (Соболев, 1947).

Для гранитов рапакиви характерен широкий интервал значений отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$. Своеобразием их петрологии при несомненно глубинном источнике расплава является низкое P_{O_2} на ранних стадиях кристаллизации, по-видимому, с участием мантийных флюидов и постепенное окисление их по мере перемещения в верхнюю часть земной коры (Свириденко, 1968). Многофазность плутонов рапакиви с имеющимся разнообразием жильных образований и сложный тренд эволюции составов, по нашему мнению, слабо согласуется с формированием их за счет дифференциации основной магмы.

Своеобразие тектонического положения формации онгонитов и литий-фтористых гранитов состоит в том, что она установлена исключительно в условиях зрелой континентальной коры как самое позднее проявление кислого магматизма в условиях стабильных зон. Обогащенность пород этой формации литофильными редкими элементами также имеет различную трактовку. Согласно одной точке зрения, они рассматриваются как продукты кристаллизации остаточной магмы, где накопление обусловлено дифференциацией (Таусон и др., 1970; Коваленко, 1977), согласно другой - как результат многократного плавления земной коры (Burt e.a., 1982). Литофильные элементы накапливаются в коре после очередного выплавления. Геологической ситуации Северного Приладожья больше соответствует вторая модель. Сложный Салминский плутон рапакиви сформировался в результате многократного внедрения гранитной магмы (Свириденко, 1968), поступавшей из разных источников.

Внедрение самых поздних, литий-фтористых, гранитов отдельно от формирования гранитов рапакиви Салминского плутона, как было уже показано, внедрением туффизитов. Последние приурочены к разлому более позднему, чем Салминский плутон, и, следовательно, породы онгонитов и литий-фтористых гранитов имеют самостоятельный магматический источник. Территориальная близость с гранитами рапакиви Салминского плутона делает вполне реальным предположение, что источником расплава служила кора, претерпевшая неоднократное плавление. Такой же вывод может быть распространен и на другие районы развития рассматриваемой формации, так как породы ее моложе рапакиви, и как показано выше, обособлены.

Щелочно-ультраосновные и щелочно-основные магматические образования

Слабо проявленный на территории Карелии щелочной магматизм характеризует условия стабильности при мощной и зрелой континентальной коре. Приуроченность к глубинным разломам мантийного заложения определяет глубинность магматического источника.

На диаграмме $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ для Тикшеозерского щелочно-ультраосновного массива выделяются поля недосыщенных кремнеземом щелочных пород, веерообразно расходящиеся от поля габброидов, включающих фигуративную точку среднего состава Елетьозерского массива. Для составов, попадающих в поле тералитов, рост содержания щелочей сопровождается некоторым увеличением содержания кремнезема, в то время как для бесполевошпатовой серии щелочных пород характерно обогащение натрием при незначительном росте дефицита SiO_2. В Елетьозерском массиве производные этой щелочной ветви не представлены. Ультраосновные породы и габброиды Елетьозерского и Тикшеозерского массивов образуют перекрывающиеся поля. Сопоставимы также поля сиенитов этих массивов. Щелочные лампрофиры Кандалакшской зоны занимают на рассматриваемой диаграмме сходное положение с тералитами Тикшеозерского массива, а вулкано-плутонические ассоциации Турьего полуострова расположены в поле якупирангит-уртитовой серии. Дайковый комплекс куолаярвинской зоны образует широкий спектр составов от тералита до фергусита.

Генезис щелочных образований Карелии рассмотрен в целом ряде работ (Кухаренко, Орлова, Багдасаров, 1969; Иваников, Качурова, Булах, 1975; Богачев и др., 1976; Магматические формации..., 1980; Хазов, 1982), где обсуждаются вопросы петрохимии и петрогенезиса применительно к каждому из имеющихся массивов и комплексу дайковых образований. Общим для генезиса щелочно-основных и щелочно-ультраосновных пород, что признается всеми исследователями, является ведущая роль в их формировании фракционирования и кристаллизационной дифференциации. Для щелочно-ультраосновного Тикшеозерского массива не исключается и полиформационная природа.

Рудоносность магматических формаций

В тесных генетических соотношениях с петрогенезисом изверженных пород находится их рудоносность.

В Беломорском геоблоке позднеархейский комплекс амфиболитов и раннепротерозойские комплексы габбро-анортозитов, метапорфиритов-гранатовых габбро обладают титано-ванадиевой геохимической специализацией, которая в будущем может представить практический интерес. Комплексы ультрабазитов (перидотитов) и лерцолит-габбро-норитов сопровождаются признаками хромитового и медно-никелевого оруденения (Степанов, 1981). С гнейсами хетоламбинской свиты в Кивгубе Белого моря связаны проявления регенерированного в ходе гранитизации первично-стратиформного серноколчеданного оруденения с пирротин-халькопиритовой сфалеритсодержащей минерализацией и присутствием кобальтоносного пирита. В целом беломорский структурно-формационный комплекс беден металлическими полезными ископаемыми.

Более разнообразна рудоносность лопийских зеленокаменных поясов. С коматиит-базальтовой формацией связаны рудопроявления и небольшие месторождения железистых кварцитов, колчеданов, приуроченных к малоудаленным от эруптивных центров фациям хемогенных осадочно-вулканогенных пород. Гипербазитовая формация сопровождается медно-никелевым оруденением. С лопийскими изверженными породами андезит-дацитовой и особенно дацит-риолитовой формаций генетически связан широкий спектр колчеданных месторождений.

Среди месторождений колчеданного типа преобладают серноколчеданные существенно пирротин-пиритовые и пирротиновые по составу руды (Серноколчеданные месторождения..., 1978). Типичными представителями этого типа месторождений являются Хаутаваарское, Парандовское и ряд других. В значительно меньшем объеме встречаются руды, принадлежащие медноколчеданному (Ялонваара) и медно-цинково-колчеданному (Вожминское) типам.

Основным признаком вулканогенно-осадочного генезиса этих месторождений является их постоянная ассоциация с вулканогенно-осадочными и вулкано-терригенными образованиями древнейших вулканических поясов. По существу пластообразные согласные залежи сульфидов являются членами вулканогенно-осадочных ассоциаций, часто залегающими в зоне контакта контрастных по составу пород, главным образом кремнистых осадков с черными сланцами.

Руды многих месторождений, особенно метаморфизованных в условиях не выше эпидот-амфиболитовой фации, сохраняют многие текстурные и структурные признаки отложения их в виде хемогенного осадка, среди которых можно назвать слоистые, конкреционные (оолитовые), глобулярные, фромбоидальные.

По отношению к эруптивным центрам отложение сульфидных руд происходило на различных расстояниях. Преобладают месторождения, сформированные на расстоянии 1,5-6 км от эруптивных центров.

Другой, характерной для данного цикла рудной формацией является железисто-кремнистая, представленная крупным Костомукшским месторождением и рядом более мелких: Корпангским, Межозерским, Гимольским, Совдозерским, Маньгинским и др., изученными подробно ранее (Чернов и др., 1970). Выделяется несколько рудных типов железистых кварцитов, связанных с базальтовой, дацит-липаритовой и терригенной флишевой формациями. С первой из них связаны лишь маломощные (первые метры) полосчатые железистые кварциты с невысоким содержанием железа, образующие отдельные горизонты среди потоков базальтовых лав.

С дацит-риолитовой формацией связаны более значительные концентрации железистых кварцитов. В пределах Костомукшского рудного поля они ассоциируют с породами вулканогенно-осадочной фации названной формации, среди которых образуют горизонты переслаивания общей мощностью до 50-70 м и протяженностью до 20 км. Выделяются магнетит-кварцевый и магнетит-сланцевый рудные типы. Наибольший объем железных руд типа железистых кварцитов связан с терригенной флишевой формацией, примером которой

является Костомукшское месторождение. Магнетитовые кварциты здесь в виде пластов мощностью от первых до 70 м и общей мощностью до 400 м прослеживаются на десятки километров и переслаиваются с углеродсодержащими, ритмично-слоистыми кварц-биотитовыми, кварц-полевошпат-биотитовыми сланцами, представляющими собой метаморфизованные песчано-глинистые отложения (Горьковец и др., 1981).

Устанавливается, таким образом, своеобразный парагенез колчеданной и железисто-кремнистой рудных формаций, обусловленный их связью с одними и теми же осадочно-вулканогенными формациями, латеральной сменой одних руд другими, а иногда и переслаиванием их.

Процессы регионального метаморфизма, широко проявленные в завершающий этап лопийского цикла, привели к значительной метаморфической регенерации стратиформных месторождений. В железистых кварцитах в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций происходила перекристаллизация руд, сопровождающаяся их минеральными и структурно-текстурными преобразованиями, переотложением и образованием участков с богатыми рудами.

В условиях зеленосланцевой фации частичная перекристаллизация (пирротинизация) колчеданных руд проходила без существенного пространственного перемещения рудного вещества, а в условиях эпидот-амфиболитовой фации проявлялись более значительные минеральные и структурно-текстурные преобразования руд. Частичное растворение сульфидных руд приводило к переотложению их в форме метасоматических залежей и реже жил. Характерна интенсивная пирротинизация колчеданных руд, сопровождавшаяся частичным выносом серы во вмещающие породы и одновременной мобилизацией ряда рудогенных элементов (Cu, Co, Ni, Pb, Zn и др.).

В условиях амфиболитовой фации процессы преобразования руд в значительной степени усиливались. В результате перераспределения вещества в рудах появлялись порфиробласты амфибола, граната (Парандово), а во вмещающих породах помимо зон вкрапленности образовались протяженные минерализованные зоны дробления - фальбанды.

Стратиформные вулканогенно-осадочные месторождения колчеданных руд и железистых кварцитов, в различной степени преобразованные метаморфическими процессами, являются определяющими металлогенический облик зеленокаменных поясов Карелии. Оруденение, связанное с плутоническими формациями, не имеет существенного развития (возможно, по причине недостаточной их изученности) и представлено небольшими рудопроявлениями медно-никелевых руд в гипербазитах и габбро-норитах, кварц-полиметаллическими жилами иногда с молибденитом, связанными с формацией поздних плагиомикроклиновых гранитов.

Сумий-сариолийский этап магматизма на современном этапе изученности не несет какого-либо оруденения.

Раннепротерозойским ареальным платобазальтам протоплатформенного чехла восточной части Балтийского щита характерно вул-

каногенное медносульфидное оруденение, локализованное в лавовых потоках начальных стадий излияний среднеятулийской фазы вулканизма и силлах комагматических им габбро-долеритов. Каплевидные сегрегации борнит-халькопирит-халькозинового состава, образующие в нижних частях покровов и пластовых силлов прерывистые по простиранию горизонты, вероятно, имеют ликвационную природу. В наибольшей степени рудоносными являются околожерловые или *малоудаленные* от эруптивных центров части лавовых полей и тела габбро-долеритов, являющихся интрузиями под вулканами (Светов, Голубев, 1978).

Отчетливо проявленная латеральная зональность медносульфидного оруденения, заключающаяся в смене по мере удаления от центров излияний борнит-халькозиновой на борнит-халькопиритовую и халькопирит-пиритовую ассоциации рудных минералов, отражает режим снижения концентраций сернистых компонентов в составе флюидной фазы по мере дегазации изливавшихся лав. Повышенная меденосность раннепротерозойских платобазальтов является следствием кислотного выщелачивания мантийными флюидами меди из высокомагнезиального субстрата и обогащения металлом исходных магматических расплавов. Замедленное продвижение восстановленных мантийных сероводородных и водородно-хлоридных флюидов в ходе ареального прототраппового вулканизма способствовало накоплению меди в исходных расплавах в периферических очагах. С начальными периодами вулканических пароксизмов происходили излияния этих обогащенных металлом лав. С межэруптивными перерывами были связаны периоды усиления фумарольно-гидросольфатарной деятельности, в течение которых формировались рудопроявления эксгаляционно-осадочных (гидротермально-осадочных) медистых песчаников (месторождение Воронов Бор, рудопроявления озер Ушковского, Куолаярви и др.).

Подобная по генезису, но медноколчеданная минерализация присуща заонежскому осадочно-вулканогенному комплексу, где она приурочена к углеродсодержащим сланцам (Галдобина, Голубев, 1977, 1982). На фациальном профиле среди субмаринных отложений области активного подводного вулканизма четко выделяется зона гидротермального поля наиболее активной второй фазы заонежского вулканизма. В разрезе заонежского литотипа данная зона представлена шунгитовыми породами второго пласта среднего продуктивного горизонта и перекрывающими их шунгитистыми туфитами, которые и являются наиболее перспективными на поиски цветных металлов (Голубев, Галдобина, 1981). Связь процессов рудообразования с вулканизмом, пластовая форма рудных горизонтов, наличие сохранившихся первичных текстур пород и руд, характер сульфидной минерализации и другие данные позволяют говорить об однотипности процессов рудообразования в черносланцевых образованиях заонежской свиты с аналогичными черносланцевыми формациями Балтийского щита в целом.

К вулканогенно-осадочному (эксгаляционно-осадочному) типу относятся и многочисленные рудопроявления железистых кварцитов

и сланцев среди вулканогенно-осадочных комплексов ятулийского и заонежского времени. Наличие среди вулканогенно-осадочных комплексов гематитсодержащих пород отмечается практически повсеместно (Соколов и др., 1970). Однако в ярко выраженной форме гематитсодержащие рудопроявления обнаружены в Прионежье (Пялозеро и Тивдия) и в районе оз. Туломозеро (Желубовский, 1933, 1934). Источником железа как в осадочных, так и в вулканогенных породах, по нашему мнению, являлись поствулканические фумарольно-сольфатарные процессы. Подобные по генезису гематитсодержащие сланцы и кварциты отмечаются в вулканогенно-осадочных образованиях печенгского комплекса на Кольском полуострове (Предовский и др., 1970; Ахмедов, 1972).

С раскристаллизацией в окислительной обстановке расплава феррогаббро, являвшегося производным салически-мафического расщепления исходного расплава оливинового толеита и прошедшего предварительную кристаллизационную дифференциацию в периферических очагах, генетически связано формирование титаномагнетитовых ванадийсодержащих сегрегационных-магматических руд Койкарского и Пудожгорского месторождений. Общими особенностями этих рудных интрузий являются: пластовая форма и пологое падение от 10 до 25°, приуроченность рудного горизонта к (лежачему боку) нижним частям разреза интрузий и, кроме того, близкий вещественный и петрохимический состав как самих пород, так и руд (Голубев, Светов, 1983).

В свекокарельское время в западной части щита в обстановке эруптивной деятельности в вулкано-тектонических депрессиях в ходе сопряженного корового (кислого) и мантийного (базальтового) вулканизма усиление постпароксизмальной газо-гидротермальной деятельности способствовало массовому выносу рудообразующих металлов. Этот период характеризуется прежде всего значительным разнообразием стратиформных месторождений колчеданного класса: медно-цинковоколчеданных Ладожско-Ботнического рудного пояса (главный сульфидный пояс Финляндии – Оутокумпу, Вуонос, Хаммслахти, Болиден, Фалун), медно-свинцово-цинковоколчеданных в Южно-Свекофеннском поясе – Виханти, Пюхасалми, Айяла, сопровождаемых золотом и серебром, марганцово-железорудных месторождений Швеции и Финляндии (Кируна, Раутаваара). Медно-цинковоколчеданные месторождения, связанные с андезит-дацит-риолитовой формацией, образовывались в околожерловых зонах вулканических построек. Отложение руд проходило во впадинах депрессий морского бассейна в условиях восстановительной среды из высококонцентрированных растворов, поступающих по трещинам из магматических очагов. Медно-свинцово-цинковоколчеданные месторождения, связанные с проявлениями кислого вулканизма Na и K-Na серий, формировались в более удаленных зонах от эруптивных центров. Колчеданные месторождения находятся в тесной ассоциации с марганцевосодержащими железистыми кварцитами (Рыбаков, 1982). В стратиформных месторождениях процессы свекокарельской регенерации привели к наложению в ряде случаев урановой минерализации (месторожде-

ние Пахтавуома Финляндии), образованию редкометальных конгломератов. С плутоническими сериями пород ультраосновного состава связана медно-никелевая минерализация (Хитура, Комалахти, Париккола) Финляндии (Kahma, 1975), имеющих возраст 1925 млн лет.

С основными членами габбро-плагиогранитной формации связаны проявления железотитанового оруденения (Велимяки). С раннепротерозойским тектоно-магматическим циклом на территории восточной части Балтийского щита связаны лишь незначительные проявления медносульфидного рудообразования, локализованного в платобазальтах (грабен Сатакунта).

Изверженные и осадочно-вулканогенные породы начальных этапов тектоно-магматических циклов верхнеархейского, раннепротерозойского и рифейского характеризуются общей Cu-Ni и железорудной специализацией. Однако реализация этой специализации происходила в существенно различающихся обстановках (условиях). Развитие мантийного базит-гипербазитового вулкано-плутонизма в позднем архее проходило в условиях рассредоточенного, но максимального по интенсивности потока трансмагматических глубинных флюидов ранней стадии дегазации недр Земли, обогащенных кислотными компонентами H_2, F, Cl, H_2S, SO_2, SO_3 и др., с высокой степенью экстракции рудных элементов Cu, Ni, Co, Mn, Fe, Ti, которые в условиях высокого флюидного давления достигали земной поверхности в виде гидротермальных растворов и приводили к формированию эксгаляционно-осадочных (гидротермально-осадочных) стратиформных медноколчеданных (с обогащением в ряде случаев Ni, Co), железо-кремнистых (содержащих Mn, золотосодержащий пирит) месторождений эксгаляционно-осадочного (гидротермально-осадочного) генезиса. Магматические сингенетические месторождения этого этапа присущи лишь гипербазитовой формации. В то время меденосные базальты и сегрегационно-магматические титаномагнетитовые месторождения полностью отсутствуют. С развитием синхронного с базит-гипербазитовым корового магматизма кислого и среднего состава существенно расширило геохимическую специализацию за счет присоединения полиметаллического оруденения к колчеданному.

Вместе с тем инициальный базит-гипербазитовый протоплатформенный магматизм стабильных зон, развивавшийся в условиях сосредоточенного флюидного потока в магмопроводящих зонах, способствовал концентрации экстрагированных рудных компонентов в исходных магматических расплавах, обусловливая в ходе их эволюции формирование меденосных базальтов, Cu-Ni оруденения в перидотитах (расслоенных интрузиях), Fe-Ti ванадийсодержащего оруденения в габбро-долеритах пластовых интрузий при резком сокращении роли эксгаляционно-осадочных рудопроявлений и месторождений (медистые песчаники). Лишь на последующих стадиях платобазальтового вулканизма в вулкано-тектонических депрессиях с усилением роли флюидного потока и развитием синхронного с базальтовым кислого вулканизма привело к формированию всех возможных типов колчеданных стратиформных месторождений, включая медноцинково-

колчеданные, медно-свинцово-цинковоколчеданные. При этом колчеданно-полиметаллические месторождения свойственны исключительно ареалам синхронного мантийного и корового вулкано-плутонизма.

Вместе с тем роль стратиформных первичных вулканогенно-осадочных месторождений от древних тектоно-магматических циклов в докембрии снижается к более молодым. Это явление находится во взаимосвязи, с одной стороны, со снижением интенсивности дегазации Земли в ходе общей кратонизации территории, а с другой – с этапами формирования земной коры. Сокращение роли фумарольно-гидросольфатарной деятельности по мере наращивания мощности земной коры и истощения рудными элементами мантии, снижение плотности и общего давления трансмагматических мантийных флюидов способствовало концентрации рудообразующих элементов в магматических расплавах и увеличению роли первично магматических, гидротермальных и гидротермально-метасоматических месторождений.

Таким образом, для перечисленных рудных компонентов (Cu, Ni, Co, Ti, Fe, Mn) предполагается главным образом мантийный источник. Концентрация их в магматических расплавах связывается с плавлением неистощенной верхней мантии.

В период формирования регионально развитых синкладчатых позднеархейской и раннепротерозойской мигматит-гранитовых формаций земная кора обогащается калием и литофильными редкими элементами. В период позднеархейского ультраметаморфического гранитообразования формируется латеральная геохимическая неоднородность, коррелирующаяся с региональным характером аномального магнитного поля (Свириденко, 1980). В магнитной провинции гранитообразование происходило при умеренной и повышенной щелочности и окисленном характере флюида, что повлекло за собой преимущественный привнос оксифильных редких элементов (Ba, Sr, Nb). В области регионально отрицательного магнитного поля гранитообразование происходило при низкой щелочности и сопровождалось преимущественным накоплением оксифобных литофильных редких элементов (Li, Rb, Cs, Sn). Перечисленные элементы рассеивались в земной коре, образуя различный региональный кларк и не создавая сколько-нибудь заметных скоплений. Сформировавшийся в результате гранитно-ультраметаморфический слой в последующих протерозойских (и более поздних) процессах тектоно-магматической активизации служил источником редких элементов и полиметаллов в локальных тектонических зонах в связи с более поздними магматическими процессами. Так, в пределах Карельского геоблока с постархейскими гранитами в немагнитной провинции местами устанавливаются проявления олова и молибдена. В западной Карелии, в области развития регионально положительного магнитного поля, известны ниобийсодержащие редкометальные пегматиты, а содержание олова в гранитоидах ниже кларка.

В период формирования свекокарельской мигматит-гранитовой формации земная кора также обогащалась калием и литофильными редкими элементами в соответствии с условиями щелочности. С позднеорогенными массивами гранитовой формации установлена ге-

нетическая связь редкометальных пегматитов (Lahti, 1981) и скарнового редкометально-вольфрамового оруденения (Хазов, 1982).

С увеличением мощности и зрелости континентальной коры повышаются перспективы поисков редкометальных месторождений. Развитие в составе докембрия формации онгонитов и литий-фтористых гранитов, встречающейся в широком возрастном диапазоне фанерозоя, но исключительно в стабильных условиях зрелой коры, еще раз подтверждает отсутствие принципиальной разницы между докембрием и фанерозоем в развитии редкометального оруденения.

С постплатформенной тектономагматической активизацией, характеризующейся развитием щелочного магматизма, в Карельском геоблоке связывается геохимическая специализация на Nb, P, TR и в Ладожском - Nb, P, TR, Ba, Sr (Богачев и др., 1982).

2. Магматизм и корообразование

Формационный анализ магматизма трех геоблоков (Беломорского, Карельского и Ладожского) и корреляция его с магматизмом Кольско-Мезенского, Свекофеннского и Дальсландского геоблоков, а также рассмотрение латерального и вертикального рядов формаций Балтийского щита позволяют оценить корообразующую роль магматических процессов в докембрии и сделать общие выводы относительно специфики докембрийского тектонического развития.

История геологического развития докембрия Балтийского щита, начиная с верхнего архея, в которой ведущая роль принадлежит магматическим процессам и гранитообразованию, с позиции корообразования - это история формирования земной коры сиалического типа. Напомним, что под этим понимается (Земная кора..., 1978) тип коры, включающий гранитно-ультраметаморфический слой. В отличие от него симатический тип коры гранитно-ультраметаморфического слоя не содержит.

Симатический тип земной коры сформировался в раннем архее. Верхний слой в его составе согласно четырехслойной модели (Земная кора..., 1978) представлен „диоритовым" слоем. Главной разновидностью пород, слагающих „диоритовый" слой, является тоналито-гнейс, сопоставимый с раннеархейскими тоналито-гнейсами, возраст которых оценивается более 3.5 млрд лет (Свириденко, 1980). Хотя на Балтийском щите отсутствуют изотопные датировки для рассматриваемых пород более 3.1 млрд лет, их раннеархейский возраст в настоящее время считается общепризнанным (Жданов, 1966; Батиева, Бельков, 1968; Салоп, 1973; Свириденко, 1980; Левковский, Шуркин; 1982; Яншин, Монин, 1983, и др.).

Земная кора симатического типа в современном эрозионном срезе развита лишь в восточной части Балтийского щита. На рис. 22 ей соответствуют области раннеархейской консолидации. Она является преобладающей в составе Кольско-Мезенского геоблока, почти полностью слагает Беломорский геоблок и в виде той или иной величины блоков встречается в составе Карельского и Ладожского

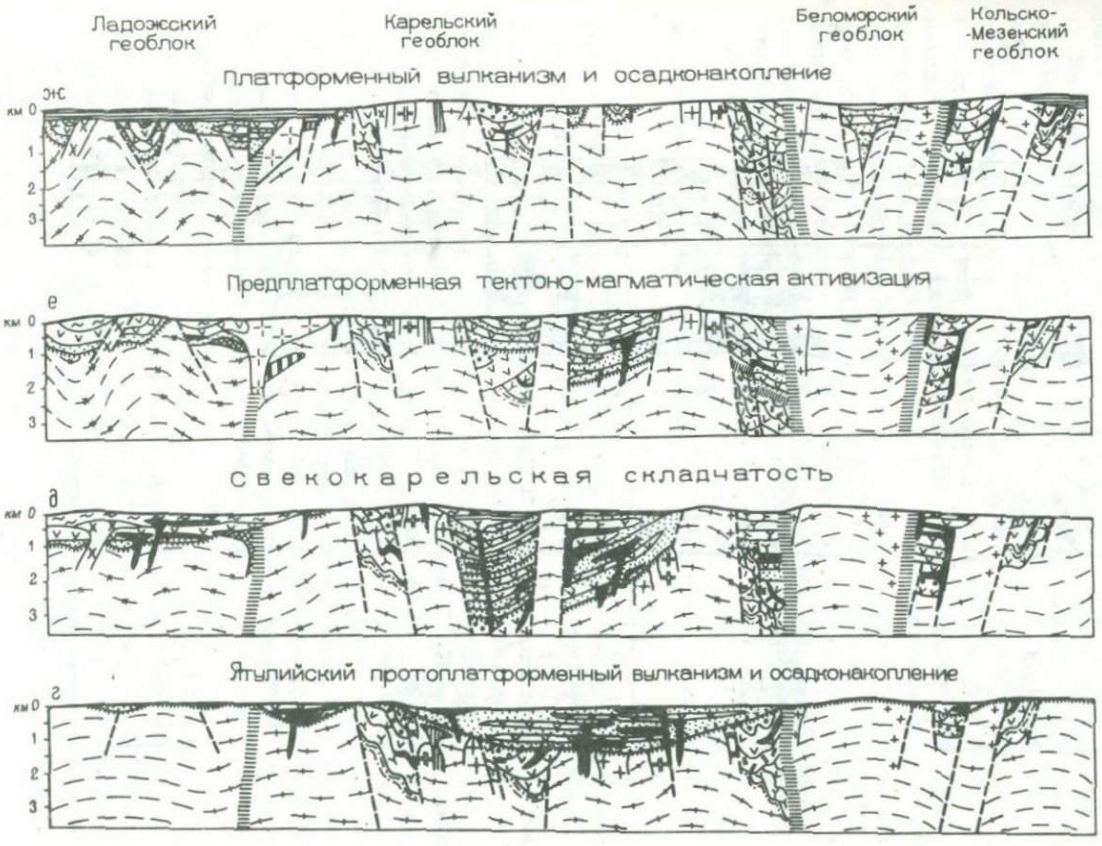
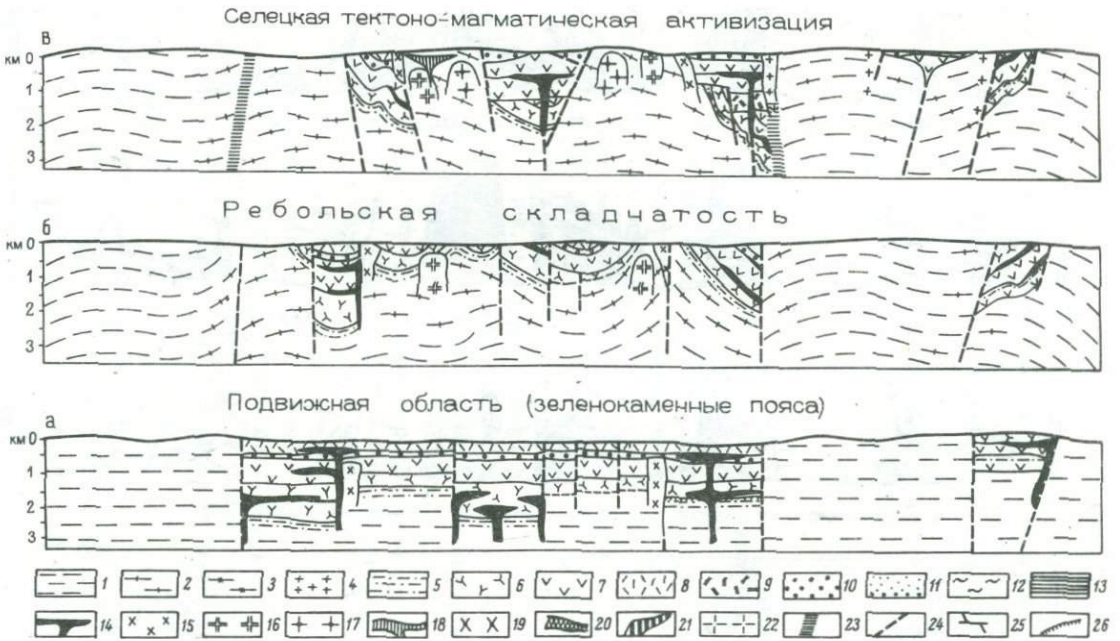

Ладожский геоблок
Карельский геоблок
Беломорский геоблок
Кольско-Мезенский геоблок
Платформенный вулканизм и осадконакопление
км 0
1
2
3
Предплатформенная тектоно-магматическая активизация
Свекокарельская складчатость
Ятулийский протоплатформенный вулканизм и осадконакопление

Рис. 32


Селецкая тектоно-магматическая активизация
в
км 0
1
2
3
Ребольская складчатость
б
км 0
1
2
3
Подвижная область (зеленокаменные пояса)
а
км 0
1
2
3
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26

геоблоков. Предполагается, что по крайней мере в пределах Балтийского щита „диоритовый" слой непрерывен и служит фундаментом, на котором периодически закладывались подвижные области, возраст которых уменьшается с северо-востока на юго-запад (от позднего архея на востоке до среднего рифея на юго-западе щита). Для „диоритового" слоя характерна латеральная неоднородность.

На Кольском полуострове относящиеся к этому слою породы, издавна рассматривающиеся в качестве первично континентальной коры (Батиева, Бельков, 1968), представлены вулкано-плутонической ассоциацией, в которой с интрузивными первичнокоровыми гранитоидами в тесной пространственной и генетической ассоциации находятся эффузивы кислого, среднего и реже основного состава. В Карелии, где породы диоритового слоя представлены диафторированным гранулитовым комплексом, кислые породы играют подчиненную роль, соотношение пород среднего и основого состава непостоянно, но преобладают в целом породы среднего состава, что и характеризует средние физические свойства слоя как диоритового. Определяющей особенностью состава данного слоя является низкое содержание калия в первоначальном составе его пород.

К началу заложения позднеархейских подвижных зон первичная континентальная кора (протокора), представленная „диоритовым"

Рис. 32. Главные этапы формирования докембрийской сиалической коры восточной части Балтийского щита и кинематика геоблоков.

1 – протокора („диоритовый" слой); 2 – позднеархейское (реболь-ское) гранитообразование с завершением формирования гранитно-ультраметаморфического слоя; 3 – раннепротерозойское (свекокарельское) гранитообразование с завершением формирования гранитно-ультраметаморфического слоя; 4 – полихронное гранитообразование в шовных структурах и ослабленных зонах. Вулканогенные формации и синхронное осадконакопление: 5 – дацит-андезитовая формация; 6 – коматиит-базальтовая и пикрит-базальтовая формации; 7 – толеит-базальтовая и андезит-базальтовая формации; 8 – дацит-риолитовая формация; 9 – риолитовая формация; 10 – полимиктовые валунно-галечные конгломераты; 11 – кварцевые конгломераты, аркозы, кварциты, карбонатные породы, в том числе углеродсодержащие; 12 – алевролиты; 13 – глинистые сланцы. Интрузивные формации: 14 – секущие пластовые тела основного и ультраосновного составов (в том числе подводящие каналы эффузивных образований); 15 – позднеархейская габбро-плагиогранитная формация; 16 – позднеархейская гранитовая формация; 17 – селецкие (протерозойские) граниты; 18 – перидотит-габбро-норитовая формация; 19 – раннепротерозойская габбро-плагиогранитная формация; 20 – перидотитовая формация; 21 – габбро-анортозитовая формация; 22 – формация гранитов рапакиви; 23 – шовные зоны геоблоков; 24 – разломы внутригеоблоковые; 25 – разломы, ограничивающие наложенные грабены; 26 – коры выветривания.

слоем, в современном эрозионном срезе дробилась. Блоки коры симатического типа испытывали устойчивое поднятие.

Геологически документируемые магматические тела в областях развития коры симатического типа по времени формирования существенно оторваны от образования вмещающего субстрата и по условиям формирования соответствуют магматическим образованиям стабильных зон. Раннепротерозойские магматические комплексы Беломорского геоблока – типичного представителя коры симатического типа – сопоставимы с одновозрастными формациями периода тектоно-магматической активизации Карельского геоблока, обладая некоторой спецификой, обусловленной влиянием регионального метаморфизма повышенного давления. Вместе с тем распределение магматических формаций в пределах Беломорского геоблока (рис. 19) свидетельствует о напряженной магматической деятельности на протяжении всего нижнего протерозоя, что делает понятие стабильности относительным. Беломорский геоблок вовлекался в складчатые деформации ребольского, селецкого и свекокарельского периодов складчатости, сопровождавшихся гранитизацией, но поскольку они проявлялись неравномерно, гранитно-ультраметаморфический слой не сформировался.

Формирование коры сиалического типа рассмотрим на примере Карельского и Ладожского геоблоков (рис. 32, а-ж). После дробления первичной континентальной коры область, соответствовавшая в современной структуре Карельскому геоблоку, испытывала преимущественное погружение и служила ареной интенсивного вулканизма (рис. 32, а). На ранней стадии был развит ареальный дацит-андезитовый вулканизм, сменившийся коматиит-базальтовым. Наличие шаровых лав в составе покровных фаций коматиит-базальтового вулканизма свидетельствует о подводном характере излияний. В прединверсионную стадию сформировались интрузии габбро-плагиогранитной формации, приуроченные к вулканическим поясам. В этих же зонах в начале инверсионной стадии внедрились тела гипербазитов. Завершающим был риолит-дацитовый вулканизм, геохимически однотипный с вулканизмом ранней дацит-андезитовой формации.

На рубеже 2800-2700 млн лет, а по последним данным даже, возможно, ранее (2920 млн лет для Центральной Карелии, по устному сообщению О.А. Левченко), вся область, в современной структуре соответствующая Карельскому геоблоку, была подвержена складчатым деформациям, сопровождавшимся процессами гранитообразования (рис. 32, б). Последние привели к образованию обширных площадей автохтонных гранитоидов (рис. 15), среди которых зеленокаменные пояса наблюдаются как останцовые, реликтовые. К ним приурочены эруптивные вулканические центры (Вулканические постройки..., 1978). Изучение петрохимии и геохимии позднеархейского ультраметаморфического гранитообразования (Свириденко, 1980) показало, что исходными породами, подвергавшимися гранитизации, были осадочные и вулканогенные породы среднего и кислого состава, сопоставимые с соответствующими породами верхней и нижней частей разреза зеленокаменных поясов. Их интен-

сивная гранитизация обусловлена близостью состава к гранитоиду. Породы основного состава среди мигматит-гранитов присутствуют в резко подчиненном количестве и, будучи устойчивыми к процессам гранитизации, выполняют роль маркирующих горизонтов.

Позднеархейское ультраметаморфическое гранитообразование сопровождалось привносом в земную кору калия и целого ряда литофильных редких элементов. В постскладчатый период были сформированы первые в истории докембрия Балтийского щита интрузии гранитов нормального ряда (гранитовая формация). Возраст одного из таких массивов (Карташовского) оценивается в 2810 млн лет (Лобиков, 1983). Синскладчатое ультраметаморфическое гранитообразование завершилось стабилизацией. Постскладчатая гранитовая формация характеризует тектонические условия стабильности. Стабилизация, в свою очередь, знаменует создание гранитно-ультраметаморфического слоя в пределах Карельского геоблока, послужившего началом формирования коры сиалического типа на Балтийском щите. Сформировавшемуся гранитно-ультраметаморфическому слою, таким образом, соответствует геологический комплекс позднеархейского тектоно-магматического цикла. Но, как неоднократно подчеркивалось в настоящей работе, его нельзя назвать геосинклинальным. Начальной стадии цикла соответствует коровый дацит-андезитовый вулканизм. Эта специфика раннего периода развития позднеархейских подвижных зон, видимо, обусловлена своеобразием первичной континентальной земной коры: маломощной и разогретой.

Общеизвестно площадное развитие гранулитовых комплексов в низах земной коры, которые в оценке Н.Л. Добрецова (1980), могли формироваться на глубине менее 10 км. Поэтому дробление разогретой коры и связанный с ними спад давления в локальных зонах были необходимым и достаточным условием для ареального корового вулканизма. Фанерозойские геосинклинальные пояса закладывались на мощной и жесткой коре, которая на ранних этапах реагировала на энергетическую активность верхней мантии (Белоусов, 1978) лишь вертикальными движениями. Энергетическая активность мантии, сопоставимая с геосинклинальным эндогенным режимом (Белоусов, 1978), отмечается в средней части цикла с развитием основного и ультраосновного магматизма, но сформированные ассоциации пород не соответствуют офиолитовым, и в настоящее время отсутствуют сколько-нибудь достоверные признаки существования океана и океанической коры в позднем архее.

Грандиозны по своим масштабам в позднем архее (как и вообще в докембрии) процессы ультраметаморфического гранитообразования, охватывающие огромные площади, что было отмечено еще Ю.А. Кузнецовым (1964). По данным А. Энгеля с соавторами (Engel e.a., 1974), первое поступление калия в земную кору на всех континентах происходило на рубеже архея и протерозоя. Оно соответствует изменению режима кислотно-основного взаимодействия в верхней мантии в связи с повышением в ней концентрации кислорода (Бескин, Ларин, Марин, 1979). Начало формирования гранитно-ультраметаморфического слоя, т.е. зрелой континен-

тальной коры, по-видимому, является также началом дифференциации мантии, которая в конечном итоге привела к образованию рестита или истощенного слоя (Бескин, Ларин, Марин, 1979; Белоусов, 1983, и др.).

Раннеархейская кора симатического типа стабильных блоков также вовлекалась в складчатые деформации, сопровождавшиеся привносом калия и литофильных редких элементов, но эти процессы были приурочены к локальным ослабленным зонам и не приводили к формированию гранитно-ультраметаморфического слоя.

На Кольском полуострове в отличие от Карелии (рис. 32, а) магматизм позднеархейского тектоно-магматического цикла приурочен к высокомобильным структурам, расположенным на границах блоков коры симатического типа (Батиева и др., 1981).

Следующим циклом формирования земной коры является раннепротерозойский. Постребольская тектоно-магматическая активизация, предшествовавшая формированию протоплатформенного чехла, большого корообразующего значения не имела (рис. 32, в). Позднеархейский гранитно-ультраметаморфический слой вдоль ослабленных зон обогащался калием. Зоной максимальной магматической активности была зона сочленения Беломорского и Карельского геоблоков, к которой приурочены орогенные пояса и разнообразный интрузивный магматизм.

На Кольском полуострове с этим периодом связано заложение межгеоблоковой глубинно-компенсированной Имандра-Варзугской вулкано-тектонической депрессии, характеризующейся исключительно напряженным вулканизмом (рис. 32, в). Ее компенсированное заполнение проходило синхронно с цикличностью осадочно-вулканогенного литогенеза в ходе формирования протоплатформенного чехла Карельского геоблока. Устойчивое длительное прогибание депрессии способствовало, с одной стороны, накоплению многочисленных горизонтов терригенно-обломочных и карбонатных пород, обладающих признаками мелководных осадков, а с другой – многократным проявлениям существенно мантийного основного-ультраосновного вулканизма, при подчиненной роли умеренно кислого, значительной общей мощности (Имандра-Варзугская зона..., 1982; Мележик, Предовский, 1982). Зоны разломов, ограничивающие и усложняющие депрессию, на разных стадиях их развития осуществляли контроль за проявлениями базит-гипербазитового, кислого и щелочного магматизма.

Формирование верхнего, вулканогенно-осадочного слоя Карельского геоблока начинается со становления протоплатформенного чехла (рис. 32, г) на рубеже 2300±100 млн лет. Его формирование связано с компенсационным накоплением в эпиконтинентальном Карельском бассейне мощных толщ зрелых осадков (Соколов и др., 1970) и излиянием платобазальтов. Ятулийский вулканический комплекс охватывал значительные площади в пределах Карельского геоблока. Он устанавливается также на Свекофеннском геоблоке, пользуясь преимущественным развитием в его западной части.

Однородный вещественный состав платобазальтов, значительная их фациальная выдержанность, близкий энергетический уровень вулканических пароксизмов и палеогеографических условий их проявлений свидетельствуют об однотипных тектонических обстановках ранних проявлений прототраппового вулканизма в удаленных ареалах как Карельского, так и Свекофеннского геоблоков. Вместе с тем выявленные латеральные вариации свекокарельских платобазальтов, заключающиеся в увеличении их кремнекислотности, калиевости и титанистости в вулканических ареалах Свекофеннского геоблока по сравнению с Карельским геоблоком, свидетельствуют о латеральной неоднородности мантии и ее большей „примитивности" под Свекофеннским геоблоком.

Значительно большая корообразующая роль принадлежит заонежскому вулканизму. Вулканическая деятельность этого периода (2000–1950 млн лет) локализовалась в конседиментационных прогибах-депрессиях, охватывая площадь, в современной структуре представленную Свекофеннским геоблоком (за исключением Центрально-Финляндского массива), значительную северную часть Карельского геоблока в области сочленения с Беломорским геоблоком и южную часть Карельского геоблока (рис. 32, д). Как показано в главе У, на всей этой площади вулканизм протекал в платформенных условиях и носил однотипный характер. Различие заключалось в том, что на площади, в современной структуре отвечающей Карельскому геоблоку, вулкано-тектонические депрессии закладывались на зрелой континентальной коре (гранитно-ультраметаморфическом слое), тогда как на площади Свекофеннского геоблока фундаментом служила кора симатического типа (диоритовый слой).

При общей корреляции разрезов заонежского комплекса в пределах Карельского и Свекофеннского геоблоков выявлено, что в вулкано-тектонических депрессиях, закладывавшихся на зрелой континентальной коре (Карельский геоблок), отсутствуют проявления кислого и среднего вулканизма, в области Свекофеннского геоблока совместно с излиянием платобазальтов имело место проявление кислого и среднего вулканизма. Если на ранних стадиях развития в период вулканизма и осадконакопления тектонический режим в сравниваемых регионах сопоставим, то на поздних стадиях он носил принципиально различный характер. В пределах Карельского геоблока был сформирован протоплатформенный чехол, смятый в складки и регионально метаморфизованный в условиях, не превышающих зеленосланцевой фации. В строении земной коры Карельского геоблока он отвечает верхнему, вулканогенно-осадочному слою.

На площади, в современной структуре отвечающей Свекофеннскому геоблоку, в прединверсионный период, так же как и в позднеархейский тектоно-магматический цикл, формировались интрузии габбро-плагиогранитной формации. Синскладчатый региональный метаморфизм носил зональный характер и в южной части достигал гранулитовой фации. В соответствии с метаморфической зональностью в позднеорогенный период проявилось площадное ультраметаморфи-

ческое гранитообразование, также приведшее к формированию гранитно-ультраметаморфического слоя (рис. 32, е).

Главное различие в развитии и последовательности магматизма двух сопоставляемых регионов нам представляется в том, что в Карельском регионе протерозойскому вулканизму предшествовал позднеархейский тектоно-магматический цикл, приведший к формированию гранитно-ультраметаморфического слоя и, что самое главное, вызвавший дифференциацию верхней мантии посредством удаления калия и литофильных редких элементов в связи и гранитизацией коры. В пределах Свекофеннского геблока, где отсутствовала верхнеархейская тектоническая и магматическая активность, заключительная часть раннепротерозойского тектоно-магматического цикла сопоставима с соответствующей частью позднеархейского тектоно-магматического цикла Карельского геоблока. Можно лишь отметить более интенсивное проявление процессов гранитообразования в период свекокарельской складчатости с образованием крупных мигматит-плутонов, что, по-видимому, обусловлено более интенсивным тепловым потоком в связи с развитием регионального метаморфизма низкого давления.

Карельский и Беломорский геоблоки на свекокарельскую складчатость (около 1850 млн лет) реагировали одновозрастным гранитообразованием, приуроченным преимущественно к зоне их сочленения (рис. 32, д). При этом процессы гранитообразования были развиты лишь в фундаменте и не затрагивали протоплатформенный чехол.

Постсвекокарельская тектоно-магматическая активизация наиболее интенсивно проявилась в западной части Свекофеннского геоблока развитием плутонов гранитов нормального ряда и лейкогранитов в интервале 1700-1550 млн лет. Вдоль шовных структур геоблоков наблюдаются проявления бимодального магматизма и вулкано-плутонических ассоциаций. О зрелости континентальной коры свидетельствует появление формации литий-фтористых гранитов и онгонитов. К началу раннего рифея (рис. 32, ж) подавляющая часть Балтийского щита (за исключением площади Дальсландского геоблока) представляла собой жесткий кратон со зрелой корой континентального типа и, следовательно, дифференцированной мантией.

Рифейский платформенный чехол, так же как и протоплатформенный, формировавшийся на гранитно-ультраметаморфическом слое, не содержит в своем составе продуктов кислого и среднего вулканизма и не подвергался процессам ультраметаморфизма. Региональный метаморфизм не превышал зеленосланцевой фации. Так же как и протоплатформенный чехол, он относится к вулканогенно-осадочному слою земной коры.

В юго-западной части Балтийского щита на площади, в современной структуре относящейся к Дальсландскому геоблоку, после завершения в Юго-Западной Швеции тектоно-магматического цикла на рубеже 1550 млн лет готской складчатостью, сопровождавшейся формированием гранитов Омоль II, западнее закладывается прогиб платформенного типа Телемарк. Как уже было показано, в со-

ставе вулканогенно-осадочного комплекса Телемарк совместно с основными вулканитами большой объем составляют вулканиты кислого состава. Характер геологического развития и последовательность магматизма здесь сопоставимы со свекокарельским периодом развития в пределах Свекофеннского геоблока. Региональный метаморфизм имеет зональный характер, достигая на юге гранулитовой фации. На породы комплекса Телемарк накладывается синскладчатая гранитизация.

Общая стабилизация и формирование земной коры в пределах Балтийского щита заканчиваются на рубеже около 850 млн лет. После формирования платформенного чехла (вулканогенно-осадочного слоя) охарактеризованные геоблоки земной коры теряют свою индивидуальность и проявления магматизма связаны с расколами земной коры, вызванными, по-видимому, причинами глобального характера. Шелочной состав магматизма свидетельствует о глубинном источнике магм.

Изложенная в настоящей работе характеристика магматизма геоблоков Балтийского щита и приведенный общий обзор применительно к процессам корообразования позволяют сделать ряд общих выводов относительно модели докембрийского корообразования.

В настоящее время в качестве единственной такого рода модели предполагается модель тектоники плит. Для Балтийского щита предложено несколько ее вариантов (Тектоника фундамента..., 1978; Хейсканен, 1980; Hietanen, 1975; Berthelsen, 1980; Oftedahl, 1980; Gaal, 1982, и др.). Популярность этой модели, как нам представляется, обусловлена прежде всего актуалистическим методом познания, изначальным стремлением выделения в докембрии геосинклиналей. Если же характер геологических процессов не укладывался в это понятие, употреблялась приставка „прото", которая должна была снимать существующие противоречия. Кроме того, отсутствует столь же стройная модель, противостоящая тектонике плит. Модель тектоники плит не требует тщательной геологической изученности, ей импонируют блоковое строение, широкое распространение известково-щелочных магматических серий в докембрии и слабая изученность фундамента. Само обилие вариантов говорит о несовершенстве каждого из них. Все многообразие вариантов подразделяется на два главных: 1) обычный вариант столкновения континентальной и океанической плит с поддвиганием последней под континентальную разделяется большинством исследователей; 2) вариант столкновения микроконтинентов (Berthelsen, 1980; Oftedahl, 1980). Не ставя своей целью давать критику каждому из этих вариантов, отметим лишь, что всеми сторонниками тектоники плит сам факт наличия известково-щелочных магматических серий рассматривается как доказательство существования островных дуг, причем это положение распространяется даже на архейский период (Maale, 1982).

В связи с этим следует привести высказывание авторов работы, посвященной проблеме происхождения андезитовых магм, проведенной на основе комплексного петрографического и физико-химического

изучения серии комагматичных щелочноземельных эффузивов вулкана Малый Семячик на Восточной Камчатке (Бабанский, Рябчиков, Богатиков, 1983, с. 86). ... „Реально оценивая значение полученных результатов, необходимо отдавать себе отчет в известной их ограниченности. Это вызвано, прежде всего, тем, что поставленные задачи решались на примере конкретного геологического объекта. Поэтому распространение полученных в настоящей работе выводов на происхождение андезитов вообще кажется преждевременным". Предостережение этих авторов, по-видимому, обусловлено тем, что проведенные ими экспериментальные исследования и результаты других экспериментальных работ свидетельствуют о разнообразии условий, при которых может выплавляться андезитовая магма. В частности, формирование „диоритового" слоя, в составе которого данные породы являются преобладающими, никак нельзя объснить островодужными условиями.

Раннеархейская кора, верхняя часть которой была представлена „диоритовым" слоем, не подходит и под определение „океаническая". Эта своеобразная кора, существование которой в настоящее время признается большинством исследователей, была сформирована до 3.5 млрд лет назад и генезис ее до сих пор еще не получил должного обоснования. Вся последующая докембрийская история Балтийского щита – это история наращивания на протокору двух верхних слоев земной коры: гранитно-ультраметаморфического и вулканогенно-осадочного. Формирование названных слоев носит циклический характер и захватывает не всю площадь щита одновременно, а лишь некоторую часть его. Так, в ребольский тектоно-магматический цикл сформировался гранитно-ультраметаморфический слой Карельского геоблока, в свекокарельский тектоно-магматический цикл – гранитно-ультраметаморфический слой Свекофеннского геоблока, а в готский и дальсландский тектоно-магматические циклы – гранитно-ультраметаморфический слой Дальсландского геоблока. В свою очередь платформенный вулканизм, связанный с прогибами, выходящими за пределы ранее сформированного кратона, приводит к формированию верхнего вулканогенно-осадочного слоя лишь в том случае, когда прогиб закладывается на зрелой континентальной коре (гранитно-ультраметаморфическом слое). Тот же вулканогенно-осадочный комплекс, сформировавшийся на первичной коре симатического типа, испытывает гранитизацию с массовым привносом калия и литофильных редких элементов, в результате чего образуется гранитно-ультраметаморфический слой.

Ранее (Свириденко, 1980) показано, что источником щелочей не может быть кора симатического типа, так как она сама в это время, вовлекаясь по ослабленным зонам в одновозрастные складчатые деформации, испытывает привнос тех же элементов. То есть фактический материал по рассматриваемому региону подтверждает точку зрения Д.С. Коржинского, Ф.П. Летникова, Б.Г. Лутца, А.А. Маракушева и др. о мантийном источнике калия и литофильных редких элементов. Следовательно, протокора симатического типа имела под собой мантию, обогащенную калием и литофильными

редкими элементами, что отличает ее от океанической коры, под которой мантия максимально истощена (Белоусов, 1983).

Формирование докембрийской коры сиалического типа, т.е. зрелой континентальной коры, путем наращивания двух верхних слоев на протокору влечет за собой, таким образом, последовательную дифференциацию мантии и истощение ее верхнего слоя. Это подтверждает вывод В.В. Белоусова (1983) о вторичности океанов.

Существующая взаимосвязь между коровыми и мантийными процессами в период формирования зрелой континентальной коры при латеральной вещественной неоднородности процессов корообразования непременно должна была за собой повлечь и латеральную неоднородность верхней мантии, на что уже обращалось внимание (Бескин, Ларин, Марин, 1979). В частности, не исключена сохранность недифференцированной верхней мантии под блоками раннеархейской протокоры (коры симатического типа).

Все вышеизложенное, на наш взгляд, убедительно свидетельствует о том, что докембрийские эндогенные режимы, связанные с первичным площадным формированием зрелой континетальной коры, несопоставимы с эндогенными режимами фанерозоя. Поэтому попытка применения модели тектоники плит к докембрию нам представляется некорректной в принципе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ последовательности магматических процессов в геологическом развитии докембрия Балтийского щита свидетельствует о цикличности и эволюционной направленности магматизма. Первые геологически документируемые магматические формации позднеархейского (ребольского) тектоно-магматического цикла, связанные с позднеархейскими зеленокаменными поясами, формировались на первичной земной коре, средний состав которой отвечал дацит-андезиту или тоналиту („диоритовый" слой).

Наличие многочисленных, пространственно разобщенных вулканических зон свидетельствует о том, что вулканизм зеленокаменных поясов связан с дроблением земной коры. Смена корового дацит-андезитового вулканизма мантийным коматиит-базальтовым указывает на последовательное углубление расколов, формирующихся в условиях растяжения. При этом площадь, отвечающая в современной структуре Карельскому геоблоку, испытывала опускание. Нет оснований считать, что зеленокаменные пояса на Балтийском щите имели ареальное развитие, охватывая всю его площадь. Если учитывать площади фундамента Русской плиты, то их распространение было поясовым.

Период растяжения, с которым связана вулканическая деятельность, сменился периодом сжатия (складчатость, мигматизация, гранитообразование), завершившим позднеархейский тектоно-магматический цикл. Общим итогом позднеархейского тектоно-магматического цикла явилось формирование гранитно-ультраметаморфического слоя земной коры (зрелой коры континентального типа).

Магматизм раннепротерозойского (свекокарельского) тектоно-магматического цикла, также приведший к формированию гранитно-ультраметаморфического слоя, на ранней своей стадии происходил в тектонических условиях, отвечающих условиям вулкано-тектонической депрессии, т.е. также в условиях растяжения. При этом одновозрастные вулкано-тектонические депрессии, заложившиеся в пределах Карельского геоблока на гранитно-ультраметаморфическом слое, закончили свое развитие ранней стадией, а те же структуры, но заложившиеся по периферии стабильного Карельского геоблока на первичной коре („диоритовом" слое), испытали позднюю стадию развития в режиме сжатия (складчатость, мигматизация, гранитообразование).

В результате первых двух тектоно-магматических циклов зрелая континентальная кора с гранитно-ультраметаморфическим слоем была сформирована на подавляющей площади Балтийского щита, в современной структуре отвечающей Карельскому и Свекофеннскому геоблокам. Последующие раннерифейский (готский) и среднерифейский (дальсландский) тектоно-магматические циклы, проявившиеся в юго-западной части Балтийского щита (Дальсландский геоблок), имели подчиненное корообразующее значение. Тектонический режим их в главных чертах сопоставим с тектоническим режимом ребольского и свекокарельского тектоно-магматических циклов.

Для всех четырех тектоно-магматических циклов, завершившихся формированием гранитно-ультраметаморфического слоя, выделяются две главные стадии: растяжения и сжатия. Стадия растяжения характеризуется интенсивными проявлениями вулканизма, сопровождающимися интрузиями основного (реже ультраосновного) и умеренно кислого составов. Вулканизм протекает в условиях конседиментационного погружения, а характер осадков свидетельствует о мелководных обстановках их формирования в бассейнах эпиплатформенного типа. Отсутствуют офиолитовые ассоциации, характерные для фанерозойских геосинклиналей.

Для поздней стадии сжатия характерен высокий тепловой поток, обеспечивающий региональный метаморфизм амфиболитовой, а местами гранулитовой фации. Процессы мигматизации и ультраметаморфического гранитообразования охватывают всю площадь и протекают интенсивнее, чем в фанерозойских геосинклиналях, на что ранее обратил внимание Ю.А. Кузнецов (1964). Превращение больших объемов супракрустальных комплексов в породы гранитоидного состава сопровождается разуплотнением и способствует воздыманию. Таким образом, поздняя стадия тектоно-магматического цикла осуществляется в режиме подвижной области и завершается стабилизацией.

При общей тектоно-магматической цикличности полной повторяемости циклов не происходит. Выделенные циклы различаются временными интервалами, наборами формаций и размерами площадей, вовлекающихся в зоны тектонической активности. Одной из наиболее важных особенностей охарактеризованных тектоно-магматических циклов является тесная связь процессов магматизма и в конечном счете корообразования с мантийными процессами. В периоды гранитообразования, в частности, земная кора за счет мантии обогащается щелочами и литофильными редкими элементами. В конечном итоге латеральное формирование гранитно-ультраметаморфического слоя Балтийского щита путем последовательного наращивания его вокруг древних континентальных ядер влечет за собой последовательную латеральную дифференциацию палеомантии.

Анализ магматизма в пределах стабильных зон свидетельствует о его напряженности и эволюционной направленности. С завершением позднеархейского (ребольского) тектоно-магматического цик-

ла, сформировавшего зрелую континентальную кору, на рубеже архея и протерозоя формируются первые интрузии гранитов нормального ряда. В периоды предплатформенной тектоно-магматической активизации в раннюю стадию на фоне общего воздымания наблюдается чередование корового (кислого) и мантийного (основного) магматизма, приуроченного к зонам линейных разломов. Независимо от времени проявления тектоно-магматической активизации, как в восточной, так и в западной частях щита ареальный интрузивный предплатформенный магматизм в позднюю стадию активизации сменяется поясовым. Последний приурочен главным образом к зонам сочленения геоблоков и к краевым зонам щита. Формируются орогенные (или рифтогенные) пояса, характеризующиеся проявлением бимодального магматизма. К ним относятся Лехтинская структура в зоне сочленения Карельского и Беломорского геоблоков, Иманд-ра-Варзугская зона на сочленении Кольско-Мезенского и Беломорского геоблоков, постсвекокарельский пояс Смоланд-Вермланд в зоне сочленения Свекофеннского и Дальсландского геоблоков, предплатформенный пояс габбро-анортозитов и гранитов рапакиви в краевой части щита.

Эпоха формирования протоплатформенного и платформенного чехлов Балтийского щита - время первых в истории Земли проявлений платобазальтового (траппового) магматизма. Истинный масштаб докембрийского платобазальтового вулкано-плутонизма еще не оценен, и это задача последующих исследований. Тем не менее платобазальтовый вулканизм Балтийского щита по предварительным палеовулканологическим оценкам территориального распространения и объемного выражения геологического эффекта сопоставим с некоторыми фанерозойскими трапповыми провинциями мира - Карру, Декан, Парана, Колумбия.

Общей особенностью прототраппового докембрийского вулканизма щита является высокая однородность состава платобазальтов, наличие высокомагнезиальных разновидностей пород в составах вулканических серий, внутренняя периодичность (цикличность) эрупций, низкая эксплозивность на стадии ареальных вулканических проявлений и высокая энергетическая мощность в периоды становления и развития вулкано-тектонических депрессий, постоянная сопряженность с толщами высокозрелых терригенных осадочных пород, формировавшихся в обстановках конседиментационного прогибания эпиконтинентальных бассейнов.

Проявление платформенного магматизма на гранитно-ультраметаморфическом слое, т.е. на зрелой континентальной коре, привело к формированию верхнего (вулканогенно-осадочного) слоя. После формирования последнего земная кора вместе с возросшей мощностью приобрела жесткость. Этот период, уходящий за пределы докембрия отличается проявлением щелочного магматизма.

Сходство тектонических условий формирования платформенного магматизма с магматизмом ранней стадии подвижных зон согласуется с их петрохимической сопоставимостью и как следствие с

общностью петрогенезиса. Так, впервые проведенное сопоставление на представительном фактическом материале базит-ультрабазитовых ассоциаций позднеархейского тектоно-магматического цикла с соответствующими ассоциациями протоплатформенного и платформенного чехлов позволило установить, что общими особенностями состава ультрабазитов как позднеархейских, так и раннепротерозойских является сопоставимо высокая магнезиальность, несколько повышенная железистость, пониженная известковистость и низкая глиноземистость. Позднеархейские ультрабазиты отличаются от протерозойских меньшей щелочностью и титанистостью. Наиболее низкощелочными являются позднеархейские коматииты. Базальтовые члены рассматриваемой ассоциации при близости средних составов имеют ряд петрохимических различий. Базальты зеленокаменных поясов однородны по составу и характеризуются низкой щелочностью, низкой глиноземистостью и титанистостью по сравнению с протерозойскими платобазальтами. Как позднеархейской, так и протерозойской базит-ультрабазитовой ассоциации свойственно раннемагматическое ликвационное расщепление однотипного родоначального расплава, однако платобазальтовому магматизму в наибольшей мере характерна кристаллизационная дифференциация, чем и обусловлены отмеченные различия в составе.

Заонежский платобазальтовый вулканизм как в пределах Карельского геоблока, где он входит в состав протоплатформенного чехла, так и в пределах Ладожского геоблока, где относится к ранней стадии свекокарельского тектоно-магматического цикла, характеризуется выдержанным и однотипным составом для покровных и субвулканических образований.

Кислые члены бимодального вулканизма позднеархейских зеленокаменных поясов имеют коровое происхождение, так же как и липариты бимодального орогенного (или, как полагает ряд исследователей, рифтогенного) протерозойского вулканизма. При этом состав первых варьирует от андезитов до натриевых риолитов, а состав вторых преимущественно риолитовый с существенным преобладанием калия над натрием. По-видимому, это различие обусловлено составом коры, на которой закладываются пояса. Зеленокаменные пояса закладываются на „диоритовом" слое с низким содержанием калия, а орогенные – на высококалиевом гранитно-ультраметаморфическом.

Роль корового магматизма возрастает с развитием гранитно-ультраметаморфического слоя. Только при тектоно-магматической активизации гранитно-ультраметаморфического слоя формируются редкометальные рудопроявления. В целом же рудоносность вулкано-плутонических и плутонических ассоциаций определяется, с одной стороны, их вещественным составом, а с другой – флюидным режимом магматических проявлений, который эволюционирует во времени в направлении повышения щелочности и окисленности, что находится во взаимосвязи с возрастанием мощности земной коры и увеличением ее жесткости.

Энсиалический характер докембрийских подвижных зон Балтийского щита и связь магматизма на всех этапах развития с мантией не позволяют принять концепцию тектоники плит в качестве модели для объяснения эволюции докембрийского магматизма. В качестве такой модели наиболее приемлемой является концепция расширения Земли, особенно ее последний вариант (Милановский, 1982) – гипотеза расширения и пульсаций Земли.

ЛИТЕРАТУРА

Анкудинов С.А., Болгурцев А.А., Литвиненко И.В., Поротова Т.А. Глубинное строение восточной части Карельского региона по результатам комплексных геофизических исследований (профиль Онежское озеро–Белое море). – Геотектоника. 1972, № 5, с. 75–78.

Анортозит-рапакивигранитная формация / Д.А. Великославинский, А.П. Биркис, О.А. Богатиков, В.П. Бухаров, С.Д. Великославинский, Л.И. Гордиенко, О.В. Зинченко, Я.Я. Кивисилла, Ю.Э. Кирс, М.И. Хворов, П.Е. Шустова, Л., 1978. 294 с.

Ахмедов А.М. Железистые метаосадочные породы печенгского комплекса и их генезис. – В кн.: Материалы по геологии Кольского полуострова. Апатиты, 1972, вып. 4, с. 125–131.

Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Эволюция щелочно-земельных магм. М., 1983. 94 с.

Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В., Гаранин А.В. Основные черты геохимии лунных пород. – В кн.: Грунт из материкового района Луны. М., 1979, с. 18–30.

Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л., 1976. 222 с.

Батиева И.Д. Геологическое строение Кольского полуострова. – В кн.: Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1978, с. 6–9.

Батиева И.Д., Бельков И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. Л., 1968, с. 5–143.

Батиева И.Д., Бельков И.В., Богачев А.И., Свириденко Л.П., Стенарь М.М. Эволюция вещества литосферы континентов на ранних стадиях их развития на примере Балтийского щита. – В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Л., 1981, с. 4–6.

Батиева И.Д., Бельков И.В., Свириденко Л.П., Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П., Шемякин В.М. Гранитоидные формации восточной части Балтийского щита (Карело-Кольский регион). – В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М., 1976, т. 2, с. 29–35.

Бекасова Н.Б., Загородный В.Г., Пушкин Г.Ю., Радченко А.Т. Оценка значимости перерывов в разрезах Печенгско-Варзугской зоны. – В кн.: Проблемы докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1974, с. 109–118.

Бекасова Н.Б., Пушкин Г.Ю. Стратиграфия центральной части Имандра-Варзугской структуры. – В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1972, вып. 4, с. 28–34.

Белов В.П. Астроблема Янисъярви (Южная Карелия). – ДАН СССР, 1976, 229, № 6, с. 1419–1422.

Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова: (геология и пегматитоносность). Л., 1962. 306 с.

Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., 1966. 120 с.

Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М., 1978. 231 с.

Белоусов В.В. Эндогенные режимы и мантийный магматизм. – Геотектоника, 1983, № 6, с. 3–13.

Бельков И.В., Батиева И.Д., Загородный В.Г. и др. Геологическое развитие и эволюция магматизма, метаморфизма и эндогенного рудообразования северо–восточной части Балтийского щита. – В кн.: Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов европейской части СССР. Л., 1982, с. 195–202.

Бельков И.В., Батиева И.Д., Загородный В.Г., Иванова Т.Н., Козлов М.Т., Петров В.П., Предовский А.А. Геотектоническое развитие и эволюция магматизма, метаморфизма и эндогенного рудообразования северо–восточной части Балтийского щита. – В кн.: Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов европейской части СССР. Л., 1982, с. 195–202.

Бельков И.В., Богачев А.И., Белолипецкий А.П., Загородный В.Г., Зак С.И., Куликов В.С., Лазарев Ю.И., Лавров М.М., Робонен В.И., Светов А.П., Свириденко Л.П., Слюсарев В.Д., Соколов В.А., Стенарь М.М. Главные черты геологического строения и формационный анализ магматических образований докембрия восточной части Балтийского щита. – В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно–Европейской платформы. М., 1976, с. 27–40.

Бельков И.В., Загородный В.Г., Предовский А.А., Козлов М.Т., Рагозина А.Л. Опыт разработки сводной схемы стратиграфии докембрия Кольского полуострова. – В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо–восточной части Балтийского щита. Л., 1971, с. 141–150.

Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б. Редкометальные гранитовые формации. Л., 1979. 279 с.

Бескин С.М., Лишневский Э.Н., Диденко М.И. Строение Питкярантского гранитного массива в Северном Приладожье (Карелия). – Изв. АН СССР, 1983, № 3, с. 19–27.

Беляев А.М., Львов Б.К. Минералого–геохимическая специализация гранитов рапакиви Салминского массива. – Вестн. ЛГУ, 1981, № 6. Геол., географ., вып. 1, с. 15–24.

Богатиков О.А., Богданова С.В., Марков М.С. „Серые гнейсы" и проблема направленности в развитии континентальной земной коры. – Изв. АН СССР, 1980, № 4, с. 8–22.

Богачев А.И., Зак С.И. Щелочно–габброидная формация. – В кн.: Магматические формации раннего докембрия территории СССР. М., 1980, кн. 3, с. 144–165.

Богачев А.И., Зак С.И., Сафронова Г.П., Инина К.А. Геология и петрология Елетьозерского массива габброидных пород Карелии. М.–Л., 1963. 159 с.

Богачев А.И., Кочнев–Первухов В.И., Лавров М.М., Попов М.Р., Слюсарев В.Д. Гипербазиты протерозоя некоторых районов Карело–Кольского региона (опыт формационного анализа). – В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., 1970, с. 95–108.

Богачев А.И., Кочнев–Первухов В.И., Лавров М.М., Попов М.Г., Слюсарев В.Д. Металлогенические особенности гипербазитов Карелии. – В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубина Земли. М., 1972, с. 27–30.

Богачев А.И., Свириденко Л.П., Голубев А.И., Горьковец В.Я., Гришин А.С., Куликов В.С., Ку-

ликова В.В., Лавров М.М., Рыбаков С.И., Светов А.П., Слюсарев В.Д., Степанов В.С., Хазов Р.А. Связь магматизма Карелии с глубинным строением и проблемы рудоносности. – В кн.: Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов европейской части СССР. Л., 1982, с. 72–82.

Богачев А.И., Слюсарев В.Д., Кравченко А.Н., Игошин А.И., Алексеев А.И. Новый тип щелочного протерозойского магматизма в Карелии. – ДАН СССР, 1976, т. 230, № 5, с. 1169–1172.

Богданов А.А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ. – Сов. геол., 1964, № 9, с. 3–28.

Богданова М.Н., Ефимов М.М. О конгломератах Рязановых Луд: (юго-западная часть Кольского полуострова). – В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, 1977, с. 34–35.

Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., 1968. 168 с.

Борукаев Ч.Б. Схема общей периодизации тектонической истории Земли. – Геол. и геофиз., 1977, № 12, с. 3–11.

Великославинский Д.А. Петрология Выборгского массива рапакиви. – Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 3, 1953. 141 с.

Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л., 1972. 188 с.

Великославинский Д.А. Вулкано-плутонические комплексы анортозит-рапакивигранитной формации: Салминский плутон. – В кн.: Анортозит-рапакивигранитная формация. Л., 1978, с. 45–57.

Ветрин В.Р. Древнейшие гранитоидные комплексы Мурманского кристаллического массива. – В кн.: Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты, 1979, с. 50–91.

Виноградов А.П., Виноградова Г.В. Геология и петрология интрузивных чарнокитов и порфировидных гранитов умбинского комплекса. – В кн.: Интрузивные чарнокиты и порфировидные граниты Кольского полуострова. Апатиты, 1975, с. 3–148.

Виноградов А.П., Виноградова Г.В. Эндербиты Канентъярвского массива и проблема петрохимического типа первичнокоровых гранитов. – В кн.: Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты, 1979, с. 91–111.

Виноградов А.П., Виноградова Г.В. О геохимическом типе первичнокоровых гранитов. – В кн.: Древнейшие гранитоиды СССР (комплекс серых гнейсов). Л., 1981, с. 49–58.

Володичев О.И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере беломорского комплекса). Л., 1975. 170 с.

Володичев О.И., Король Н.Е. Геология и метаморфизм пород гранулитовой фации беломорского комплекса. – В кн.: Геология глубокометаморфизованных комплексов Карелии. Петрозаводск, 1983, с. 5–26.

Володичев О.И., Король Н.Е., Семенов А.С. К геологии района восточной части оз. Нотозера. – В кн.: Оперативно-информационные материалы за 1977 г.: (Геология и петрография). Петрозаводск, 1978, с. 38–42.

Володичев О.И., Коншин В.А., Король Н.Е., Семенов А.С. О соотношении проявлений метаморфизма гранулитовой фации и фации кианитовых гнейсов в районе оз. Беличьего и губы Тупой оз. Ковзозера (Северная Карелия). – В кн.: Геология и стратиграфия докембрийских образований Карелии. Петрозаводск, 1982, с. 3–7.

Володичев О.И., Свириденко Л.П. Древнейший метаморфизм Карелии: Тез. 1У Всесоюз. симпоз. по метаморфизму. Апатиты, 1978.

Володичев О.И., Стенарь М.М. Геологические и петрологические аспекты полиметаморфизма. – В кн.: Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты, 1980, с. 63–70.

Волотовская Н.А. Магматический комплекс района Больших островов Северо-Западного Приладожья. – Изв. Карельск. научно-исслед. базы АН СССР, 1948, № 4, с. 19–33.

Вревский А.Б. Архейский супракрустальный пояс Полмос-Порос: петрология и этапы развития: Автореф. канд. дис. Л., 1983. 21 с.

Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии / Рыбаков С.И., Светова А.И., Куликов В.С., Робонен В.И. и др. Л., 1981. 154 с.

Вулканиты раннего докембрия Кольского полуострова. Л., 1980. 159 с.

Вулканические постройки протерозоя Карелии. Л., 1978. 168 с.

Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1968. 292 с.

Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры. Л., 1982. 229 с.

Вяюрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., 1959. 295 с.

Галдобина Л.П., Голубев А.И. Шунгитсодержащие вулканогенно-осадочные породы Южной Карелии и их геохимические особенности – В кн.: Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты, 1977, с. 14–18.

Галдобина Л.П., Голубев А.И. Углеродистые (шунгитсодержащие) породы Онежской мульды и их металлогеническая специализация. – В кн.: Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1982, с. 133–143.

Галичанина Л.Д. Петрофизическое районирование северо-восточной части Балтийского щита. – В кн.: Методика и результаты геофизических исследований северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1980, с. 88–91.

Гарбар Д.И. Иотний Юго-Западного Прионежья: Автореф. канд. дис. Л., 1970. 18 с.

Гарифулин Л.Л. Конгломераты серии Колмозеро-Воронья. – В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1971, с. 42–52.

Гейер П. Докембрий Швеции. – В кн.: Докембрий Скандинавии. М., 1967, с. 98–151.

Геологические формации (терминологический справочник). Т. 1. М., 1982. 353 с.

Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов: (Северное Приладожье). Л., 1970. 226 с.

Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид (Беломорско-Карельский глубинный разлом). Л., 1974. 184 с.

Геология и металлогения щитов древних платформ СССР. Л., 1976. 339 с.

Геология, магматизм и оруденение Печеньгского рудного поля. Л., 1982. 112 с.

Геология и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии. Л., 1969. 225 с.

Геология и петрология гранитно-зеленокаменной области Центральной Карелии. Л., 1978. 262 с.

Геология СССР. Т. XXVII, ч. 1, М., 1958. 714 с.

Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., 1971. 140 с.

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

Гиляров а М.А. Спилиты Кончезерского района Карело-Финской ССР. Л., 1941. 129 с.

Гиляров а М.А. Докарельская толща железосодержащих сланцев и ее стратиграфическое положение. – Изв. Карело-Фин. научн.-исслед. базы АН СССР, 1948, № 1, с. 19–40.

Гиляров а М.А. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических формаций Карелии. – Изв. Карело-Финск. научн.-исслед. базы АН СССР, № 2, 1949, с. 21–49.

Гиляров а М.А. Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л., 1972. 218 с.

Гиляров а М.А. Стратиграфия структуры и магматизм докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1974. 222 с.

Гиммельфарб Г.Б., Белоножко Л.Б. К проблеме расчленения раннего докембрия западного побережья Белого моря. – В кн.: Геологическое строение и развитие структурных зон докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1980, с. 14–20.

Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Московченко Н.И., Прияткина Л.А., Пушкарев Ю.Д. Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита. – В кн.: Метаморфические пояса. Л., 1971, с. 5–24.

Глуховский М.З., Павловский Е.В. К проблеме ранних стадий развития Земли. – Геотектоника, 1973, № 2, с. 3–8.

Голубев А.И. Осадочно-вулканогенные комплексы северо-западного Прионежья и их медно-сульфидное оруденение: Автореф. канд. дис. М., 1974. 24 с.

Голубев А.И., Галдобина Л.П. Рудоносность шунгитсодержащих пород протерозоя Карелии. – В кн.: Литология и осадочная геология докембрия: Тез. У Всесоюз. совещ. Алма-Ата, 1981, с. 104–105.

Голубев А.И., Светов А.П. Морфология и химизм лавовых покров сумийско-сариолийского осадочно-вулканогенного комплекса северо-западного Прионежья. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 1975, с. 32–37.

Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск, 1983. 192 с.

Голубев А.И., Сидоренко В.В., Шемякин В.М. Липарит-андезит-базальтовая формация. – В кн.: Магматические формации раннего докембрия территории СССР. Кн. 2. М., 1980, с. 149–157.

Голубев А.И., Робонен В.И., Рыбаков С.И., Светов А.П., Соколов В.А., Хейсканен К.И. Эволюция докембрийского вулканизма Карелии. – В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974, с. 109–117.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. О флишевой природе сланцевых толщ железисто-кремнистых формаций западной Карелии. – В кн.: Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты, 1977, с. 5–13.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск, 1981. 143 с.

Голованова Л.С. Метаморфизм Чупинского района. – В кн.: Геология, минералогия и геохимия пегматитовых полей Карелии. Петрозаводск, 1978, с. 78–87.

Горохов И.М., Кутявин Э.П., Володичев О.И., Дук В.Л., Вершовская Э.С., Крылов И.Н. Возраст магматических и метаморфических пород беломорского комплекса (Западное Беломорье) – Сов. геол., 1981, № 3, с. 67–75.

Граниты Кольского полуострова и Карелии. М.; Л., 1963. 337 с.

Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1978. 264 с.

Гришин А.С., Голод М.И., Богачев А.И., Стенарь М.М. Земная кора Карелии: Препринт доклада на заседании Президиума Карельского филиала АН СССР (10 июня 1982 г.). Петрозаводск, 1982. 49 с.

Дедеев В.А., Шустова Л.Е. Геоблоки европейской части СССР. Сыктывкар, 1976. 50 с.

Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск, 1980, 200 с.

Дортман Н.Б., Магид М.Ш. Петрофизические карты геологических формаций восточной части Балтийского щита (петроплотностная и петромагнитная): Объяснительная записка к картам масштаба 1:1000000. Л., 1980. 35 с.

Другова Т.И., Талдыкина К.С. Бластомилонитизация и высокотемпературный диафторез в гнейсах кольской серии. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., 1970, с. 124–136.

Другова Г.М., Климов Л.В., Крылова М.Д. О ранних этапах гранулитового метаморфизма в Беломорском комплексе. – ДАН СССР, 1977, т. 234, № 3, с. 665–668.

Дубровский М.И. Проблемы структуры рапакиви. ДАН СССР, 1977, т. 233, № 4, с. 668–672.

Дук В.А. Складки зоны ультраметаморфизма. Л., 1967. 83 с.

Ефимов М.М. Древнейшие вулканогенные образования центральной части Беломорского блока: Автореф. канд. дис. Апатиты, 1973. 20 с.

Жданов В.В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. М., 1966. 65 с.

Жданов В.В. О связи основного и кислого магматизма Ладожского прогиба. – Бюл. МОИП, 1972, № 4, с. 8–24.

Жданов В.В. Базификация и океанизация земной коры. – Бюл. МОИП, 1975, № 3, с. 28–35.

Желубовский Ю.С. Туломозерские месторождения железных руд. – В кн.: Полезные ископаемые Ленинградской области и Карельской АССР: Справочник. Л., 1933, ч. 2, с. 38–44.

Желубовский Ю.С. К геологическому строению Туломозерского района Карельской АССР. – Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, 1934, с. 83–91.

Загородный В.Г., Кравцов Н.А., Латышев Л.Н., Радченко А.Т. К стратиграфии верхней части имандро-варзугского комплекса. – В кн.: Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты, 1978, с. 79–88.

Загородный В.Г., Мирская Д.Д. Об ультраосновных дифференциатах эффузивов четвертой вулканогенной толщи печенгской серии. – В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова. Л., 1967, с. 3–11.

Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Белолипецкий А.П. Нижний протерозой. – В кн.: Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1976, с. 29–35.

Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Суслова С.Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.; Л., 1964. 207 с.

Зак С.И. Гипербазитовая формация Кольского полуострова. Л., 1980. 160 с.

Зак С.И., Слюсарев В.Д., Богачев А.И., Кочнев-Первухов В.И. Гипербазитовые пояса Карело-Кольского региона. – ДАН СССР, 1975, т. 221, № 6, с. 1395-1398.

Зарубин Е.В., Котов А.Б., Мануйлова М.М. Особенности химизма и петрогенезиса гранитоидов северо-западного Приладожья. – Сов. геол., 1982, № 2, с. 86-94.

Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., 1978. 231 с.

Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита. Л., 1983. 303 с.

Зильбер М.Е. К вопросу о стратиграфии меденосности эффузивов умбинской свиты Имандра-Варзугской зоны на Кольском полуострове. – В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1972, вып. 3, с. 44-50.

Иваников В.В., Кочурова Т.Л., Булах А.Г. Особенности петрохимии и генезиса щелочно-ультраосновных пород Турьего полуострова. – Вестн. ЛГУ, 1975, вып. 2, с. 30-42.

Имандра-Варзугская зона карелид: (геология, геохимия, история развития). Л., 1982. 280 с.

Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л., 1976. 162 с.

Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., 1972. 240 с.

Кайряк А.И. К проблеме „иотния" Западного Прионежья. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 1, с. 124-142.

Кайряк А.Н. Схема стратиграфии средне- и верхнепротерозойских образований Южной Карелии. – В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1971, с. 71-83.

Кайряк А.И. Бесовецкая серия в Онежской структуре. Л., 1973. 176 с.

Кайряк А.И., Хазов Р.А. Иотнийские образования северо-восточного Приладожья. – Вестн. ЛГУ, 1967, № 12, с. 62-72.

Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., 1965. 549 с.

Келлер Б.М., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П., Семихатов М.А., Соколов Б.С., Соколов В.А., Шуркин К.А. Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР. – Изв. АН СССР, 1977, № 1, с. 16-21.

Келлер Б.М., Соколов Б.С. Поздний протерозой севера Мурманской области. – ДАН СССР, 1960, т. 133, № 5, с. 1154-1157.

Классификация и номенклатура магматических горных пород /Под ред. О.А. Богатикова, Н.П. Михайлова, В.И. Гоньшаковой. М., 1981. 158 с.

Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов: Автореф. докт. дис. Иркутск, 1975. 32 с.

Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. Новосибирск, 1977. 204 с.

Коваленко В.И., Коваленко А.И. Онгониты. М., 1976. 123 с.

Коваленко Н.И. Экспериментальное исследование образования редкометальных литий-фтористых гранитов. Л., 1979. 150 с.

Козлов М.Т. Некоторые вопросы палеогеографии протерозоя Кольского полуострова. – В кн.: Природа и хозяйство Севера. Апатиты, 1971, вып. 2, ч. 2, с. 3–14.

Козлов М.Т. Разрывная тектоника северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1979. 140 с.

Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М., 1983. 390 с.

Кочнев-Первухов В.И., Слюсарев В.Д., Куликов В.С., Заскинд Е.С., Юдина В.В., Батацева Е.С. Базит-ультрабазитовые формации Пана-Куолаярвинского синклинория. – В кн.: Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л., 1976, с. 26–41.

Кратц К.О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. – В кн.: Геология докембрия Балтийского щита, Памира и Тувы и общие вопросы геологии и петрологии. М.; Л., 1955, вып. 5, с. 175–188.

Кратц К.О. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии. – Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1958, № 2, с. 3–15.

Кратц К.О. Свекофениды и карелиды. – В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961, с. 5–9.

Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.; Л., 1963. 210 с.

Кратц К.О., Шуркин К.А., Лобач-Жученко С.Б., Масленников В.А. Региональная схема стратиграфии докембрийских образований. – В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1971, с. 120–129.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., 1964. 387 с.

Кузнецов Ю.А. О согласии и задачах учения о сингенетических формациях. – Геол. и геофиз., 1973, № 8, с. 3–11.

Куликов В.С., Куликова В.В. Рифтовый вулканизм раннего протерозоя Балтийского щита. – В кн.: Глобальные палеовулканические реконструкции и тектоника: IУ палеовулканолог. симпоз. Хабаровск, 1979, с. 92–94.

Куликов В.С., Куликова В.В. Рифтовый вулканизм раннего протерозоя Балтийского щита. – В кн.: Глобальные реконструкции и тектоника: Тр. IУ Всесоюз. палеовулканолог. совещ. Владивосток, 1982, с. 98–104.

Куликова В.В., Куликов В.С. Новые данные об архейских перидотитовых коматиитах Восточной Карелии. – ДАН СССР, 1981, т. 259, № 3, с. 693–697.

Кухаренко А.А., Орлова М.П., Багдасаров Э.А. Щелочные габброиды Карелии. Л., 1969. 183 с.

Лавров М.М. Нижнепротерозойская долерит-габбро-диабазовая формация Карелии. Оперативно-информационные материалы за 1974 г. Петрозаводск, 1975, с. 47–55.

Лавров М.М. Гипербазиты и расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л., 1979. 136 с.

Лавров М.М., Свириденко Л.П. Конгломераты Северо-Кумсинской глыбы: Оперативно-информационные материалы за 1976 год: (геология и минеральное сырье). Петрозаводск, 1977, с. 8–14.

Лавров М.М., Свириденко Л.П. Раннепротерозойская тектономагматическая активизация в пределах карельского геоблока. – В кн.: Геология раннего докембрия Карелии. Петрозаводск, 1979, с. 95–109.

Лавров М.М., Свириденко Л.П. Магматизм структур активизации Карелии. – В кн.: Магматические формации раннего докембрия территории СССР. Кн. 2. М., 1980, с. 248–259.

Ладнер Г.А. Петрология габбро-монцонит-гранитовой формации Западного Приладожья: Автореф. канд. дис., 1983. 16 с.

Лазько Е.М. Об особенностях развития земной коры в догеосинклинальный этап: Метаморфизм и магматизм. – Геол. журн., 1970, вып. 2, с. 54–65.

Лазько Е.М. Формационный анализ и его роль в изучении высокометаморфизованных толщ раннего докембрия. – В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев, 1971, с. 32–42.

Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Сиваронов А.А., Яценко Г.М. Нижний докембрий западной части Украинского щита: (возрастные комплексы и формации). Львов, 1975. 235 с.

Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли: (новая глобальная концепция). М., 1975. 99 с.

Латышев Л.Н. К геологии района горы Арваренч и Щучьей губы. – *В кн.: Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова* и их корреляция. Апатиты, 1978, с. 88–100.

Левковский Р.З. Рапакиви. Л., 1975. 222 с.

Левковский Р.З., Шуркин К.А. Возрастная и формационная корреляция магматогенных комплексов раннего докембрия европейской части СССР. – В кн.: Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов европейской части СССР. Л., 1982, с. 5–14.

Литвиненко И.В. Особенности строения земной коры восточной части Балтийского щита. Междунар. геолог. конгресс, XXII сессия: Докл. сов. геол., М., 1965, с. 70–74.

Литвиненко И.В. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии. – В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 185–190.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., 1974. 205 с.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Крылов И.Н., Байкова В.С., Арестова Н.А. Геологическая эволюция архейского зеленокаменного пояса Центральной Карелии. – В кн.: Стратиграфия и седиментология: Геология докембрия. М., 1976, с. 213–217.

Лобиков А.Ф. Геохимические изотопные исследования уран-свинцовых систем древнейших пород Центральной Карелии: Автореф. канд. дис. Л., 1983. 19 с.

Лундквист Т. Готский комплекс. – В кн.: Тектоника Европы и смежных областей: Древние платформы, байкалиды, каледониды. М., 1978, с. 86–89.

Лутц Б.Г. *Эволюция термического режима континентальной коры в* докембрии и раннем палеозое. – Бюл. МОИП, 1975, № 3, с. 16–27.

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

Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. Т. 1. Современные вулканы. М., 1971. 480 с.

Магматические формации СССР. Т. 1. Л., 1979. 318 с.
Магматические формации раннего докембрия территории СССР. М., 1980, кн. 1. 284 с.
Макарихин В.В., Кононова Г.М. Фитолиты нижнего протерозоя Карелии. Л., 1983. 180 с.
Марин Ю.Б., Скублов Г.Т., Ванштейн Б.Г. Петрохимическая эволюция фанерозойских гранитоидных формаций. Л., 1983. 149 с.
Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., 1967. 256 с.
Масайтис В.Л. Геологические последствия падений кратерообразующих метеоритов. Л., 1973. 34 с.
Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Мащак М.С., Ройхлин А.И., Селивановская Т.В., Шаленков Е.М. Геология астроблем. Л., 1980. 231 с.
Мележик В.А., Предовский А.А. Геохимия раннепротерозойского литогенеза. Л., 1982. 208 с.
Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., 1971. 321 с.
Металлогения восточной части Балтийского щита / Ред. А.В. Сидоренко, Т.В. Билибина. Л., 1980. 246 с.
Минц М.В., Гудинова В.Е., Королев Ю.К., Куменев С.С. Полевые шпаты мигматитов и гранитов Мурманского блока (Кольский полуостров): структурно-фазовая характеристика, термодинамические параметры, геологическая интерпретация. – В кн.: Вопросы изоморфизма и генезиса минеральных индивидов и комплексов. Элиста, 1977, с. 334–358.
Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М., 1976. 279 с.
Милановский Е.Е. К проблеме происхождения и развития линейных структур платформ. – Вестн. МГУ. Сер. геол., 1979, № 6, с. 29–58.
Милановский Е.Е. Основные этапы развития процессов рифтогенеза и его место в геологической истории Земли. – В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М., 1981, с. 38–60.
Милановский Е.Е. Развитие и современное состояние проблем расширения и пульсации Земли. – Изв. вузов. Геол. и разведка, 1982, № 7, с. 3–29.
Мишарев Д.Т., Смирнова В.С., Солодкая Р.И. Геологическое строение и пегматитоносность беломорского комплекса. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада СССР. Л., 1957, вып. 1, с. 52–67.
Муратов М.В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. – Геотектоника, 1970, № 2, с. 47–73.
Муратов М.В. Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования. – В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 112–143.
Муратов М.В. Раннепротерозойский этап развития древних платформ. – Геотектоника, 1978, № 2, с. 3–21.
Муратов М.В. Блоки фундамента Балтийского щита и главнейшие черты их формирования в раннем протерозое. – В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л., 1980, с. 33–43.
Нагайцев Ю.В. К характеристике метаморфической зональности Ладожской формации. – Вест. ЛГУ. Сер. геол. и географ., 1965, № 18, вып. 3, с. 25–33.
Наливкина Э.Б., Жданов В.В. Магматические формации Балтийского щита и Украинского кристаллического массива. Закономерности

развития и разрушения формации. – В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, 1970, с. 20–32.

Негруца В.З. Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии. – Сов. геол. 1963, № 3, с. 52–76.

Негруца В.З. Опыт составления палеогеографических карт протерозоя Карелии на основе данных структурно-фациального изучения опорных структур карелид. – В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., 1967, с. 181–188.

Негруца В.З. Стратиграфия гиперборейских отложений полуостровов Среднего и Рыбачьего и о. Кильдин. – Тр. ВСЕГЕИ, 1971, т. 175, с. 192–206.

Негруца В.З., Загородный В.Г., Стенарь М.М., Лазарев Ю.И., Радченко А.Г., Козлов М.Т., Корсакова М.А. Тектоника раннего докембрия восточной части Балтийского щита. – В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л., 1980, с. 5–17.

Негруца Т.Ф. Палеогеография и литогенез раннего протерозоя области сочленения карелид и беломорид. Л., 1979. 255 с.

Негруца Т.Ф. О рифтогенной природе раннепротерозойских вулканических структур Карелии. – ДАН СССР, 1981, т. 259, № 4, с. 930–934.

Нижний докембрий западной части Украинского щита/ Е.М. Лазько, В.П. Кирилюк, А.А. Сиворонов, Г.И. Ященко, Львов, 1975. 235 с.

Никольская Ж.Д. Новые данные по геологии и металлогении Салминского массива рапакиви (Карелия). – Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1975, т. 230, с. 52–57.

Никольская Ж.Д., Гордиенко Л.И. Петрология и металлогения гранитоидных формаций Карелии. М., 1977. 151 с.

Новикова А.С., Сидоренко С.А. Структура и история формирования континентальной коры свеконорвежской провинции Балтийского щита. – В кн.: Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М., 1978, с. 30–54.

Орлова М.П. Размещение и минерагеническая специализация щелочных магматических формаций СССР: (Объяснительная записка к карте м-ба 1:10000000). Л., 1978. 60 с.

Оффман П.Е. Тектонические условия траппового вулканизма на Сибирской платформе. – В кн.: Базальты плато: Докл. сов. геологов, XXII сес. МГК. М., 1964, с. 27–38.

Павловский Е.В. Земная кора континентов, ее становление и развитие. – В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М., 1977, с. 3–13.

Палей И.П. Платформенные образования Балтийского щита. – В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 76–81.

Пекки А.С., Кулмала Т.К. О кислых вулканогенных породах района озера Шуезеро (Центральная Карелия). – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., 1971, вып. 3, с. 266–273.

Перевозчикова В.А. Геология протерозоя Карелии. – *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада СССР*. Л., 1957, вып. 1.

Полканов А.А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. – Тр. XVII сес. МГК. М., 1939, т. 2, с. 27–58.

Полканов А.А. Геология хогландия-йотния Балтийского щита. – Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1956, вып. 6. 112 с.

Попов В.Е., Суслов М.Н., Тарасенко А.М., Харченко Л.П. Металлогеническая специализация глубинных структур восточной части Балтийского щита. – Сов. геол. 1976, № 12, с. 109–116.

Попов М.Г. Протерозойские магматические комплексы Хюрсюля-Хаутаваара: (Южная Карелия). – В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 211–217.

Предовский А.А., Ахмедов А.М., Кацеблин П.Л., Воинов А.С. Гематитовые кварциты второй осадочной толщи печенгского комплекса и некоторые особенности среднепротерозойской седиментации. – В кн.: Железисто-кремнистые формации Кольского полуострова. Л., 1970, с. 73–80.

Предовский А.Л., Петров В.П., Беляев О.А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия. Л., 1967. 137 с.

Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1976. 71 с.

Проблемы геологии среднего протерозоя / В.А. Соколов, Л.П. Галдобина, А.И. Голубев и др. Петрозаводск, 1972. 187 с.

Пугин В.А., Хитаров Н.И. Экспериментальная петрология глубинного магматизма. М., 1978. 175 с.

Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Т.И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л., 1978. 136 с.

Рагозина А.Л. Стратиграфия и микрофоссилии терской свиты и гиперборейских образований Кольского полуострова. – В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1971, с. 131–139.

Раннедокембрийские гранитоидные формации. Л., 1975. 292 с.

Робонен В.И. О вулканизме и сульфидном рудообразовании в нижнем протерозое Карелии. – В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 202–206.

Робонен В.И., Коросов В.И. К геологии Костомукшского железорудного месторождения. – В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 156–167.

Робонен В.И., Рыбаков С.И. Особенности колчеданного рудообразования в нижнем протерозое Карелии. – Геол. рудн. месторожд., 1975, № 1, с. 23–31.

Робонен В.И., Рыбаков С.И. Колчеданные месторождения Карелии и Финляндии и вопросы их генезиса. – В кн.: Генезис и закономерности размещения колчеданных месторождений. Свердловск, 1978, с. 102–119.

Робонен В.И., Рыбаков С.И., Светова А.И. Вулканогенные формации нижнего протерозоя Хаутаваарской зоны: (Южная Карелия). – В кн.: Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1974, с. 21–41.

Робонен В.И., Рыбаков С.И., Светова А.И. Палеовулканические реконструкции нижнепротерозойских вулканических структур в Карелии. – Сов. геол. 1975, № 8, с. 135–140.

Рыбаков С.И. Вулканогенно-осадочные и метаморфогенные факторы в образовании колчеданных месторождений Балтийского щита. – В кн.: Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1982, с. 40–56.

Рыбаков С.И., Свириденко Л.П., Светова А.И. Протогеосинклинальные образования центральной и южной Карелии в связи с проблемой зеленокаменных поясов. – В кн.: Геология раннего докембрия Карелии. Петрозаводск, 1979, с. 6–23.

Салоп Л.И. Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита. – В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л., 1971, с. 7–87.

Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., 1973. 309 с.

Саранчина Р.М. Постладожские интрузии основных пород Юго-Западной Карелии. – Изв. Карельск. научн.-исслед. базы АН СССР, 1949, № 2, с. 50–57.

Саранчина Г.М. Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия. Л., 1972. 125 с.

Саранчина Г.М., Лыгина В.В. Чарнокиты Западного Приладожья. – В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., 1970, с. 133–145.

Сафронова Г.П. Перспективы металлогении Тикшеозерского массива в связи с выявлением новых типов щелочных и существенно карбонатных пород. – В кн.: Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1982, с. 143–161.

Светов А.П. Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Л., 1972. 118 с.

Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм восточной части Балтийского щита. – В кн.: Вопросы вулканизма. Петрозаводск, 1976, с. 46–53. (Матер. II Всесоюз. палеовулканолог. симпоз.).

Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л., 1979. 207 с.

Светов А.П., Голубев А.И. Вулканогенная толща: Район р. Кумсы. – В кн.: Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1972, с. 11–24.

Светов А.П., Голубев А.И. Изверженные породы заонежского вулканического комплекса юго-западной Карелии. – ДАН СССР, 1975, т. 225, № 1, с. 164–167.

Светов А.П., Голубев А.И. Медная минерализация в основных породах Медвежьегорской вулканической зоны ятулия: (Центральная Карелия). – В кн.: Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 1978, с. 19–31.

Светов А.П., Голубев А.И. Латеральные вариации вулканогенных пород сортавальской серии в обрамлении куполов Северного Приладожья. – В кн.: Геология и стратиграфия докембрийских образований Карелии: Оперативно-информационные материалы. Петрозаводск, 1982, с. 40–44.

Светов А.П., Голубев А.И., Попов М.Г. Вулканогенные породы сортавальской серии северного обрамления Кирьяволахтинского купола. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Карелии: Оперативно-информационные материалы. Петрозаводск, 1981, с. 26–29.

Светов А.П., Голубев А.И., Свириденко Л.П. Тенъярвинская интрузия плагиогранитов Северного Приладожья. – В кн.: Магматизм и металлогения докембрийских образований Карелии: Оперативно-информационные материалы. Петрозаводск, 1983, с. 3–7.

Светов А.П., Гончарова Л.В. Изверженные породы эруптивного центра Туломозерской структуры и их взаимоотношение с гранитами рапакиви Салминского массива. – В кн.: Информационные материалы за 1974 г. Петрозаводск, 1975, с. 6–12.

Свириденко Л.П. Фазы массива рапакиви района Салми и его структура. – Сов. геол., 1965, № 10, с. 00–00.

Свириденко Л.П. *Петрология* Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск, 1968. 116 с.

Свириденко Л.П. *Метаморфизм и гранитообразование* в раннем докембрии Западной Карелии. Л., 1974. 155 с.

Свириденко Л.П. *Гранитообразование и проблемы формирования* докембрийской земной коры: (на примере Карелии). Л., 1980. 216 с.

Свириденко Л.П., Романов Е.М. *К методике изучения* закономерностей пространственного изменения физических свойств ультраметаморфических комплексов. – В кн.: Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, 1974, с. 47–51.

Свириденко Л.П., Светов А.П., Голубев А.И. О первой находке автомагматических брекчий в экзоконтактовой зоне Салминского массива рапакиви. – В кн.: Оперативно-информационные материалы. Петрозаводск, 1983.

Свириденко Л.П., Семенов А.С., Никольская Л.Д. Кааламский массив габброидов и плагиогранитов. – В кн.: Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л., 1976, с. 127–140.

Свириденко Л.П., Хейсканен К.И. Тренды гранитоидов Карелии. Л., 1976. 137 с.

Седова И.С. *Ультраметаморфизм.* – В кн.: Путеводитель геологической экскурсии по южной Карелии. Л., 1981, с. 37–49. (тр. У1 Всесоюз. петрограф. совещ.).

Седова И.С., Глебовицкий В.А. Мигматизация и гранитообразование при метаморфизме *андалузит-силлиманитового* типа (на примере ладожской серии). – ДАН СССР, 1982, т. 264, № 2, с. 431–434.

Семихатов М.А. Стратиграфия и *геохронология протерозоя.* М., 1974. 302 с.

Серноколчеданные месторождения Карелии. Л., 1978. 192 с.

Симонен А. Обзор геологии комплекса основания в Восточной Финляндии. – В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1977, с. 211–218.

Скуфьин П.К., Кравцов Н.А., Николаева Л.Н. Разрезы вулканитов печенгской и южнопеченгской серий. – В кн.: Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты, 1978, с. 108–113.

Слюсарев В.Д., Куликов В.С. Геохимическая эволюция базитультрабазитового магматизма протерозоя. Л., 1973. 104 с.

Слюсарев В.Д., Кравченко А.Н., Козлова Н.Е. Новый тип щелочного магматизма в Северной Карелии. – В кн.: Информационные *материалы за* 1974 г. Петрозаводск, 1975, с. 19–25.

Слюсарев В.Д., Пекуров А.В., Еин А.С. Гипербазитовая формация *восточной Карелии.* – В кн.: Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л., 1976, с. 58–68.

Соболев В.С. *Петрология восточной части* сложного Коростеньского плутона. – Уч. зап. Львовск. гос. ун-та. Сер. геол., 1947, т. 6, вып. 5, 137 с.

Соколов В.А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.; Л., 1963. 183 с.

Соколов В.А. Ятулий Карелии и снежных районов: (геология, литология, палеогеография): Автореф. докт. дис. М., 1970. 51 с.

Соколов В.А. История геологического развития среднего протерозоя Карелии. – Геотектоника, 1972, № 5, с. 69–74.

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В., Сацук Ю.И., Светов А.П., Хейсканен К.И. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск, 1970. 365 с.

Соколов В.А., Стенарь М.М. Принципы расчленения и корреляции докембрия юго-восточной части Балтийского щита. – В кн.: Принципы и критерии расчленения докембрия в мобильных зонах. Л., 1980, с. 140–174.

Станковский А.Ф., Данилов М.А., Гриб В.П., Синицын А.В. Трубки взрыва Онежского полуострова. – Сов. геол., 1973, № 8, с. 56–62.

Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Гриб В.П., Скрипниченко В.А., Соболев В.К. Новый тип магматизма в венде Севера Русской платформы. – ДАН СССР, 1979, т. 247, № 6, с. 1456–1460.

Стенарь М.М. Архей. – В кн.: Путеводитель геологической экскурсии по Карелии: К Международной конференции по тектонике докембрия Восточной части Балтийского щита. Петрозаводск, 1971, с. 3–8.

Стенарь М.М. Архей. – В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973, с. 3–47.

Степанов В.С. Друзиты губы Домашней Белого моря. – В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., 1971, с. 86–94.

Степанов В.С. Магматические комплексы и некоторые черты эволюции основного-ультраосновного магматизма центральной части Западного Беломорья. – В кн.: Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л., 1976, с. 9–25.

Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л., 1981. 216 с.

Судовиков Н.Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья. – Тр. Ленингр. геол. упр., 1939, вып. 19. 86 с.

Судовиков Н.Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород Ладожской формации. – Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1954, вып. 4. 199 с.

Судовиков Н.Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. Л., 1967. 118 с.

Сыстра Ю.И. Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья. Л., 1978. 167 с.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., 1977. 278 с.

Таусон Л.В., Анфилогов В.Н., Коваленко В.И., Козлов В.Д., Кузьмин М.И., Трошин Ю.П. Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов. – В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, с. 00–00.

Тектоника Европы и смежных областей: Древние платформы, байкалиды, каледониды. – Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы и смежных областей масштаба 1:2 500000. М., 1978. 421 с.

Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. – Тр. ГИН АН СССР, 1978, вып. 321. 209 с.

Токарев В.А. О конгломератах свиты колмозеро-воронья. – Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР. Петрозаводск, 1958, № 5, с. 38–49.

Тимофеев В.М. Петрография Карелии. М.; Л., 1935. 213 с.

Тихомиров С.Н., Яновский А.С. Новые данные о докембрии Юго-Восточного Прионежья. – ДАН СССР. 1970, т. 194, № 3, с. 660–663.

Тугаринов А.И. Эволюция рудообразования в истории Земли. – Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1977, № 5, с. 57–65.

Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М., 1980. 130 с.

Тугаринов А.И., Войткевич Р.В. Докембрийская геохронология материалов. М., 1966. 385 с.

Ушакова З.Г. О рифейско-вендской трапповой формации Русской платформы. – В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., 1970, с. 77–83.

Ушакова З.Г. Рифейские и вендские магматические формации осадочного чехла Восточно-Европейской платформы. – В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. т. 11, М., 1976, с. 16–21.

Федотов Ж.А., Басалаев А.А., Козлова Н.Е. Геология и вещественный состав нижних свит имандра-варзугского комплекса. – В кн.: Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты. 1978, с. 68–79.

Хазов Р.А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Л., 1973. 87 с.

Хазов Р.А. Металлогения Ладожско-Ботнического геоблока Балтийского щита. Л., 1982. 192 с.

Харитонов Л.Я. Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита. – Уч. зап. ЛГУ. Сер. геол. наук, 1957, вып. 9, с. 34–70.

Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., 1966. 360 с.

Харкевич Д.С., Москалева В.А. Серии магматических формаций как основа классификации складчатых областей и платформ. – В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1969, с. 29–46.

Хейсканен К.И. Фациально-тектоническая реконструкция периода формирования сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса. – В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973, с. 85–91.

Хейсканен К.И. Карельская геосинклиналь: (литологический анализ). Л., 1980. 168 с.

Хейсканен К.И., Бондарь Л.Ф. Краснореченский осадочно-вулканогенный комплекс. – В кн.: Геология и стратиграфия докембрийских образований Карелии: Оперативно-информационные материалы. Петрозаводск, 1982, с. 34–39.

Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф. Орогенный вулканизм Карелии. Л., 1977. 216 с.

Хитаров Н.И., Пугин В.А. Проблемы происхождения базальтовых магм (в свете экспериментальных данных). – В кн.: Геодинамика, магматизм и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 250–271.

Чернов В.М., Инина К.А., Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, 1970. 282 с.

Чернов В.М., Стенарь М.М. Стратиграфия карельских образований Западной Карелии. – В кн.: Материалы по геологии Карелии. Петрозаводск, 1960, с. 29–46.

Шарков Е.В., Богатиков О.А., Синдеев А.С. Особенности дифференциации лунных морских базальтов в рамках системы Ol–CPx–Pl–Q. – Тез. докл. 1У семинара по геохимии магматических пород. М., 1978, с. 16–17.

Шемякин В.М. Чарнокитоиды раннего докембрия. Л., 1976. 179 с.

Шергина Ю.П., Ларин А.М., Чухонин А.П., Мурина Г.А., Рублев А.Г. Возраст Салминского массива гранитов рапакиви и связанного с ним оруденения. – Изв. АН СССР. Сер. геол., с. 64–76.

Шинкарев Н.Ф., Анищенкова О.Н. Новые данные о составе и строении Салминского комплекса рапакиви. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 2, с. 140–144.

Шинкарев Н.Ф., Иваников В.В. Петрология и геохимия гранитоидных формаций областей протоактивизации. – В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Л., 1981, с. 101–102.

Шуркин К.А. Материалы к изучению тектоники северного побережья Ладожского озера. – Изв. Карельск. научно-исслед. базы АН СССР, 1953, № 4, с. 14–35.

Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е., Дук В.Л., Никитин Ю.В. Беломорский комплекс Северной Карелии и Юго-Запада Кольского полуострова: (Геология и пегматитоносность). М.; Л., 1962. 306 с.

Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Магматогенные и ультраметагенные формации восточной части Балтийского щита. – Тез. Регион. петрограф. совещ. по магматизму Балтийского щита, Апатиты, 1968, с. 6–10.

Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Магматизм в истории развития нижнего докембрия: (на примере докембрия Северо-Запада СССР и Восточной Сибири). – В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1969, с. 47–65.

Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Магматогенные и ультраметагенные комплексы восточной части Балтийского щита и их корреляция на основе принципов формационного анализа. – В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 10–15.

Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Раннедокембрийский магматизм в связи с развитием земной коры. – В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974, с. 8–15.

Шуркин К.А., Шемякин В.М., Пушкарев Ю.Д., Сидоренко В.В., Фиженко В.В., Берковский А.Н., Шустова Л.Е. Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид: (Беломорско-Карельский глубинный разлом). Л., 1974. 184 с.

Шустова Л.Е., Дедеев В.А., Кратц К.О. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л., 1973. 67 с.

Шеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., 1968. 178 с.

Шипцов В.В. Взаимоотношение магматических пород в северо-западной части района оз. Тирояpви. – В кн.: Оперативно-информационные материалы за 1977 г.: (Геология и петрография). Петрозаводск, 1978, с. 62–66.

Эз В.В. Особенности складчатой структуры ультраметаморфических толщ на примере Беломорского комплекса архея Балтийского щита. – В кн.: Геология докембрия. Л., 1968, с. 74–77. (Тр. МГК, XXIII сес. Докл. сов. геол.).

Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., 1974. 205 с.

Эскола П. Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии. – В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., 1961, т. 1, с. 39–56.

Эскола П. Докембрий Финляндии. – В кн.: Докембрий Скандинавии. М., 1967, с. 152–261.

Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973. 171 с.

Юдин Б.А. Габбро-лабродоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Л., 1980. 168 с.

Яншин А.Л., Монин А.С. О тектонике катархея и архея. – ДАН СССР, 1983, т. 273, № 4, с. 954–957.

Ященко М.Л., Горохов И.М., Лобач-Жученко С.Б. Rb–Sr возраст древних пород Южной Карелии. – Геохимия, 1963, № 9, с. 813–819.

Alapieti T. The Koillismaa layered igneous complex, Finland –its structure, mineralogy and geochemistry, with emphasis on the distribution of chromium. – Geol. Surv. Finl. Bull., 1982, vol. 319. 115 p.

Alapieti T., Hugg R., Piirainen T. Structure, mineralogy and chemistry of the syöte section in the early proterozoic Koillismaa layered intrusion, Northeastern Finland. – Geol. Surv. Finl. Bull., vol. 299, 1979. 43 p.

Arth J.G., Barker F., Determen L.E., Fridman J. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite- trondhemite suite of south-west Finland its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. – J. Petrol., 1978, vol. 19, N 2, p. 289–316.

Bridgwater D., Sutton I., Watterson I. Crustal down folding associated with igneous activity. – Tectonophysics, 1974, vol. 21, p. 57–77.

Berthelsen A. Towards a palinspastic tectonic analysis of the Baltic Shield. – 26 Congr. Geol. Intern., Abstracts, 3, Paris, 1980, p. 1405.

Blaxland A.B. Agpaitic magmatism at Norra Kärr Rb-Sr isotopic evidence. – Lithos, 1977, vol. 10, p. 1–8.

Bor-Ming I., Nyquist L.E. Crustal evolution in the early Earth-Moon system: constraints from Rb-Sr studies. – In: The early history of the Earth. London, 1976, p. 55–76.

Burt D.M., Sheridan M.F., Bikun J.V., Christiansen E.H. Topaz Rhyolites-Destribution Origin and significance for exploration. – Econ. geol., 1982, vol. 77, N 8, p. 1818–1836.

Edelman N. Structural studies in the western part of the Skellefte district, Northern Sweden. – GFF, 1963, N 85, p. 185–211.

Emslie R.F. Anorthosite massifs, rapakivi granites and late proterozoic rifting of North America. – Precambr. Res., 1978, vol. 7, N 1, p. 61–99.

Engel A.E., Jtson S.P., Engel C.G., Stickney D.M., Gray E.J. Crustal evolution and global tectonics; a petrogenic view. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, vol. 85, N 6, p. 843–858.

E s k o l a P. On volcanic Necks in Lake janisjarvi in Eastern Finland. - Bull. Com. Geol. Finl., 1921, N 55, p. 23-27.

E s k o l a P. On the origin of granitic magmas. - Miner. Petrol. Mitt., 1932, vol. 42, p. 455-481.

E s k o l a P. The problem of mantled gneiss domes. - Quart. J. Geol. Soc., 1949, vol. 104, N 461, p. 461-476.

F i e l d D. and R a h e i m A. Age relationships in the proterozoic high-grade gneiss regions of southern Norway. - Precambr. Res., 1981, vol. 14, N 3-4, p. 261-275.

G a a l G. Structural features of Precambrian, stratabo- und sulphide-ores in Finland. - GFF, 1977, vol. 99, p. 2, p. 118-126.

G a a l G. Proterozoic tectonic evolution and late Svecokarelian plate deformation of the Central Baltic Shield. - Geol. rundschau, 1982, Bd 71, Hf 1, S. 158-170.

G a a l G., K o i s t i n e n T., M a t t i l a E. Tectonics and stratigraphy of the vicinity of Outokumpu, North Karelia, Finland. - Bull. Geol. Surv. Finl., 1975, N 271, p. 67.

G a a l G.E., R a u h a m ä k i E. Petrological and structural analysis of the Haukivesi area between Varkaus and Savonlinna, Finland. - Bull. Geol. Soc. Finl., 1971, N 43, p. 265-337.

G a a l G., M i k k o l a A., S ö d e r h o l m G. Evolution of the archean crust in Finland. - Precamb. Res., 1978, vol. 6, N 2, p. 199-215.

G a v e l i n S., R u s s e l R.V. Primary sedimentary structures from the Precambrian of SE Sweden. - GFF, 1967, Bd 89, p. 74-104.

G e i j e r P. The Precambrian of Sweden. - Precambr., 1963, vol. 1, p. 00-00.

G o r b a t s c h e v R. Fundamental subdivisions of precambrian granitoids in the Omol mega unit and the evolution of the south-western Baltic Shield. - GFF, 1975, vol. 97, N 561, p. 2.

G o r b a t s c h e v R. The precambrian development of southern Sweden. - GFF, 1980, v. 102, pt 2, p. 129-136.

G o r o k h o v I.M., K u t y a v i n E.P., V o l o d i c h e v O.I., D u k V.L., V a r s h a v s k a y a E.S., S a m s o n o v S.P., K r i l o v I.M. Rb-Sr system in polimetamorphic rocks of west coats of the White Sea. - ECOG. III, Abstracts Oxford, 1973, p. 37-38.

G u l s o n B.L. The precambrian geochronology of granite rocks from northern Sweden. - GFF, 1972, vol. 94, p. 229-244.

H a a p a l a I. Petrography and geochemistry of the Eurajoki stock, a rapakivi-granite complex with greisen-type mineralization in southwestern Finland. - Bull. Comm. geol. Finl., 1977, vol. 286, p. 128.

H a g e s k o v B. The Sveconorwegian structures of the Norwegian part of the Kongsberg-Bamle-Østfold Segment. - GFF, 1980, vol. 102, pt 2, p. 150-155.

H a n s k i E. Komatiitic and tholeitic metavolcanites of the Siivikkovaara area in the archean Kuhmo greenstone belt, Eastern Finland. - Bull. Geol. Soc. Finl., 1980, N 52, p. 67-100.

H a v o l a M. On the geology of the Tuomivaara area north of Vuokatti in Sotkamo. - In: Jatulian Geology in the Eastern part of the Baltic shield: Proceedings of a Finnish-Soviet Simposium held in Finland, 21 st-26th August, 1979, p. 39-49.

H a v o l a M. On the geology of the Tuomivaara area north of Vuokatti in Sotkamo. - In.: Jatulian Geology in the Eastern part of the Baltic Shield. Rovaniemi, 1980, p. 39-48.

H i e t a n e n A. Uber das Grandgebirge das Kalantigebietes im sudwestlichen Finnland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1943, vol. 130.

H i e t a n e n A. Generation of potassiumpoor magmas in the northern Sierra Nevada and the Svecofennian in Finland. - J. Research U.S. Geol. Surv., 1975, vol. 3, p. 631-645.

H i l t u n e n A. The Precambrian geology and skarn iron ores of the Rautavaara area, Northern Finland. - Bull. Geol. Surv. Finl., 1982, N 318. 133 p.

H j e l m q v i s t S. An old evolution and a young model. - SGU, 1973, C 686, 11 p.

H o n k a m o M. Stratigraphy of the Northern-Pohjanmaa schist area. - In: Jatulian Geology in the eastern part of the Baltic Shield. Proceedings of a Finnish-Soviet Symposium held in Finland, 21 st-16th August, 1976, p. 49-55.

H o n k a m o M. Stratigraphy of the Northern-Pohjanmaa schist area. - In: Jatulian Geology in the eastern part of the Baltic Shield. Rovaniemi, 1980, p. 49-54.

H u h m a A. Youngest Precambrian dyke rocks in North Karelia, East Finland. - Bull. Geol. Soc. Finl., 1981, vol. 53, N 2, p. 67-82.

I t o K., K e n n e d y G.C. Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kbar. - Amer. J. Sci., 1967, vol. 265, N 6, p. 519-538.

J a t u l i a n Geology in the eastern part of the Baltic Shield, Proceedings of a Finnish-Soviet Symposium, 1979, Rovaniemi, 1980, 251 p.

K a h m a A. The main metallogenic features of Finland. - Geol. Surv. Finl. Bull., 1975, vol. 265. 28 p.

K a u t s k y G. Ein Beitrag zur stratigraphie und den Bau des Slelleftefelds, Nord-Schweden. - SGU, 1957, Ser. C, N 543.

K e l l e r B.M. Precambrian stratigraphic scale of the USSR. - Geol. Magaz., 1979, vol. 116, N 6, p. 419-429.

K o r n f ä l t K.A. Petrology of Ragynda rapakivi massif central Sweden. - SGU, 1976, C 725. 111 p.

K o u v o O. Radioactive age of some Finish pre-Cambrian minerals. - Bull. Comm. geol. Finl., 1958, vol. 182. 70 p.

K o u v o O., K u l p J.L. Isotopic composition of Finnish galenas. - Ann. New York Acad. Sci., 1961, vol. 91, p. 476-491.

K o u v o O., T i l t o n G.R. Mineral ages from the Finnish Precambrian. - J. Geol., 1966, vol. 74, p. 421-442.

K r e s t e n P. Der basishe Magmatismus und seine Stellung in der geologischen Entwicklung des Västervik-Gebitets. - GFF, 1972, Bd 94, N 1.

K u l i k o v V., G a l d o b i n a L., V o i n o v A., G o l u b e v A., K a s h i r o v S., P o l é h o v s k y Y., S v e t o v A. Iatulian geology of the Paanajarvi-Kuolajarvi Synclinorium. - Jatulian geology in the Eastern part of the Baltic Shield. Rovaniemi, 1980, 73-97 p.

L a a j o k i K. On the geology of the South Puolanka Area, Finland. - Geol. Surv. Finl., 1973, vol. 263. 54 p.

L a h t i S.I. On the granitic pegmatites of the Eräjärvi area in Orivesi, Southern Finland. - Geol. Surv. Finl. Bull., 1981, vol. 324. 82 p.

L a i t a k a r i I. On the set of olivine diabase dikes in Höme. Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1969, vol. 241, p. 65.

L a u e r m a R. Suomen geologinen kartta, 1 : 100 000. Lehti 4621-4623, Salva. Otaniemi, 1967.

L e h t i n e n M. New evidence for an impact origin of lake lappajarvi, western Finland. - Bull. Geol. Soc. Finl., 1970, vol. 42, p. 89-93.

L u n d q v i s t T. Precambrian geology of the Los-Hamra region, Central Sweden. - SGU, 1968, Ser. Ba, N 23.

L u n d q v i s t T. The precambrian of Sweden. - SGU, 1979, vol. C 768, p. 1-87.

M a a l e S. Petrogenesis of archaean tonalites. - Geol. rundschau, 1982, Bd 71, H. 1, p. 328-346.

M a g n u s s o n N.H. Age determinations of Swedish precambrian rocks. - Geol. Fören. Stockholm Forhandl., 1960, N 503, Bd 82, H. 4, p. 407-432.

M a r m o V. Ein vulkanischer Komplex der früh jotnischer Zeit die Suoju in Ost Karelien. - Ann. Acad. Sci. Finnicae, Helsinki, 1949, N 19, 77 S.

M a r m o V., H o f f r e n V., H y t o n e n K., K a l l i o P., L i n d h o l m O., S i i v o l a J. On the granites of Honkamaki and Otenmaki, Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., 1966, N 221, p. 34.

M a r t t i l a E. Kiuruveden kartta-alueen kallioperä. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000, Kallioperäkartan selitykset, 3323, Kirivesi, 1981. 48 p.

M u t a n e n T. Komatiites and komatiite provinces in Finland. - Geology, 1976, N 4-5, p. 49-56.

N y k ä n e n O. Kallioperäkartta Selitys 4232-4234, Tohmajärvi. Suomen geologinen Kartta 1 : 100 000. Otaniemi, 1968. 68 p.

N y k ä n e n O. Kallioperäkartta selitys 4241, Kihtelysvaara. Suomen geologinen Kartta 1 : 100 000. Otaniemi, 1971. 68 p.

N y s t r ö m J.O. Post-Svecokarelian Andinotype evolution in central Sweden. Geol. rundschau, 1982, Bd 71, H. 1, p. 141-158.

Ö d m a n O. Beskrivning till berggrundskarta över urberget i Norrbottens län. English summary: Description to map of the pre-Cambrian Rocks of the Norrbotten country, N. Sweden (excl. the Caledonian Mountain Range). - SGU, 1958, Ca 41.

O f t e d a h l C. Geology of Norway NGU, 1980, Bull. 54, N 356, p. 7-114.

O'H a r a M.J. Melting of garnet peridotite and eclogite at 30 kilobars. - Washington, Year Book, 1963, vol. 62, p. 71.

P a r k A.F., B o w e s D.L. Metamorphosed and deformed Pillows from Losomöki: evidence of sub-ogueous volcanism in the Outokumpu association, Easteen Finland. - Bull. Geol. Soc. Finl., 1981, 53, part 2, p. 135-145.

P a t c h e t t P.J. Rb-Sr ages of precambrian dolerites and syenites in southern and central Sweden. - SGU, 1978, C 747. 63 p.

P e k k a r i n e n L.J. The Karelian formations and their depositional in the Kiihtelysvaara-Värtsilä area, East Finland. - Bull. Geol. Surv. Finl., 1979, N 301. 141 p.

P e r t t u n e n V. Kallioperäkartta selitys 2541, kemi. Suomen geologinen kartta, I : I00000. Otaniemi, 1971 a.

P e r t t u n e n V. Kallioperäkartta 2544, Runkaus. Suomen geologinen kartta, 1 : 100 000. Otaniemi, 1971 b.

P e r t t u n e n V. Kallioperäkartta selitys 2542-2524, Karunki. Suomen geologinen kartta, 1 : 100 000. Otaniemi, 1972.

P e r t t u n e n V. Stratigraphy of the Peräpohja schist area. - In: Jatulian geology in the Eastern part of the Baltic Shield. Rovaniemi, 1980, p. 139-145.

P r i e m H.N.A., B o e l r i j k N.A.J.M. Isotopic oges of the Trans-Amazonian acidic magmatism and the Nickerie metamorphic episode in the Precambrian basiment of Suriname, South America. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, vol. 82, N 6, p. 1095-1101.

R e i t a n P.H. Precambrian of Northem Norway. - In: The Precambrian Interscience Publishers, 1963, vol. 1.

S a k k o M. Varhais-karjalaisten metadiabaasien radiometrisiä zirkoni-ikiä. - Geologi, 1971, N 9-10, p. 9-10.

S a k k o M., L a a j o k i K. Whole rock Pb-Pb isochron age for the Pääkkö iron formation in Yayry länkylö, south Poulanka area, Finland. - Bull. geol. Soc. Finl., 1975, vol. 47, p. 113-116.

S a k s e l a M. Über die geologische Kartierung und die Einteilung der Granite im finnischen Grundgebirge. - Bull. Comm. geol. Finlande, 1936, N 15, p. 275-292.

S a v o l a h t i A. The Ahvenisto massif in Finland. - Bull. Comm. geol. Finl., 1956, vol. 174, p. 1-96.

S e d e r h o l m I.I. Über eine archäische Sediment formation Imsudwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. - Bull. Comm. Geol. Fin., 1899, N 6. 254 S.

S e d e r h o l m I.I. On migmatites and associated Precambrian rocks of south-western Finland. Part I. The Pellinge region. - Bull. Comm. geol. Finlande, 1923, 58. 153 p.

S e d e r h o l m I.I. On migmatites and associated Precambrian rocks in south-western Finland. Part II. The region around Bärösundstjärd W. of Helsingfors and Heighbouring areas. - Bull. Comm. geol. Finl., 1926, vol. 77. 143 p.

S e d e r h o l m J.J. On migmatites and associated Precambrian rocrs of south-western Finland. Part III. The Aland islands. - Bull. Comm. geol. Finl., 1934, vol. 107. 68 p.

S h a w D.W. Prearchean, Protoarchean and later eras. - In: The early history of the Earth. London, 1976, p. 33-53.

S i g m o n d E.M.O. Sauda. Description of the 1 : 250 000 geological map. - NGU, 1978, vol. 341. 94 p.

S i l v e n n o i n e n A. On the stratigraphic and structural geology of the Rukatunturi area, northern Finland. - Bull. Geol. Surv. Finl., Otaniemi, 1972, N 257. 48 p.

S i l v e n n o i n e n A., H o n k a m o M., I u o p p e r i H., L e h t o n e n M., M i e l i k a i n e n P., P e r t t u n e n V., R a s t a s P., R ä s ä n e n I., V ä ä n e n I. Main features of the stratigraphy of North Finland. - In: Iatulian Geology in the eastern part of the Baltic Shield. Rovaniemi, 1980, p. 153-162.

S i m o n e n A. Plutonic rocks of the Svecofennides in Finland. - Comm. Geol. Finland, Bull., 1960, vol. 189. 101 p.

S i m o n e n A. The Precambrian in Finland. - Geol. Surv. Finl. Bull., 1980, vol. 304. 58 p.

S k i ö l d T. The interpretation of the Rb-Sr and K-Ar ages Late Precambrian rocks in south-western Sweden. - GFF, 1976, vol. 98, p. 3-29.

S m i t h I.V. Development of the Earth-Moon system with implications for the geology of the early Earth. - In: The early history of the Earth. London, 1976, p. 3-17.

S t a n f o r s R. Lake Mien on astroblemi or a volcanotectonik structure. - Publ. inst. miner., paleont. and quart. geol. Univ. Lund Sweden, 1969, N 158.

S u n e s o n N.H., L u c c h i t t a I. Origin of bimodal volcanism, southern Basin and Range province, west-central Arisona. - Geol. Soc. Amer. Bull 1983, vol. 94, p. 1005-1019.

S v e n s s o n N.B. Lake Iappajarvi, Central Finland; a posible meteorite impact. Structure. - Nature, London, 1968, vol. 217, N 5127, p. 438.

S v e t o v A.P. The jatulian volcanism of Karelia. - In: Jatulian Geology in the Eastern part of the Baltic Shield. Rovaniemi, 1980, p. 195-220.

T a i p a l a K., T u o k k o I., P i i r a i n e n T. A brief introduction to the Geology and Geochemistry of the Kuhmo Greenstone belt, Eastern Finland. Oulu, 1980, p. 37-73.

V a a s j o k i M. Rapakivi granites and other postorogenic rocks in Finland: their age and the lead isotopic composition of certain associated galena mineralizations. - Geol. Surv. Finl. Bull., 1977, N 294. 64 p.

V o r m a A. On the petrochemistry of rapakivi granites with special reference to the Laitila massif, south-western Finland. - Bull. Comm. geol. Finland, 1976, vol. 174, p. 98.

W a m p l e r J.M., K u l p J.L. Isotopic composition and concentration of lead in some carbonate rocks. - Geol. Soc. Amer. Mem. Baddington, 1962, vol. 1, p. 105-114.

W a m p l e r J.M., K u l p J.L. An isotopic composition of lead in sedimentary pyrite. - Geochim. cosmochim. Acta, 1964, vol. 28, N 5, p. 1419-1458.

W e l i n E. Uranium mineralization and age relationships in the Precambrian bedrocks in Central Sweden. - GFF, 1966, vol. 88, N 524.

W e l i n E., C h r i s t i a n s s o n K., N i l s s o n Ö. Rb-Sr age dating of intrusive rocks of Haparanda suite. - GFF, 1970, vol. 92, p. 336-346.

W e l i n E., C h r i s t i a n s s o n K., N i l s s o n Ö. Rb-Sr radiometric ages of extrusive and intrusive rocks in northern Sweden. I. - SGU, 1971, vol. 666. 38 p.

W e l i n E., G o r b a t s c h e v R. The Rb-Sr age of the Hastefjorden granite and its bearing on the Precambrian evolution of South-Western Sweden. - Precambr. Res., 1976, vol. 3, N 2, p. 187-195.

W e l i n E., G o r b a t s c h e v R., L u n d e g a r d h P.H. Rb-Sr dating of rocks in the Värmland granite group in Sweden. - GFF, 1977, vol. 99, pt 4, N 571, p. 363-369.

W i l s o n M.R. Granite types in Sweden. - GFF, 1980, vol. 102, pt 2, p. 167-176.

W i n d l e y B.F.. The evolving continents. New York-Toronto. 1978. 385 p.

W o o d S. Some structures in the Darladian pillow-lavas at the Taivallich peninsula. - Argill-Geol. Magaz., 1964. vol. 101, N 6, p. 56-67.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Глава I. Периодизация и классификация докембрийского магматизма Карелии 6
1. Принципы и методика выделения формаций (Л.П. Свириденко, А.П. Светов) 6
2. Периодизация магматизма (А.И. Голубев, В.Я. Горьковец, М.М. Лавров, С.И. Рыбаков, А.П. Светов, Л.П. Свириденко, В.С. Степанов, К.И. Хейсканен) 9

Глава II. Геоблоки восточной части Балтийского щита и особенности их геологического строения 13
1. Структурно-тектоническое районирование (Л.П. Свириденко, А.П. Светов) 13
2. Геологическое строение 15
Карельский геоблок (Л.П. Свириденко, А.П. Светов, А.И. Голубев, С.И. Рыбаков, В.Я. Горьковец, К.И. Хейсканен) 15
Беломорский геоблок (В.С. Степанов) 34
Кольско-Мезенский геоблок (Л.П. Свириденко, А.П. Светов) 35
Ладожский (Свекофеннский) геоблок (Л.П. Свириденко, А.П. Светов, А.И. Голубев) 41

Глава III. Магматизм подвижных зон 46
1. Позднеархейский тектоно-магматический цикл 46
Эффузивные формации 46
Дацит-андезитовая формация (С.И. Рыбаков, А.И. Светова) с. 46. Коматиит-базальтовая формация (С.И. Рыбаков, А.И. Светова, В.Я. Горьковец, М.Б. Раевская) с. 48. Дацит-риолитовая формация (С.И. Рыбаков, А.И. Светова, В.Я. Горьковец, М.Б. Раевская) с. 49.
Интрузивные формации 50
Габбро-плагиогранитная формация (М.М. Лавров, Л.П. Свириденко) с. 50. Гипербазитовая формация (М.М. Лавров) с. 52. Мигматит-гранитовая (ребольская) формация (Л.П. Свириденко) с. 54. Гранитовая формация (Л.П. Свириденко) с. 56.
2. Раннепротерозойский тектоно-магматический цикл 58
Толеитовая базальтовая формация (А.П. Светов, А.И. Голубев) с. 58. Габбро-плагиогранитная формация (Л.П. Свириденко, А.П. Светов, А.И. Голубев) с. 59. Перидотитовая формация (А.П. Светов) с. 64. Мигматит-гранитовая (свекокарельская) формация (Л.П. Свириденко) с. 65. Гранитовая формация (Л.П. Свириденко) с. 68.

Глава IV. Магматизм стабильных зон 70
1. Магматизм Беломорского геоблока 71

Магматизм раннего периода развития геоблока (О.И. Володичев) 71
Магматизм позднего периода развития геоблока (В.С. Степанов) 74
2. Магматические формации постребольской тектоно-магматической активизации 81
Интрузивные формации 81
Перидотит-габбро-норитовая формация (М.М. Лавров) с. 81. Селецкая формация палингенно-метасоматических гранитов и мигматит-гранитов (Л.П. Свириденко) с. 84.
Эффузивные формации 85
Риолитовая формация (К.И. Хейсканен, Л.Ф. Бондарь) с. 85. Андезит-базальтовая формация (К.И. Хейсканен, Л.Ф. Бондарь, А.И. Голубев) с. 87.
3. Магматические формации постсвекокарельской тектоно-магматической активизации 88
Габбро-монцонит-гранитовая формация (Г.М. Павлов) с. 88. Габбро-анортозитовая формация (Л.П. Свириденко) с. 90. Формация гранитов рапакиви (Л.П. Свириденко) с. 91. Формация онгонитов-литий-фтористых гранитов (Л.П. Свириденко, Г.М. Павлов) с. 93.
4. Магматические формации платформенного периода 95
Магматические формации протоплатформенного чехла 95
Толеит-базальтовая формация (А.П. Светов, А.И. Голубев) с. 95. Пикрит-базальтовая формация (А.П. Светов, А.И. Голубев) с. 99.
Магматические формации платформенного чехла 102
Толеит-базальтовая формация (А.П. Светов, А.И. Голубев) с. 102.
5. Магматические формации постплатформенной тектоно-магматической активизации 103
Щелочно-габбровая формация (Г.П. Сафронова) с. 103. Мигматит-гранитовая формация (Л.П. Свириденко) с. 107. Формация ультраосновных-щелочных пород (В.Я. Горьковец, М.Б. Раевская) с. 107.
Глава У. Главные закономерности эволюции магматизма и тектоники Балтийского щита 108
1. Корреляция магматизма Карелии и Кольского полуострова (Л.П. Свириденко, А.П. Светов) 108
2. Магматизм Финляндии 116
Карельский геоблок (Л.П. Свириденко, А.П. Светов) 116
Свекофеннский геоблок (А.П. Светов, А.И. Голубев, Л.П. Свириденко) 123
3. Главные закономерности эволюции докембрийского магматизма Швеции и Норвегии (Л.П. Свириденко) 135
4. Латеральные и вертикальные ряды магматических формаций (А.П. Светов, Л.П. Свириденко) 141
Ряды магматических формаций позднего архея 141
Ряды магматических формаций раннего протерозоя 144
Магматизм постсвекокарельского (рифейского) периода 151

5. Магматизм и тектоника (А.П. Светов, Л.П. Свириденко, К.И. Хейсканен) 154
Глава У1. Эволюция магматизма в развитии докембрийской земной коры Балтийского щита и вопросы рудоносности .. 173
1. Главные особенности петрогенезиса и рудоносности 173
Вулкано-плутонические ассоциации (А.П. Светов, А.И. Голубев, К.И. Хейсканен, С.И. Рыбаков, А.И. Светова, В.С. Степанов, М.М. Лавров, В.Я. Горьковец, М.Б. Раевская) 173
Гранитоиды ультраметаморфические и *интрузивные* (Л.П. Свириденко) 195
Щелочно-ультраосновные и щелочно-основные магматические образования (Г.П. Сафронова) 202
Рудоносность магматических формаций (А.И. Голубев, В.Я. Горьковец, М.М. Лавров, С.И. Рыбаков, А.П. Светов, Л.П. Свириденко, В.С. Степанов, К.И. Хейсканен) 203
2. Магматизм и корообразование (Л.П. Свириденко, А.П. Светов) 210
Заключение (Л.П. Свириденко, А.П. Светов) 222

Литература 227

ЭВОЛЮЦИЯ
ДОКЕМБРИЙСКОГО
МАГМАТИЗМА
(на примере Карелии)

Утверждено к печати
Институтом геологии Карельского филиала АН СССР

Редактор издательства Т.Н. Токарева
Художник Г.В. Смирнов
Технический редактор М.Э. Карлайтис
Корректоры Н.Г. Каценко и С.И. Салтанаева

ИБ № 20977

Подписано к печати 29.03.85. М-32134. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1. Гарнитура машинописная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 16.00+2 п.л. вкл. Усл. кр.-отт. 18.00. Уч.-изд. л. 23.09. Тираж 600. Тип. зак. № 1893. Цена 3 р. 80 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука". Ленинградское отделение.
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1.

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография издательства „Наука".
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12.

КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА „НАУКА"
МОЖНО ПРЕДВАРИТЕЛЬНО ЗАКАЗАТЬ
В МАГАЗИНАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОНТОРЫ „АКАДЕМКНИГА"
В МЕСТНЫХ МАГАЗИНАХ КНИГОТОРГОВ
ИЛИ ПОТРЕБИТЕЛЬСКОЙ КООПЕРАЦИИ.

Для получения книг почтой
заказы просим направлять по адресу:

117192 Москва, Мичуринский пр., 12,
магазин „Книга – почтой"
Центральной конторы „Академкнига";
197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7,
магазин „Книга – почтой"
Северо-Западной конторы „Академкнига"
или в ближайший магазин „Академкнига,
имеющий отдел „Книга – почтой":

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 („Книга – почтой");
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13 („Книга – почтой");
232600 Вильнюс, ул. Университето, 4;
690088 Владивосток, Океанский пр., 140;
320093 Днепропетровск, пр. Гагарина, 24 („Книга – почтой");
734001 Душанбе, пр. Ленина, 95 („Книга – почтой");
375002 Ереван, ул. Туманяна, 31;
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 („Книга – почтой");
420043 Казань, ул. Достоевского, 53;
252030 Киев, ул. Ленина, 42;
252142 Киев, пр. Вернадского, 79;
252030 Киев, ул. Пирогова, 2;
252030 Киев, ул. Пирогова, 4 („Книга – почтой");
277012 Кишинев, пр. Ленина, 148 („Книга – почтой");
343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1 („Книга – почтой");
660049 Красноярск, пр. Мира, 84;
443002 Куйбышев, пр. Ленина, 2 („Книга – почтой");

191104 Ленинград, Литейный пр., 57;
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;
199004 Ленинград, 9 линия, 16;
220012 Минск, Ленинский пр., 72 („Книга – почтой");
103009 Москва, ул. Горького, 19а;
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
630076 Новосибирск, Красный пр., 51;
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр., 22 („Книга – почтой");
142284 Протвино Московской обл., „Академкнига";
142292 Пущино Московской обл., МР „В", 1;
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 („Книга – почтой");
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 („Книга – почтой");
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 („Книга – почтой");
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;
720001 Фрунзе, бульв. Дзержинского, 42 („Книга – почтой");
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 („Книга – почтой").

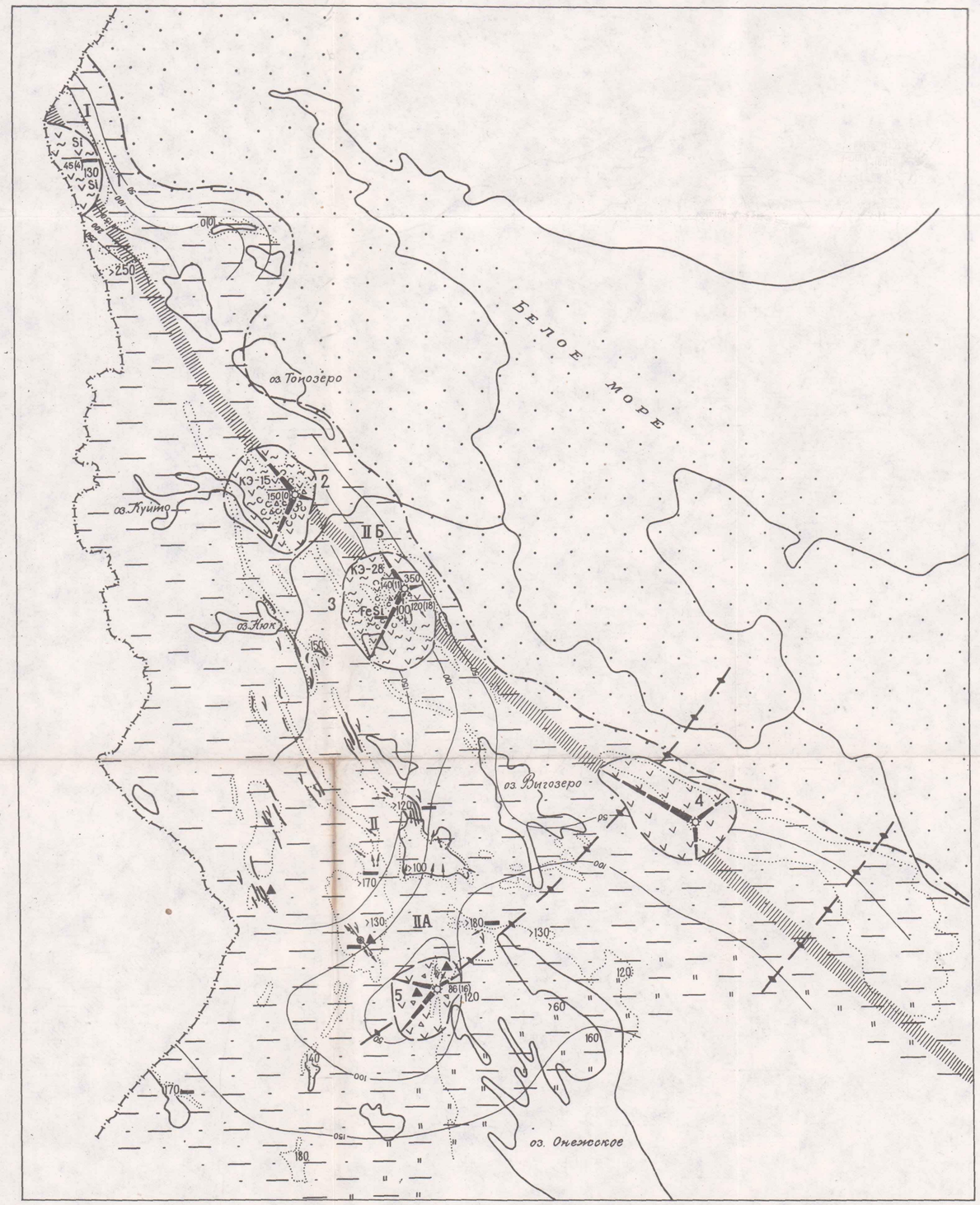


Рис. 9. Палеовулканологическая схема позднеятулийской фазы вулканизма ятулийского вулканического комплекса Карелии. Составили А.П. Светов, А.И. Голубев.

Вулканические области: I – Северо-Карельская; II – Карельская. Вулканические районы: IIА – Центрально-Карельский; IIБ – Восточно-Карельский. Вулканические зоны: 1 – Куолаярвинская; 2 – Гайкольская; 3 – Лехтинская; 4 – Кожозерская; 5 – Гирвасская. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

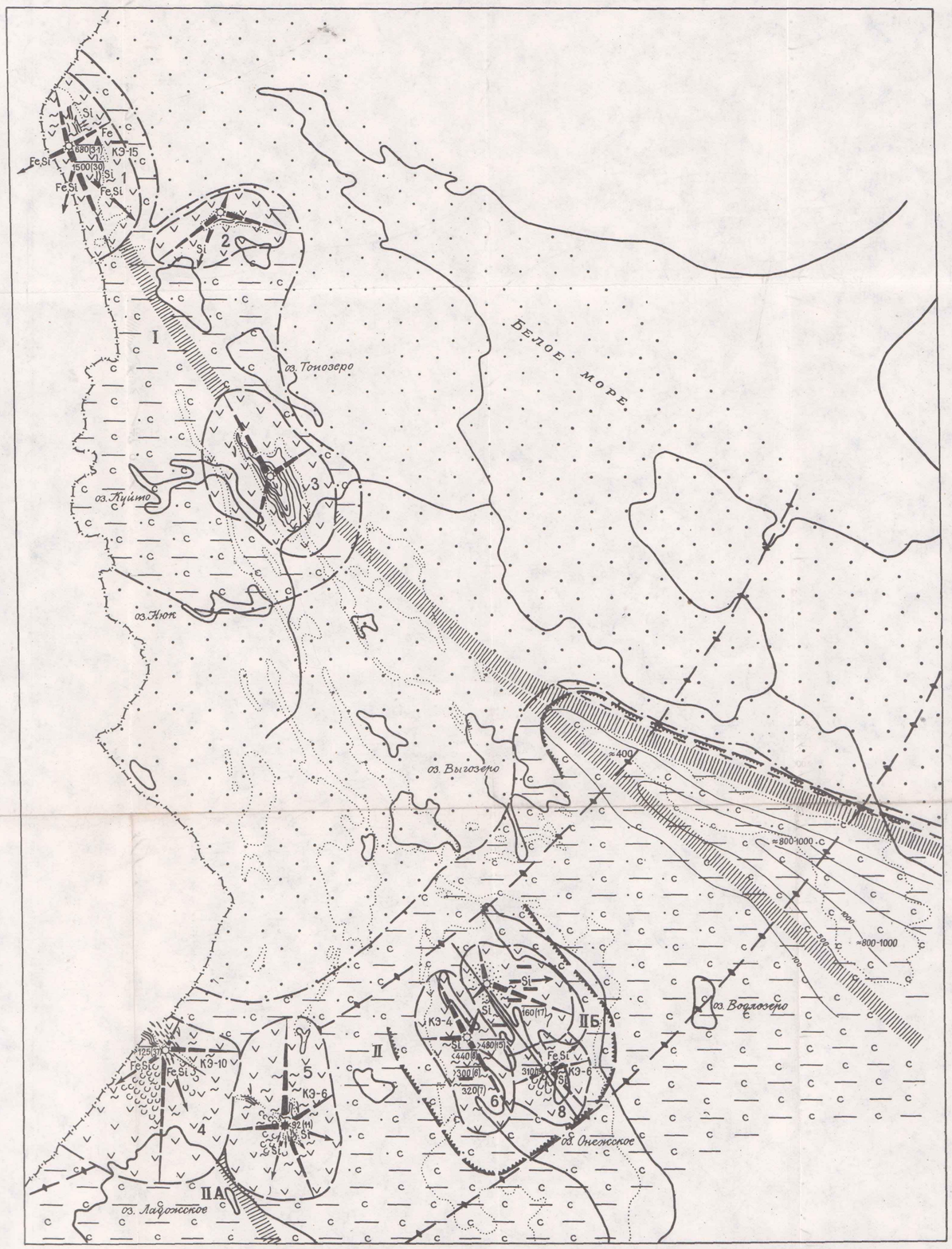


Рис. 10. Палеовулканологическая схема заонежского вулканического комплекса Карелии. Составили А.П. Светов, А.И. Голубев.

Вулканические области: I – Северо-Карельская; II – Ладожско-Онежская. Вулканические районы: IIА – Ладожский; IIБ – Онежский. Вулканические зоны: 1 – Куолаярвинская; 2 – Кукасозерская; 3 – Лехтинская; 4 – Янисъярвинская; 5 – Туломозерская; 6 – Кондопожская; 7 – Уницкая; 8 – Леликовская. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

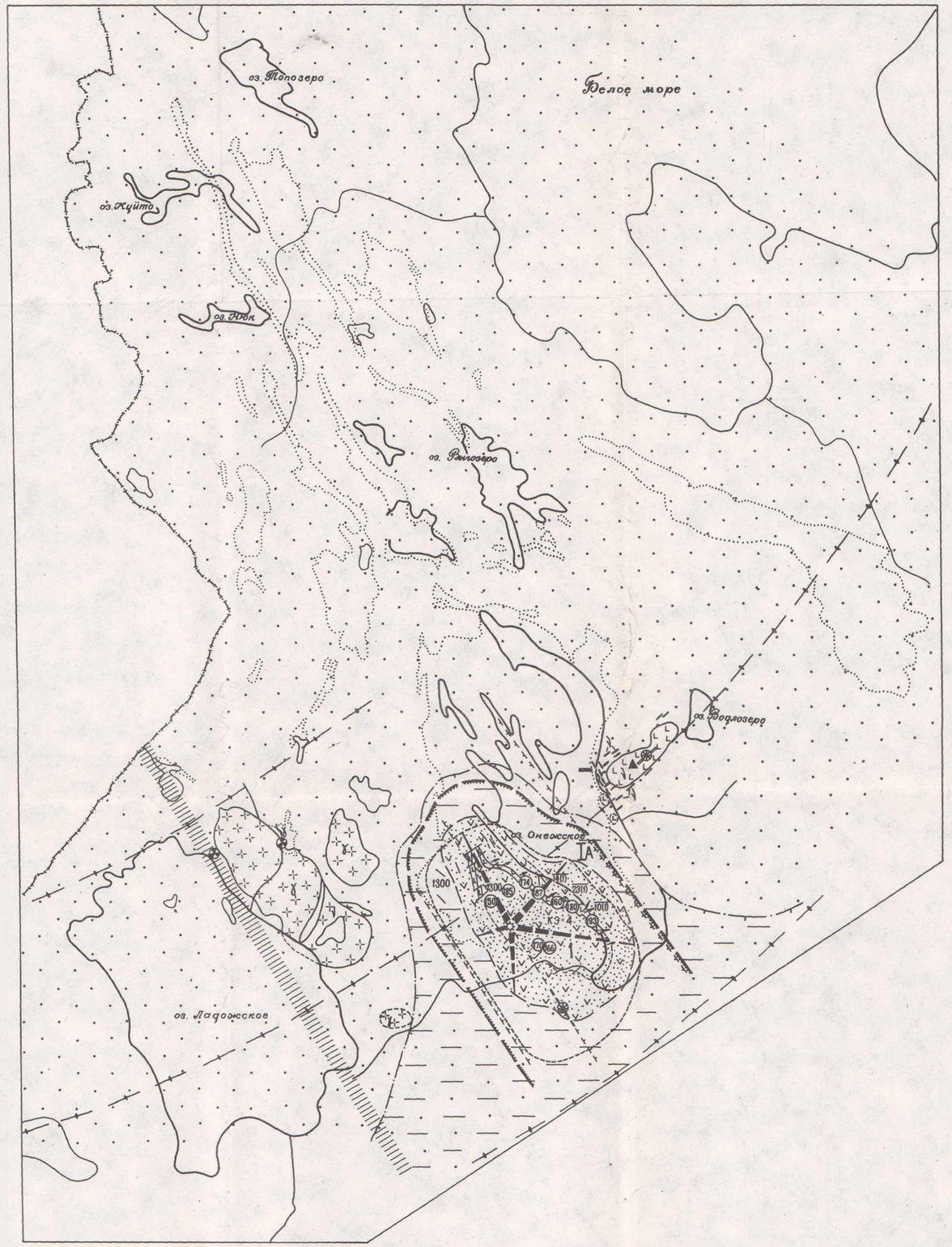


Рис. 12. Палеовулканологическая схема вепсского вулканического комплекса Карелии. Составили А.П. Светов, А.И. Голубев.

Вулканический район: IA – Онежский. Вулканическая зона: 1 – Кайлахтинская. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

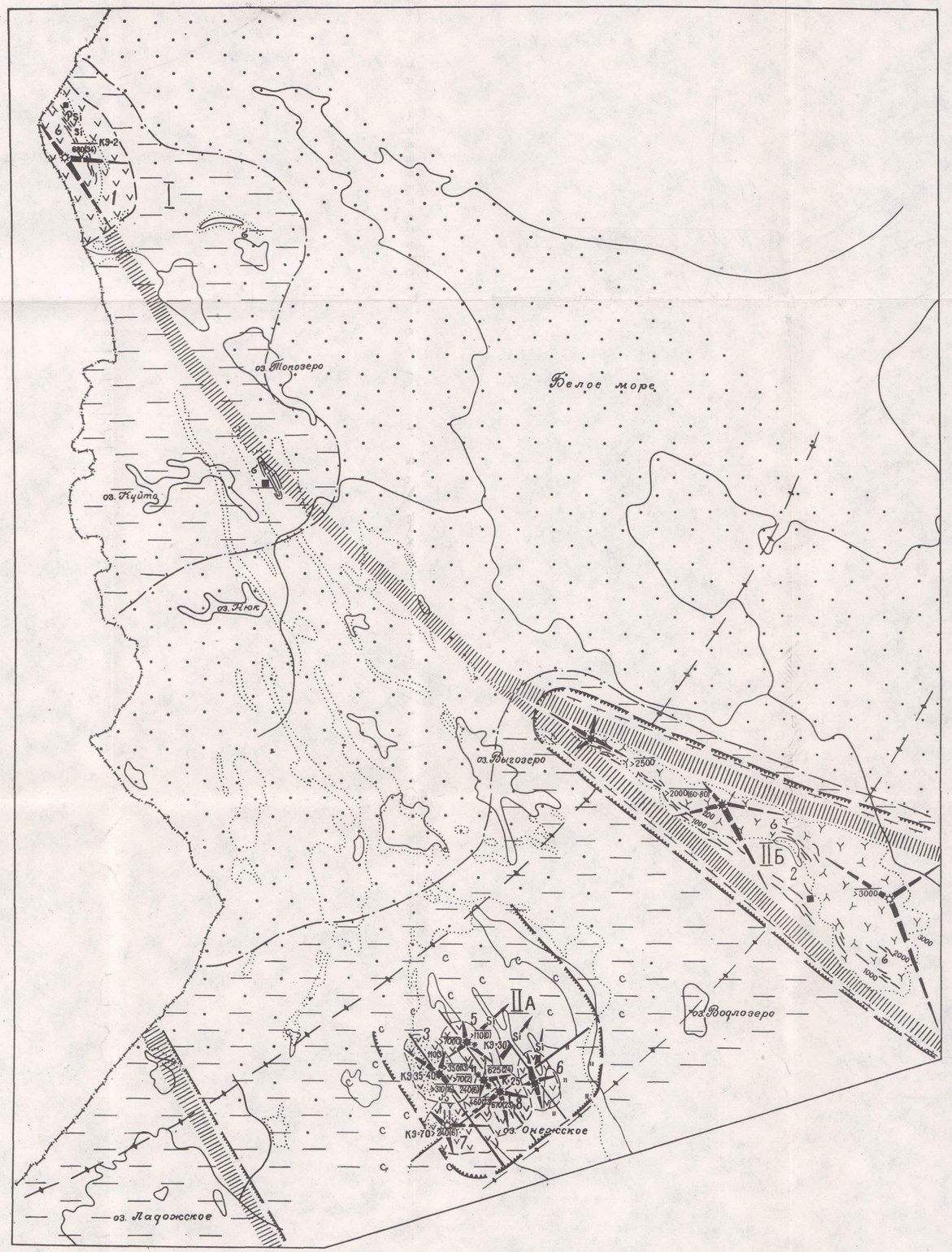


Рис. 11. Палеовулканологическая схема суйсарского вулканического комплекса Карелии. Составили А.П. Светов, А.И. Голубев.

Вулканические области: I – Северо-Карельская; II – Южно-Карельская. Вулканические районы: IIA – Онежский; IIБ – Ветреного Пояса. Вулканические зоны: 1 – Куолаярвинская; 2 – Ветреного Пояса; 3 – Габозерская; 4 – Шидгубская; 5 – Ровкозерская; 6 – Радкольская; 7 – Виданская; 8 – Суйсарская. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

Эволюция магматизма

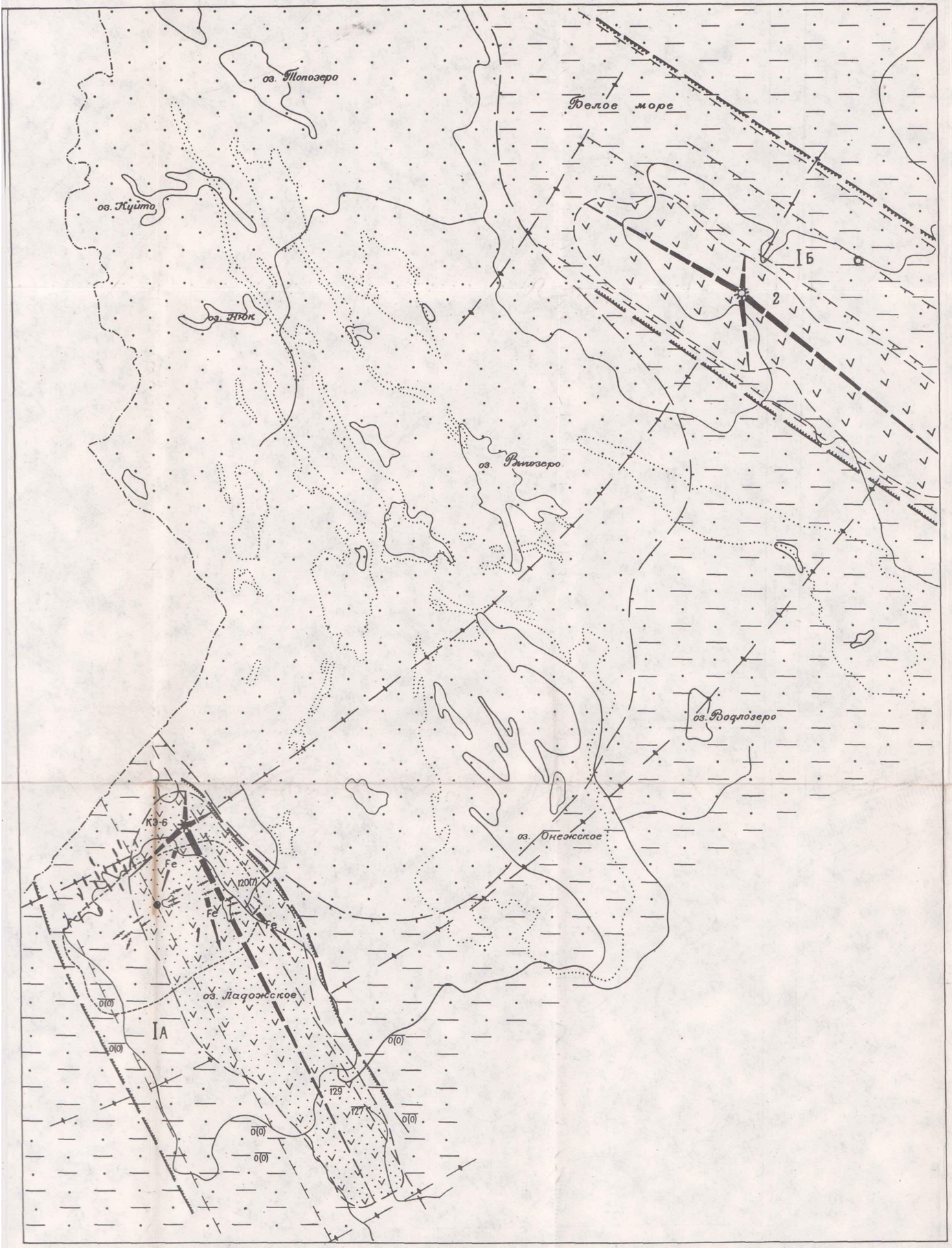


Рис. 13. Палеовулканологическая схема салминского вулканического комплекса Карелии. Составили А.П. Светов, А.И. Голубев.

Вулканические районы: IA – Ладожский; IБ – Беломорский. Вулканические зоны: 1 – Пашская; 2 – Солозерская. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

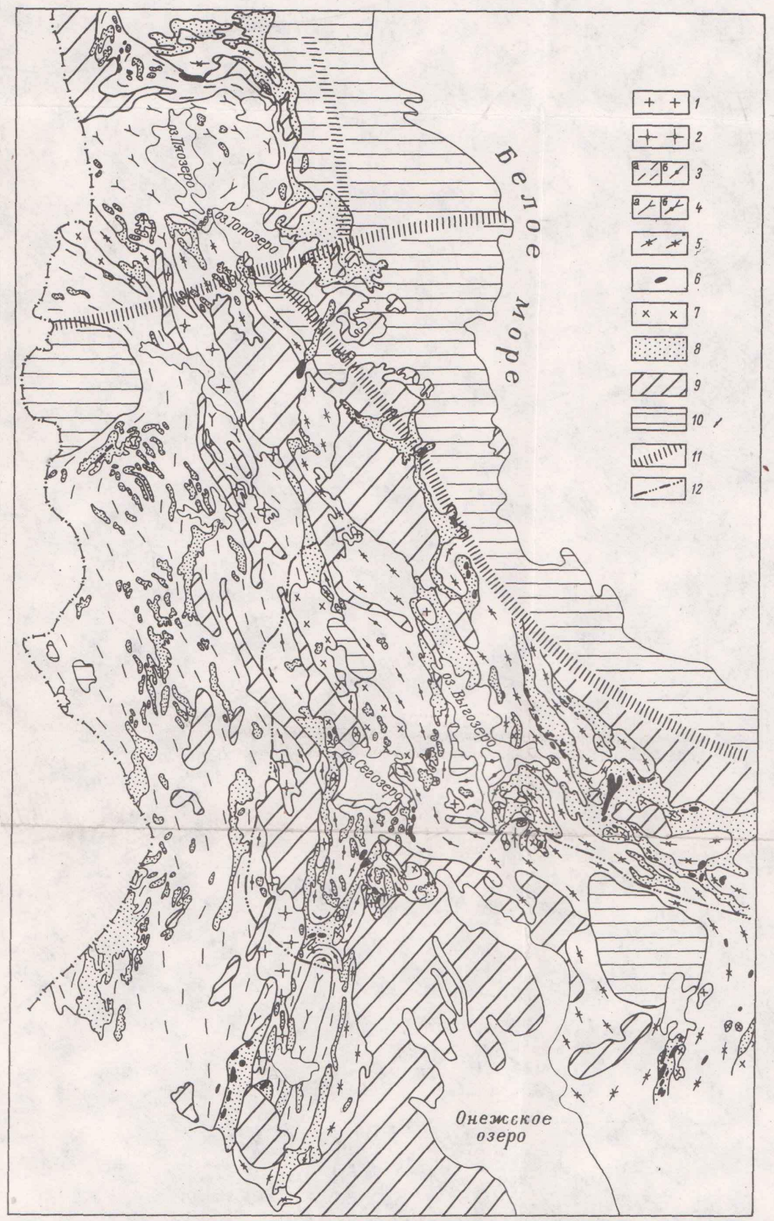


Рис. 15. Схема магматических формаций позднеархейского тектоно-магматического цикла. Составил М.М. Лавров.

1 – гранитовая формация; 2–5 – мигматит-гранитовая (ребольская) формация (2 – неперемещенные метасоматические граниты и гранодиориты; 3 – биотитовые микроклин-плагиоклазовые автохтонные гранитоиды (бласты), гранито-гнейсы, тоналито-гнейсы: а – образовавшиеся в условиях умеренной и высокой щелочности, б – в условиях низкой щелочности; 4 – биотит-амфиболовые бласты: а – образовавшиеся в условиях умеренной и высокой щелочности, б – в условиях низкой щелочности; 5 – нерасчлененные бласты по верхнеархейским вулканогенно-осадочным породам); 6 – гипербазитовая формация; 7 – габбро-плагиогранитная формация; 8 – нерасчлененные неравномерно метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования (лопий); 9 – осадочно-вулканогенные и магматические породы протерозоя; 10 – породы древнейшего фундамента (тоналито-гнейсы, плагиогранито-гнейсы с реликтами гранулитового комплекса); 11 – зоны глубинных разломов мантийного заложения; 12 – условная граница, разделяющая области позднеархейской гранитизации с различным типом щелочности.

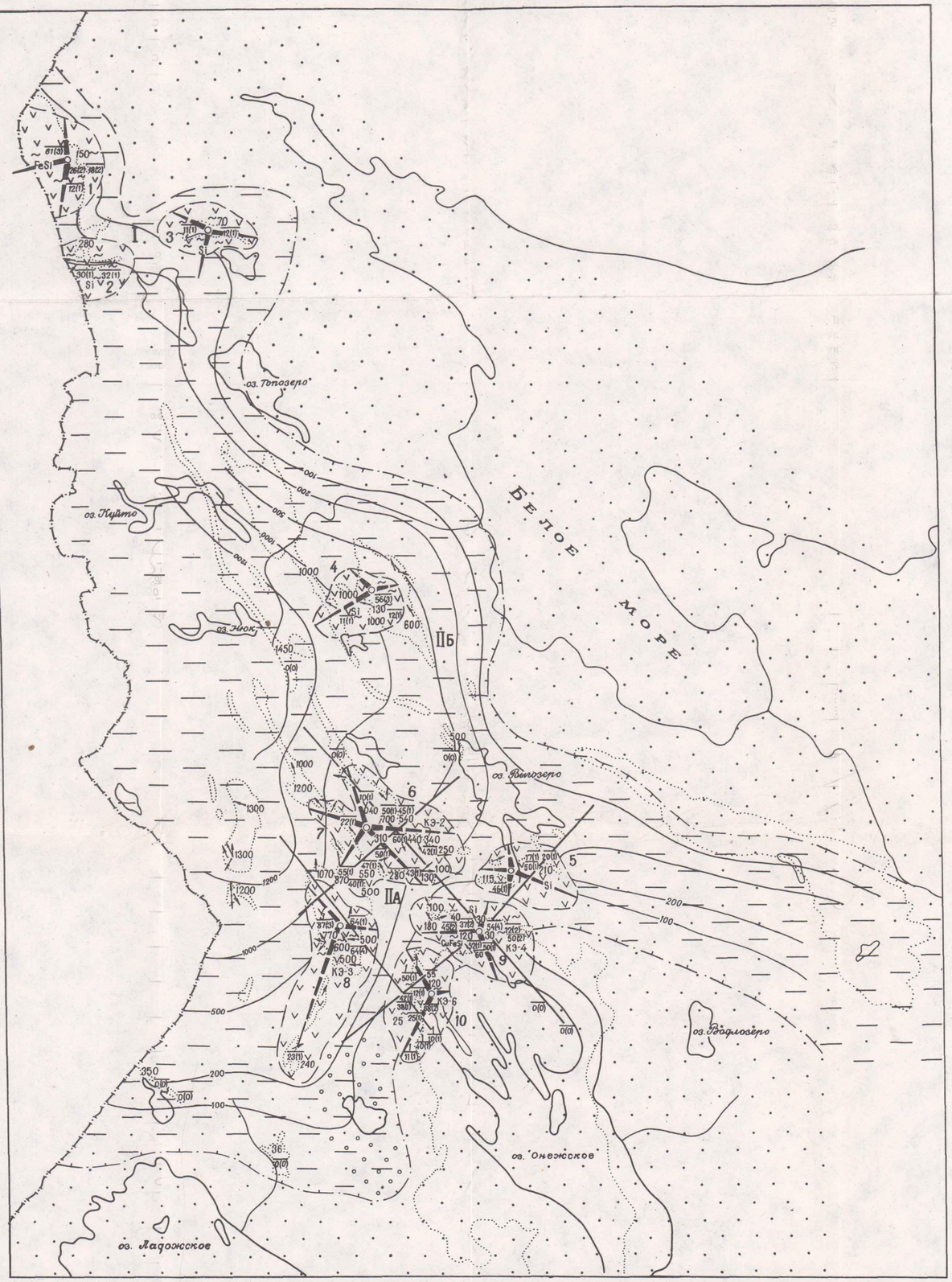


Рис. 7. Палеовулканологическая схема раннеятулийской фазы вулканизма ятулийского вулканического комплекса Карелии. Составили А.П. Светов, А.И. Голубев.

Вулканические области: I – Северо-Карельская; II – Карельская. Вулканические районы: IIА – Центрально-Карельский; IIБ – Восточно-Карельский. Вулканические зоны: 1 – Куолаярвинская; 2 – Панаярвинская; 3 – Кукасозерская; 4 – Лехтинская; 5 – Выгозерская; 6 – Сегозерская; 7 – Селецкая; 8 – Чинозерская; 9 – Медвежьегорская; 10 – Гирвасская. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

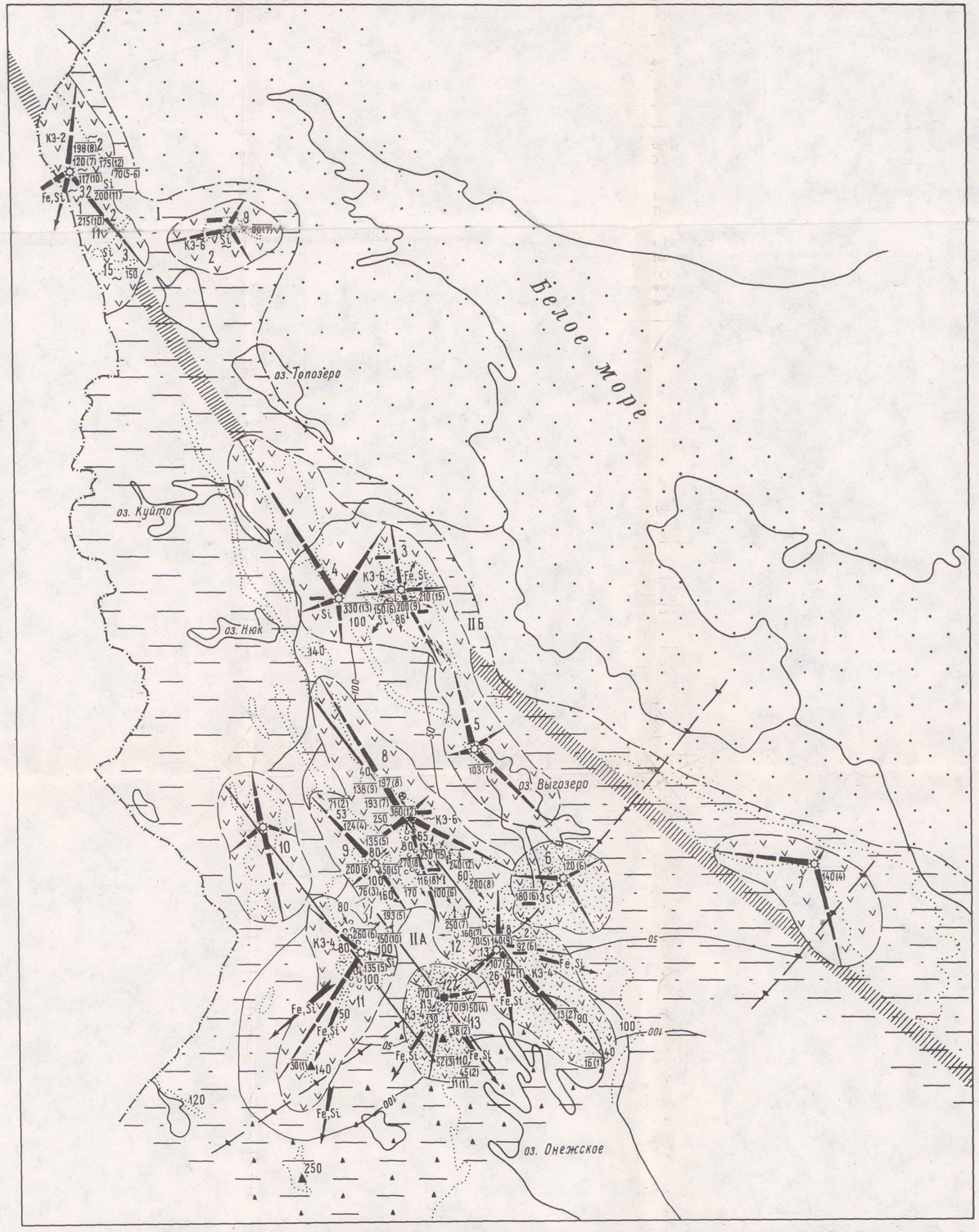


Рис. 8. Палеовулканологическая схема среднеятулийской фазы вулканизма ятулийского вулканического комплекса Карелии. Составили А.П. Светов, А.И. Голубев.

Вулканические области: I – Северо-Карельская, II – Карельская. Вулканические районы: IIА – Центрально-Карельский; IIБ – Восточно-Карельский. Вулканические зоны: 1 – Куолаярвинская; 2 – Кукасозерская; 3 – Лехтинская; 4 – Саповаарская; 5 – Надвоицкая; 6 – Выгозерская; 7 – Ветреного Пояса; 8 – Сегозерская; 9 – Селецкая; 10 – Воломская; 11 – Чинозерская; 12 – Медвежьегорская; 13 – Гирвасская. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

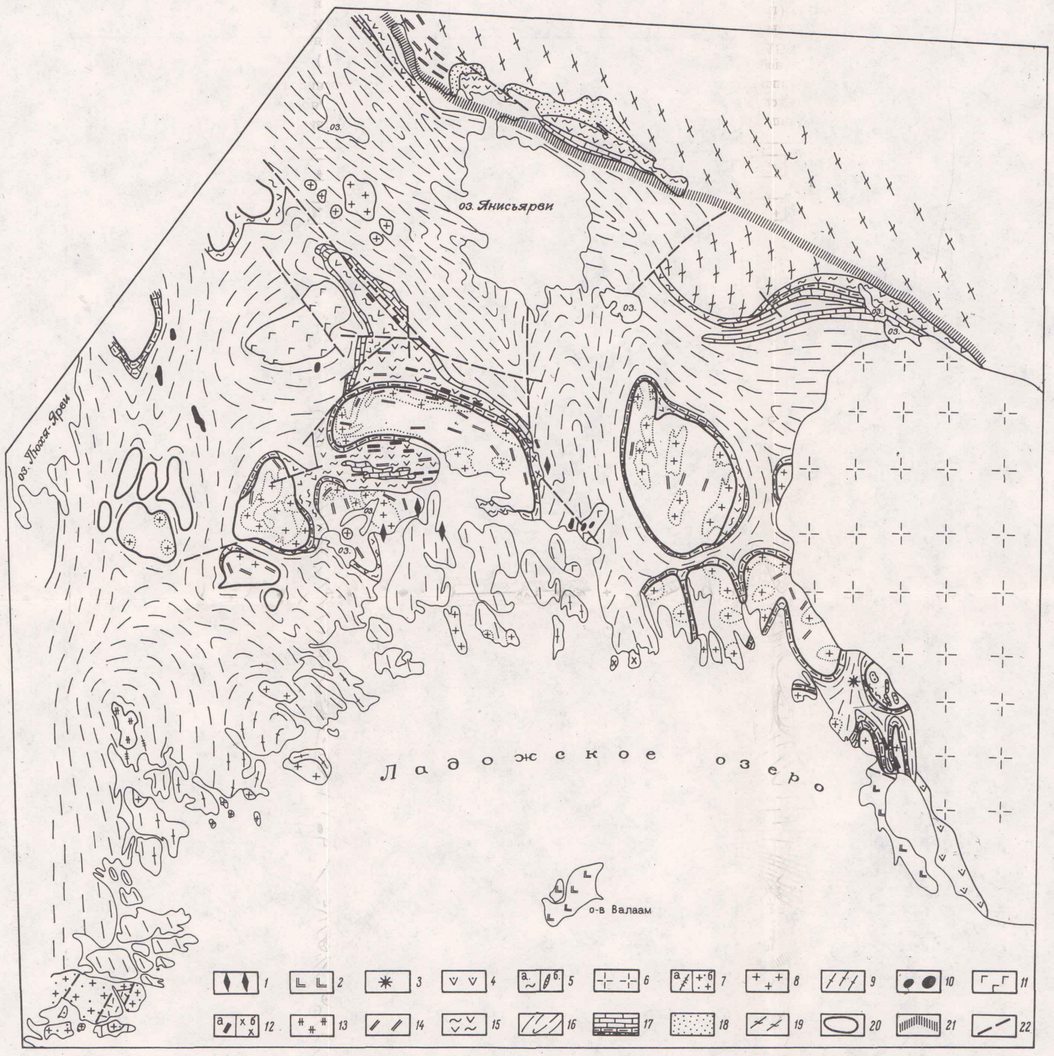


Рис. 16. Схема магматических формаций Ладожского геоблока. Составили А.И. Голубев, А.П. Светов, Л.П. Свириденко с использованием опубликованных материалов ПГО „Севзапгеология".

1–4 – толеит-базальтовая формация (салминский вулканический комплекс) (1 – дайки гиалобазальтов (сортавалиты); 2 – габбро-долериты; 3 – габбро-долериты Хопунваарского некка; 4 – базальты); 5 – формация онгонитов и литий-фтористых гранитов (а – туффизиты, б – литий-фтористые граниты); 6 – формация гранитов рапакиви; 7 – гранитовая формация (а – зональные жилы, б – граниты); 8, 9 – свекокарельская мигматит-гранитовая формация (8 – неперемещенные плагиомикроклиновые граниты; 9 – автохтонные микроклин-плагиоклазовые граниты и плагиогранитоиды, диорито-гнейсы, гранито-гнейсы (бластиты)); 10 – перидотитовая формация; 11–13 – габбро-плагиогранитная формация (11 – габбро, 12а – дайки плагиогранитов, плагиопорфиров и фельзитов; 12б – плагиограниты; 13 – чарнокиты); 14, 15 – толеит-базальтовая формация (14 – дайки амфиболизированного габбро; 15 – нерасчлененные базальты и габбро-долериты); 16 – осадочные породы ладожской серии; 17 – терригенно-карбонатные и карбонатные породы сорта- 19 – мигматит-граниты Карельского геоблока; 20 – гранито-гнейсы купольных структур; 21 – зона сочленения Карельского и Ладожского геоблока; 22 – разломы.

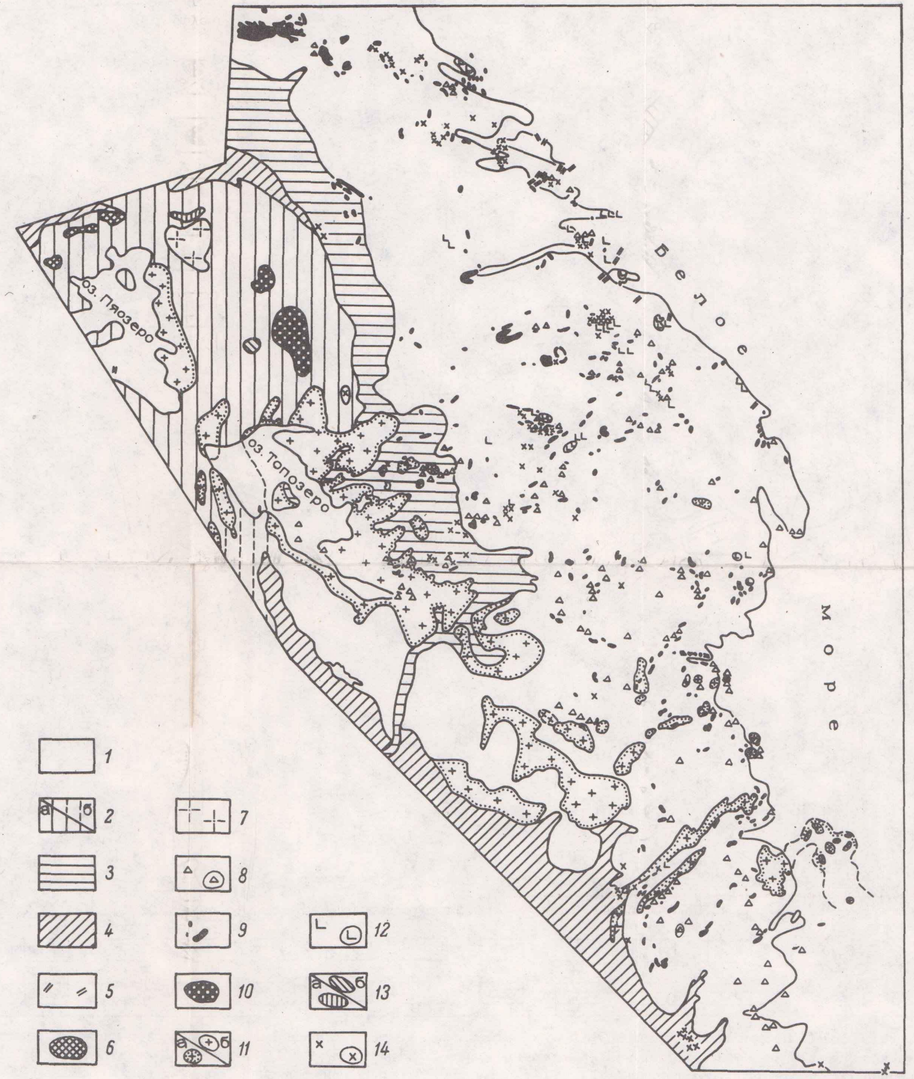


Рис. 19. Схема интрузивных образований Беломорского геоблока. Составил В.С. Степанов.

1 – поля развития беломорских супракрустальных образований; 2 – граниты, гранодиориты, кварцевые диориты Пяозерского блока (а) и гнейсо-граниты, граниты и их мигматиты фундамента карелид (б); 3 – предполагаемое поле развития лопийских образований; 4 – поля развития лопийских и нижнепротерозойских образований; 5 – дайки щелочных порфиритов; 6 – Елетьозерский и Тикшеозерский массивы щелочно-ультраосновных пород; 7 – Койгерский массив гранитов; 8 – комплекс метапорфиритов-гранатовых габбро; 9 – комплекс лерцолитов-габбро-норитов; 10 – массивы Оланг-ской группы перидотит-габбро-норитовой формации; 11 – чарнокитовые граниты и гранодиориты (а) и гиперстеновые плагиограниты-кварцевые диориты (б); 12 – комплекс габбро-анортозитов; 13 – габбро-нориты Кундозерского (а) и амфиболовые габбро, амфиболиты Окуневогубского (б) массивов; 14 – комплекс ультрабазитов и гипербазиты лопия.

3р. 60к.

4367