МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ТЕРРИТОРИИ СССР

2
КНИГА

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ТЕРРИТОРИИ СССР

3374

2 КНИГА

МАГМАТИЗМ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Москва · Недра · 1980

УДК [(552.3+55).24) : 551.71/.72](47+57)

Магматические формации раннего докембрия территории СССР. В 3-х книгах. Книга 2. Магматизм подвижных поясов раннего докембрия.— М., Недра, 1980. 283 с.

В монографии на основе разработанных понятий и принципов формационного анализа магматогенных и ультраметагенных образований в пределах древнейших систем на территории СССР выделяются главные типы формаций от ультраосновного до кислого состава. Дана общая классификация формаций, свойственных трем последовательным историко-геологическим этапам развития континентальной земной коры в раннем докембрии: прогеосинклинальному (книга 1), протогеосинклинальному (книга 2) и этапу стабилизации древних платформ (книга 3). Для каждой формации приводятся геолого-структурная, петрографическая и петрохимическая характеристики; определено ее место и время проявления в истории структурного развития коры.

Рассмотрена эволюция раннедокембрийского магматизма в целом, подчеркиваются его особенности, корообразующая роль, минерагенические черты; приведено его сопоставление с магматизмом неогея.

Книга 2 посвящена характеристике раннедокембрийских магматогенных и ультраметагенных формаций протогеосинклинального этапа развития земной коры. Обсуждаются вопросы генезиса формаций, их металлогении, а также значение плутонических процессов в формировании раннедокембрийской земной коры.

Монография рассчитана на геологов, петрографов и петрологов.

Табл. 31, ил. 48, список лит.— 277 назв.

Редакционная коллегия:

К. А. Шуркин (гл. редактор), *Д. П. Виноградов* (секретарь), *Ф. П. Митрофанов, В. М. Шемякин*

Ответственные редакторы книги 2:

Ф. П. Митрофанов, К. А. Шуркин

М $\frac{20805-264}{043(01)-80}$ 373—80 1904020000

© Издательство «Недра», 1980

ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга 2 посвящена характеристике большой группы магматических формаций раннего докембрия территории СССР. Здесь рассматриваются магматогенные и ультраметагенные образования протогеосинклинального этапа развития континентальной земной коры. Эта группа в общем эволюционном ряду докембрийских формаций следует за формациями начального — прогеосинклинального этапа, которые охарактеризованы в книге 1. В ней также рассмотрены принципы и методы формационного анализа докембрийских магматических образований, определены понятия, используемые и в данной книге, сказано о методах обобщения петрохимических данных. Наконец, там же приведена общая классификация магматогенных и ультраметагенных формаций раннего докембрия, включая и характеризуемые ниже.

В соответствии с принятым авторским планом для всех книг монографии описанию комплексов и формаций предпослан обзор геотектонических черт строения и развития первичных (прото) геосинклинальных систем материкового и окраинного типов. Протогеосинклинальный этап развития континентальной земной коры, как он понимается авторами, охватывает интервал времени приблизительно от 3000 до 2400 млн. лет, однако в отдельных структурах он, видимо, может продолжаться до 1800—1900 млн. лет. В рамках современной стратиграфической шкалы докембрия СССР это поздний архей и ранний протерозой.

В книге 2 приведено описание конкретных комплексов 12 типов формаций, производных магматических расплавов разных глубин образования и внутрикоровых ультраметагенных процессов. Главными критериями формационной типизации комплексов являются: структурное и геоисторическое положение, вещественный состав, генетическая характеристика. При этом мы исходим из того положения, что многие раннедокембрийские ассоциации, особенно гранит-мигматитовые, следует считать когенетичными с метаморфическими породами рамы. Вследствие этого их связи с определенными типами структур и процессов гораздо более тесные, чем для магматических пород позднего докембрия и фанерозоя, и для их формационной типизации необходимы тектонические и генетические элементы.

Безусловно, не все конкретные комплексы и ассоциации описаны в книге 2 одинаково. Авторы отдельных разделов часто обращают внимание читателя на те или иные особенности характеризуемых пород и процессов. Это относится особенно к тем комплексам и формациям, которые были описаны в других публикациях авторов [158, 176, 232, 235 и др.].

В заключительной части книги рассмотрены общие геологические и петрогенетические черты и специфические особенности развития магматизма раннедокембрийских подвижных поясов, обсуждается проблема значимости магматических образований в формировании палеокоры одного из древнейших этапов развития Земли.

Монография является коллективным трудом. Вклад каждого из соавторов отражен в оглавлении. Научная редакция книги 2 принадлежит Ф. П. Митрофанову (породы кислого состава) и К. А. Шуркину (породы основного и ультраосновного состава). Библиография составлена Д. П. Виноградовым. Систематика петрохимических данных по гранитоидным формациям осуществлялась Т. Ф. Зингер и Е. И. Кравцовой, по формациям основного состава — Е. В. Шарковым и В. В. Сидоренко.

ГЛАВА I

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

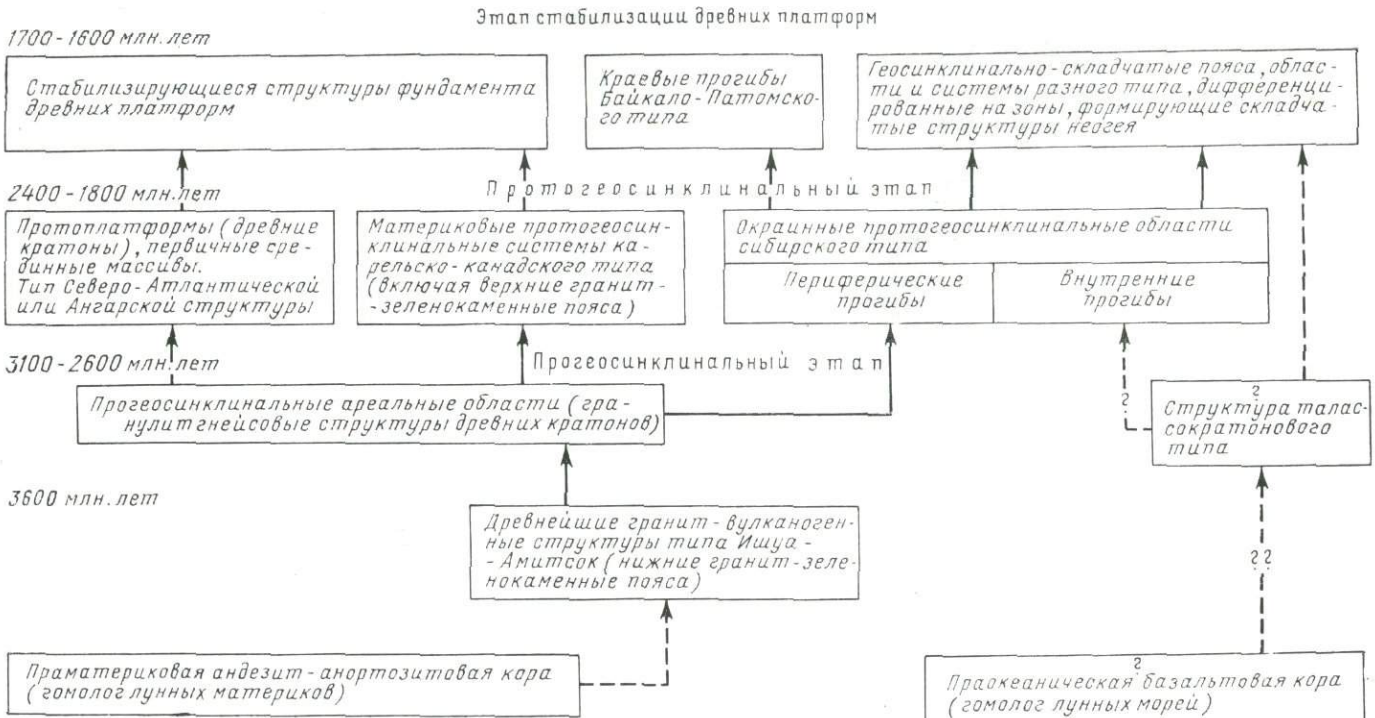
Собственно архейский прогеосинклинальный этап развития континентальной земной коры завершился относительной консолидацией древнейших складчатых систем. Об этом сейчас можно судить лишь по ряду косвенных признаков, таких как структурные и метаморфические несогласия в основании протогеосинклинальных комплексов. Примером этого является структурная и метаморфическая самостоятельность Алдано-Анабарской системы по отношению к Олекмо-Становой [245] и к Удоканской. Гораздо реже в основании протогеосинклинальных толщ устанавливаются базальные конгломераты с галькой глубинных метаморфических и магматических пород. Примеры их, не вполне бесспорные, известны на Балтийском щите [56, 205, 219] и в Сибири [128]. Из магматических пород стадию стабилизации прогеосинклинальных гранулитовых структур фиксируют только лейкократовые чарнокиты (аляскиты) и жильные базиты, но нигде пока не выявлены наиболее типичные для стабильных структур щелочные породы раннеархейского возраста.

Для протогеосинклинального этапа развития земной коры, охватывающего поздний архей и ранний протерозой (приблизительно от 3000 до 1800 млн. лет), могут быть выделены как относительно стабильные структурные элементы — протоплатформы (кратоны) и первичные срединные массивы, так и мобильные протогеосинклинальные системы (табл. 1).

Стабильные структуры включают крупную Ангарскую или Алдано-Анабарскую протоплатформу, которая послужила ядром будущей Сибирской платформы, и многочисленные массивы фундамента Русской платформы, такие как Беломорский, Приднепровский, Бугско-Днестровский, Средне-Волжский и др. [200]. Эти структуры во многом отличны от платформ и срединных массивов неогея. Как и последние, они разделяли мобильные области и определяли их расположение, конфигурацию и простирание, однако в большинстве случаев они, по-видимому, не являлись постоянными областями размыва, часто служили фундаментом (мобильной инфраструктурой) прогибов и характеризовались интенсивной складчатой и метаморфической переработкой в условиях высоких степеней метаморфизма (до амфиболитовой фации) вплоть до образования в них реоморфизованных гранито-гнейсовых куполов и мигматит-плутонов [242]. Даже наиболее стабильный из них Алданский блок протоплатформы подвергался интенсивной глубин-

Таблица 1

Схема структурного развития земной коры раннего докембрия



ной активизации с широким развитием процессов гранитообразования.

На примерах южной части Алдано-Анабарской протоплатформы и западного края Беломорского массива устанавливается, что эти структуры ограничивались глубинными разломами. С направлением разломов совпадает простирание сохранившихся структур протогеосинклинальных систем, представляющих по характеру строения и развития прототипы геосинклинальных структур неогея.

Мобильные протогеосинклинальные системы по соотношению со «стабильными» структурами, по расположению, строению и развитию могут быть разделены на два типа: «окраинные» и «материковые» [140, 240].

В Сибири протогеосинклинальные области в основном окаймляли Алдано-Анабарскую протоплатформу. В этих окраинных мобильных структурах Становика, Забайкалья, Восточного Саяна, Енисейского кряжа прогеосинклинальный сиалический фундамент устанавливается повсеместно только в периферических, прилегающих к протоплатформе зонах. В более удаленных от протоплатформы прогибах встречаются лишь отдельные блоки этого фундамента.

В европейских регионах СССР Карельская, Кольская, Свекофенская, Белорусская и другие протогеосинклинальные системы своей сложно извилистой сетью расчленяли на многочисленные массивы прогеосинклинальный фундамент и в своих краевых частях несомненно имели сиалическое основание. К этому типу протогеосинклинальных систем, названному «внутриматериковым» или «внутриконтинентальным», кроме перечисленных, относятся также структуры олондинско-удоканского типа Сибири [107] и такие известные в мировой литературе раннедокембрийские структуры, как «гранит-зеленокаменные пояса» [5, 63].

В последние годы получили широкое распространение представления о «гранит-зеленокаменных поясах», как о структурах типичных для архея с характерным «купольным» строением гранитоидных полей, разделяемых синклинальными структурами, выполненными вулканитами и граувакками, обычно слабометаморфизованными. Согласно А. Гликсону [261, 262], эти структуры подразделяются на древнейшие — первичные или нижние гранит-зеленокаменные пояса с возрастом вулканитов более 3,5 млрд. лет и более молодые — вторичные или верхние, формировавшиеся в интервале 3,3—2,6 млрд. лет. Лучшими примерами последних являются «гранит-зеленокаменные пояса» киватинского типа Канады.

Отличительной чертой верхних поясов является базит-андезит-риолитовый состав зеленокаменных толщ. Ультрамафиты, если здесь и присутствуют, то играют резко подчиненную роль, в то время как в нижних поясах они очень характерны. А. Гликсон подчеркивает, что, закладываясь на относительно кратонизированной, испытавшей гранитизацию коре, пояса в дальнейшем эво-

люционируют в линейные троги с соответствующими изменениями тектонического режима, с развитием сложноскладчатых деформаций, регионального метаморфизма в вулканитах и реоморфизма гранитоидного фундамента. Вулканиты сопровождаются субвулканическими комагматами (силлы, дайки, штоки) и заключают в качестве прослоев кварциты, сланцы, железорудные образования, карбонатные породы, образующие в целом вместе с вулканогенными составляющими толщи мио- и эвгеосинклинального характера. Региональные метаморфические преобразования пород обычно зональны — от зеленосланцевой до амфиболитовой и даже гранулитовой фации в наиболее мобильных зонах.

На территории СССР, как аналоги «гранит-зеленокаменных поясов», описываются Центрально-Карельская структура [34, а; 116], представленная породами бергаульской серии с возрастом метаморфизма до 3,0 млрд. лет, и Днепровская структура на Украинском щите [80], где вулканиты конкско-верховцевской серии имеют возраст около 3,1—3,0 млрд. лет.

Структуры «гранит-зеленокаменных поясов», по нашему мнению, являются лишь разновидностями протогеосинклинальных структур. Они относятся к материковому типу последних. Выделяя еще и окраинные протогеосинклинальные области, мы намечаем переходы к типам геосинклинальных систем неогея — «внутриконтинентальным» и «окраинным — талассогеосинклиналям» [202], к основным стадиям развития последних («океаническая», «переходная» и «континентальная» стадии) [143]. Отсюда появляется возможность использования новейших геотектонических идей при изучении раннедокембрийских структур.

В одном из первых опытов такого рода А. М. Лейтес и В. С. Федоровский [107] для всех структур раннего докембрия юга Сибири намечают только один сквозной путь развития — от океанической коры к континентальной земной коре. В нашей интерпретации тектоники раннего докембрия структуры с сиалической корой существовали с самого начала геологической истории Земли. Соответственно окраинные протогеосинклинальные пояса могли развиваться в области сочленения талассократоновых и материковых плит, а «внутриконтинентальные» в зонах раздвига материковых плит.

Для всех геологических образований протогеосинклинального этапа характерна структурно-фациальная зональность мобильных областей. Так, в Олекмо-Становой области выделяются зоны карбонатно-терригенного и вулканогенного осадконакопления [137], а в карелидах устанавливаются внутренние геоантиклинальные поднятия, внутренние и краевые прогибы с вулканогенно-хемогенными (железорудными) и вулканогенно-терригенными (сульфидно-сланцевыми) формациями различного вещественного состава.

Складчатые структуры протогеосинклиналей во многом зависят от степени регионального метаморфизма пород и от поведения комплекса основания (фундамента). В них наряду с крупными линейными и дугообразными складчатыми системами присутству-

ют куполовидные диапирового типа структуры. В общем случае наблюдается сочетание линейных структур верхней части супраструктуры и глыбово-куполовидных структур, захватывающих реоморфизованный комплекс основания (инфраструктуру) и прилежащую нижнюю, высокометаморфизованную часть супраструктуры.

В разных протогеосинклинальных областях иногда устанавливается асинхронность завершения развития. Так, на Балтийском щите протогеосинклинальные зоны карелид вступили в орогенную стадию на рубеже 2400—2300 млн. лет, а свекофеннские зоны продолжали мобильное развитие до эпохи 1800—1700 млн. лет. Стадийность формирования протогеосинклинальных структур проявлена не только в геосинклинальной и орогенной стадиях их развития, но и в возможности разделения первой на раннеинверсионный и поздне- или общеинверсионный этапы (стадии).

Для всех протогеосинклинальных систем очень характерна изменчивость регионального метаморфизма, наличие метаморфических зональностей и парных метаморфических поясов [93]. С такой дифференцированной тектонической и термодинамической обстановкой протогеосинклинального этапа хорошо увязывается разнообразие магматогенных и ультраметагенных формаций этого возраста, характеризуемое в основной части этой книги.

Наступившая в конце протогеосинклинального этапа инверсия многих подвижных поясов и их переход в разряд областей завершенной складчатости, магматизм которых описывается в книге 3, были тесным образом связаны с процессами интенсивного гранитообразования, обусловившими нарастание мощности и степени консолидации гранито-гнейсового слоя континентальной земной коры. К концу протогеосинклинального этапа в основном завершилось формирование складчатой структуры фундамента древних платформ, ставших в дальнейшем кристаллическими ядрами современных континентов. Что касается окраинных поясов, то они и после своего протогеосинклинального развития не превратились полностью в платформы, а лишь частью были преобразованы в краевые поднятия, тогда как их центральные области сохраняли мобильное состояние и в неогене. Показательными примерами этого являются байкалиды, каледониды и герциниды юга Сибири.

ГЛАВА II

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ НАЧАЛЬНОЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ (ДОСКЛАДЧАТЫЕ ФОРМАЦИИ)

Введение

Формирование протогеосинклинальных структур началось с дробления более древнего прогеосинклинального фундамента глубинными разломами, интенсивным вулканизмом, с развития трогов (рифтов?), выполняемых вулканогенными и вулканогенно-осадочными, реже терригенными образованиями разных формационных типов.

На Балтийском щите и в прилежащих к нему районах фундамента Русской плиты к протогеосинклинальным структурам относятся карелиды, на Украинском щите и в южной части Русской плиты (включая Воронежскую антеклизу) — саксаганиды. По мнению большинства исследователей [28, 200, 220], эти структуры формировались в интервале 2600—2000±100 млн. лет и принципиально близки между собой по характеру и особенностям литогенеза, хотя и различаются строением разрезов.

На Сибирской платформе сходными структурами, по-видимому, можно считать структуры Становой системы (становиды), возраст которых по радиологическим и геологическим данным определяется как позднеархейский [40], а также Тукурингрскую систему и отдельные структурные зоны складчатого обрамления Сибирской платформы, формировавшиеся в раннем протерозое [200].

Степень изученности инициального магматизма названных структур не одинакова. Наиболее детально исследованы в формационном отношении вулканиты карелид Балтийского щита, где в настоящее время выделяется целый ряд вулканогенных и осадочно-вулканогенных комплексов. Этот регион может быть признан в качестве опорного для формационного анализа протогеосинклинального вулканизма. Менее изучены в формационном отношении вулканиты саксаганид Украины и Воронежского кристаллического массива. Сведения о протогеосиклинальных вулканитах Восточной Сибири весьма ограничены и здесь пока не осуществлено их формационное расчленение.

Вулканиты, играющие весьма заметную роль в геологических разрезах карельских образований Балтийского щита, принадлежат

лопийскому * и сумийскому комплексам, разделенным ребольской фазой складчатости. Общая инверсия карельской протогеосинклинальной области, отмеченная селецкой фазой складчатости [90, 159, 238], приводит к относительной стабилизации всех ее внутренних структур — к орогенному этапу, являющемуся переходным к платформенному режиму, сохраняющемуся с начала рифея доныне.

Такая трактовка геотектонического развития карелид лежит в основе региональной стратиграфической шкалы, принятой на Межведомственном совещании в 1971 г. [197] и взята за основу в настоящей работе.

Нужно заметить, что в последние годы наметилась тенденция выделения сумийских образований из состава геосинклинальных и объединения их с более молодыми конгломератами и вулканитами сариолийского отдела в орогенный комплекс. При этом сторонники такой точки зрения (В. А. Соколов, А. П. Светов, А. И. Голубев, В. С. Куликов и др.) рассматривают последующий комплекс пород (ятулий, суйсарий, вепсий) как платформенный.

С позиций магматизма такое понимание геотектонического развития карелид не находит подтверждения, поскольку характер гранитоидного магматизма сумийского времени по совокупности признаков не принадлежит к орогенному [158], а комплексы сумийских основных магматогенных пород, как будет сказано ниже, по своим геолого-петрохимическим особенностям стоят значительно ближе к породам лопийской группы, чем к ятулийским и сариолийским, не говоря уже о вепсских.

В карелидах Карелии вулканиты лопия, принадлежащие к образованиям начальной стадии развития карельской протогеосинклинальной области, стратиграфически связаны с тикшозерской, гимольской, парандовской, бергаульской, хаутоварской и ялонварской сериями. На Кольском полуострове к этой же группе, следуя П. М. Горяинову [52], В. М. Чернову, М. М. Стенарю [220] и другим, по-видимому, необходимо относить метавулканиты оленегорской железорудной толщи и, вероятно, серии колмозеро-воронья [205], а также, возможно, некоторые существенно вулканогенные комплексы тундровой серии.

Каждая из перечисленных серий и толщ приурочена к своей пространственно обособленной структурно-формационной зоне. Согласно данным В. И. Робонена и В. М. Чернова [163], литолого-стратиграфический анализ раннепротерозойских прогибов Карелии показывает, что выполняющие их суперкрустальные образования на 90—95% сложены вулканогенными отложениями (лавы, пирокласты) и лишь 5—10% всего объема пород представлены

* В мае 1977 г. на Межведомственном совещании по стратиграфии докембрия лопий признан верхним отделом архея на том основании, что соответствующие лопию комплексы супракрустальных пород прорываются гранитами с возрастом 2600±100 млн. лет. Однако это обстоятельство не меняет формационной принадлежности этих комплексов, в том числе рассматриваемых здесь вулканитов, к протогеосинклинальным образованиям *(прим. ред.)*.

вулканогенно-осадочными, реже только осадочными породами, включая туффиты и хемогенные образования.

Здесь нет необходимости специально останавливаться на описании разрезов вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ по отдельным структурным зонам. Этому посвящены многочисленные работы, в том числе монографические, в большинстве цитируемые ниже при формационной характеристике лопийских вулканитов. Важно, однако, подчеркнуть общую их особенность, состоящую в исключительно сложной дислоцированности пород и их региональном метаморфизме в условиях амфиболитовой, местами в гранулитовой, часто в эпидот-амфиболитовой или зеленосланцевой фациях. Нередко имеет место ультраметаморфизм, приводящий к мигматизации и гранитизации метавулканитов. Все это чрезвычайно затрудняет как внутреннюю стратификацию, так и возрастную корреляцию лопийских вулканических образований, определение первичной природы кристаллических сланцев и гнейсов, испытавших глубокий метаморфизм. Именно этими обстоятельствами обусловлены существующие разноречия в выделении и наименовании формационных типов лопийских метавулканитов.

В настоящее время в региональной литературе фигурирует большое число названий вулканогенных формаций лопия, выделяемых на территории Карело-Кольского региона, а именно: последовательно-дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая, спилит-диабазовая (базальтовая), лептитовая [164]; лептит-сланцевая, лептит-порфировая, спилит-кератофировая [141]; андезит-дацитовая, андезит-базальт-дацитовая, липарит-дацитовая [164]; пикритовых порфиритов [97]; вулканогенно-железисто-кремнистая, терригенно-диабаз-порфировая [201]; андезит-диабазовая осадочно-вулканогенная [127]; диабазовая [153], сланцево-лептитовая железисто-кремнистая, лептит-порфировая железисто-кремнистая, спилит-диабазовая железисто-кремнистая [163] и др.

Нетрудно заметить, что весь набор наименований, взятых в целом, по существу соответствует «спилит-кератофировой группе формаций» Ю. А. Кузнецова [95], принадлежащих к собственно геосинклинальному этапу развития подвижных зон неогея. Позднее в составе этой группы В. Н. Москалевой и Е. Т. Шаталовым [129] обосновано выделение предполагаемых еще Ю. А. Кузнецовым формаций спилит-диабазовой и кератофир-спилит-диабазовой, а также вновь названа «формация базальтовых и андезитовых порфиритов».

Анализ современного материала по метавулканитам лопия Карело-Кольского региона, проведенный с учетом принципиальных положений формационной типизации магматических пород, изложенных в книге 1, приводит к выводу о целесообразности выделения серии более или менее синхронных вулканических формаций, развитых либо самостоятельно, либо совместно в пространственно изолированных прогибах начальной стадии развития ранних карелид. Это следующие формации: спилит-диабазовая, лептитовая

(метадацит-липаритовая), дацит-андезит-базальтовая (спилит-кератофировая).

Более дробное формационное деление представляется излишним, ибо уровень изученности лопийских метавулканитов еще не позволяет при анализе конкретных разрезов расчленять эти глубокометаморфизованные и часто не стратифицированные образования по признаку их связи с разными по глубинности и характеру развития магматическими очагами, т. е. по принадлежности к разнотипным формациям. В этой связи нельзя не вспомнить указания Ю. А. Кузнецова, подчеркнувшего большую сложность определения объемов и границ вулканогенных комплексов вследствие изменчивости их состава, отражающей эволюцию магматического очага, и фациальной изменчивости толщ по латерали и вертикали. Ю. А. Кузнецов [95, с. 9] считает, что по указанным причинам «выделение большого количества формационных типов для подобных ассоциаций не имеет большого смысла и придется мириться с крайней неустойчивостью породного состава и условностью границ между укрупненными формационными типами». Так именно обстоит дело и в нашем случае, причем из-за такой неопределенности проистекают большие затруднения с выбором названий формаций, поскольку в каждой из трех вышеуказанных встречаются петрографически одинаковые породы, но только в количественно различных соотношениях. Так, в первой главная роль принадлежит метабазитам, во второй — лептитам, в третьей — все названные породы присутствуют в относительно равных количествах. Вторая формация, кроме того, обогащена железными рудами (джеспилиты), а третья — колчеданными.

Аналогичные типы инициальных вулканогенных формаций протогеосинклинального этапа известны в саксаганидах Воронежского массива и Украинского щита, в становидах и тукурингридах Восточной Сибири.

Переходя к характеристике выделяемых формаций вулканогенных пород, следует сказать об их возрастном положении. Геологический возраст серий, свит, толщ, в которых непосредственно участвуют доскладчатые вулканиты спилит-диабазовой, лептитовой и дацит-андезит-базальтовой (спилит-кератофировой) формаций, определяется при сохранении первичных стратиграфических контактов тем, что они подстилаются породами более древнего фундамента и несогласно перекрываются через конгломераты и кору выветривания более молодыми осадочно-вулканогенными комплексами. Несмотря на то что в большинстве структур толщи инициальных вулканитов протогеосинклинального этапа имеют тектонические контакты с окружающими комплексами, всегда устанавливается более высокое их структурное положение относительно фундамента — они составляют второй структурный этаж в пределах материковых протогеосинклинальных зон карелид — саксаганид. В отношении комплексов вулканитов, локализованных в окраинных структурных зонах, например в складчатом обрамлении Сибирской протоплатформы, можно заметить, что их возрастные

соотношения с более древними образованиями прогеосинклинального этапа устанавливаются на основании структурно-метаморфических критериев.

Изотопные датировки инициальных вулканитов протогеосинклинального этапа, приводимые ниже при их описании, указывают лишь время наложенного метаморфизма, но не время их формирования, что читателю следует иметь в виду.

Спилит-диабазовая формация

Породы спилит-диабазовой формации развиты в Карелии (Кукасозерско-Тикшозерская и Маньгинско-Совдозерская структурные зоны, соответствующие тикшозерскому и гимольскому комплексам) и на Украинском щите (Криворожско-Кременчугская полоса саксаганид). К этой же формации, возможно, могут быть отнесены основные метавулканиты некоторых толщ тундровой серии (Корва-тундра, Алареченская структурная зона и ряд других) Кольского п-ова.

ТИКШОЗЕРСКИЙ И ГИМОЛЬСКИЙ КОМПЛЕКСЫ

Тикшозерский комплекс образует мощную (до 1600 м) нижнюю вулканогенную толщу кукасозерской свиты и слагает часть разрезов вышележащей ириногорской свиты.

В составе нижней толщи главную роль играют амфиболиты, амфиболовые и биотит-амфиболовые сланцы. Подчиненным развитием пользуются метадиабазы, диабазовые метамандельштейны и метапорфириты, их туфы и туфобрекчии. Все эти породы в разрезе перемежаются друг с другом и с первично-осадочными отложениями в виде отдельных пластов мощностью в несколько метров и пачек в десятки, реже сотни метров. Степень метаморфизма их варьирует от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой, в отдельных участках до амфиболитовой фации с типичной минеральной ассоциацией: роговая обманка+андезин. Тесная перемежаемость зеленых сланцев и амфиболитов с метадиабазами, их взаимные переходы, присутствие в сланцах реликтов миндалекаменных текстур и близость химического состава с составом основных эффузивов позволяют относить амфиболиты и сланцы к глубокоизмененным вулканитам основного состава. В. И. Робонен (устное сообщение) предполагает весьма вероятную принадлежность биотитовых гнейсов и слюдяных сланцев, переслаивающихся с метабазитами, к вулканитам среднего и кислого состава, однако строгих доказательств этого пока не получено.

В составе ириногорской свиты вулканиты спилит-диабазового комплекса пользуются незначительным распространением. Они представлены амфиболовыми и биотит-амфиболовыми сланцами, сосредоточенными в нижней части разреза, аналогичными по составу и текстурно-структурным особенностям кукасозерским ортосланцам и ортоамфиболитам.

Вулканогенные породы гимольского комплекса локализованы в прогибах Западно-Карельской структурно-фациальной зоны, где они отмечаются во всех прогибах и, скорее всего, составляют метабазитовую часть разреза. Эти породы представлены здесь лавами и отчасти туфами основного состава, метаморфизованными в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях. Метадиабазы, диабазовые метамандельштейны и метапорфириты и развивающиеся по ним амфиболовые, биотит-амфиболовые сланцы и амфиболиты слагают покровы (пласты) мощностью от 50 до 100 м с прослоями (2—3 м) туфов того же состава. Эти породы перемежаются с маломощными залежами железистых кварцитов и пластами сульфидоносных графитистых сланцев. Общая мощность вулканогенно-осадочной толщи достигает 1000 м. В. И. Робонен и В. М. Чернов [163] относят описанные породы к спилит-диабазовой кремнисто-железистой формации.

Из приведенной краткой геологической характеристики лопийских комплексов Карелии виден одинаковый набор различно метаморфизованных вулканитов, входящих в состав разных серий. Это позволяет дать их обобщенное петрографическое описание.

Метадиабазы, диабазовые метамандельштейны и метапорфириты обладают мелкозернистым строением, бластоофитовой или бластопорфировой структурой с вкрапленниками олигоклаза (Ап около 30%). Текстура их обычно миндалекаменная. В метамандельштейнах количество миндалин иногда превышает 50% объема породы. Миндалины эллипсоидальной формы, растянутые по сланцеватости, выполнены кварцем, эпидотом или кальцитом. Главные минералы основной массы представлены: альбитом (Ап 5—7%), альбит-олигоклазом (Ап 15—17%), обыкновенной роговой обманкой с развивающимися по ней куммингтонитом, биотитом или хлоритом. Второстепенные минералы: кварц, эпидот, магнетит, сфен.

Метатуфобрекчии состоят из деформированных обломков диабазов, сцементированных мелкозернистой биотит-амфиболовой массой. Размер обломков, ориентированных обычно параллельно сланцеватости породы, варьирует от 5 до 20 см по длинной оси.

Амфиболовые, биотит-амфиболовые ортосланцы и амфиболиты имеют гранобластические, нематобластические, иногда порфиробластические структуры, сланцеватые или массивные текстуры. Широкие вариации в количественных соотношениях главных минералов, слагающих эти породы, обусловливают появление большого количества их минеральных разновидностей: роговообманковых, биотит-роговообманковых, пироксен-роговообманковых, амфибол-эпидотовых и др. Главные минералы представлены роговой обманкой (f=30—50 мол. %), часто актинолитом или куммингтонитом, плагиоклазом, варьирующим по составу от альбит-олигоклаза (Ап 15—20%) до андезина (Ап 45%), биотитом и эпидотом. Второстепенные минералы: кварц, хлорит, кальцит, гранат. Изредка встречается диопсид. Акцессорные: сфен, магнетит, апатит. В порфиробластических разновидностях этих пород в порфиробластах обычны биотит и амфибол, изредка гранат — альмандин.

Среди амфиболовых сланцев часто встречаются разновидности с отчетливо слоистой текстурой, которые, по-видимому, представляют собой метаморфизованные слоистые туфы основного состава. В тесной ассоциации с ними встречаются амфибол-эпидотовые и эпидот-амфиболовые сланцы с реликтами «шаровой» и «пятнистой» текстур [28]. Для них характерно наличие округлых и линзовидных обособлений кварц-эпидотового и амфибол-эпидотового состава, количество которых достигает 60%. Эти обособления, вероятно, являются реликтами шаровой и миндалекаменной структур диабазов, по которым образовались сланцы.

В петрохимическом отношении (табл. 2) описанные метавулканиты лопия представляют собой толеитовые базальты, приближающиеся по составу к траппам древних платформ и отличающиеся от среднего базальта (по Р. Дэли) более низким содержанием магния и железа, более низкой щелочностью, пониженным содержанием титана и в целом более низкой глиноземистостью (рис. 1). Ближе всего по этим параметрам к среднему базальту стоят метавулканиты тикшозерского комплекса. Судя по большинству анализов, породы характеризуются низкой степенью окисленности железа и его преобладанием над магнием. Среди щелочей отмечается резкое преобладание натрия. Следует подчеркнуть, что по химизму только отдельные пробы из исследованных выборок приближаются к составу спилита, в большинстве же изученных пород содержание титана, железа и натрия существенно ниже содержаний, характерных для спилитов и для среднего базальта.

Субвулканическая фация во всех комплексах представлена пласто- и линзообразными согласными телами, реже дайками метагаббро-диабазов, обычно преобразованных в габбро-амфиболиты. Наиболее широким распространением эти интрузии пользуются в Кукасозерско-Тикшозерской структурной зоне. Мощность интрузивных тел колеблется от 50 до 150 м при протяженности до 2—6 км. По минеральному составу среди габбро-амфиболитов выделяются разновидности, обогащенные амфиболом (80—85%) или полевым шпатом (30—40% плагиоклаза). И те и другие обладают порфиробластической структурой с нематобластической структурой основной ткани. В полевошпатовых амфиболитах наблюдаются реликты габбро-офитовой структуры. Главные минералы амфиболитов представлены роговой обманкой ($f=50$ мол. %) и андезином (An 40—45%). Изредка в метагаббро-диабазах сохраняются первичные лабрадор (An 50%) и гиперстен. Второстепенный минерал амфиболитов — кварц, акцессорные — сфен, апатит.

По химическому составу (см. табл. 2) эти породы в целом очень близки к метавулканитам, от которых их отличает несколько повышенная магнезиальность ($MgO=7{,}3\%$ при 6,9% в вулканитах) при несколько повышенном содержании CaO и пониженном — щелочей.

Металлогеническая специализация описанных вулканитов — железорудная окисно-кремнистого типа (железистые кварциты и амфиболиты) и пирит-пирротиновая (колчеданная).

3374

Таблица 2

Химический состав пород спилит-диабазовой формации

Компоненты	Тикшозерский комплекс			Гимольский комплекс			Среднее по 3 и 6 графам	Саксаганский комплекс					Габбро-амфиболиты (субвулканические интрузии Карелии)		
	Базиты			Базиты				Базиты			Андезиты	Среднее по комплексу			
	Составы, крайние по SiO_2		Среднее	Составы, крайние по SiO_2		Среднее		Составы, крайние по SiO_2		Среднее	Среднее		Составы, крайние по SiO_2		Среднее
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	48,57	53,74	51,09	45,25	52,67	49,28	50,18	50,03	53,60	52,01	56,15	53,39	47,39	49,60	48,05
TiO_2	0,92	0,88	0,92	1,32	0,88	1,21	1,06	1,23	0,67	0,97	0,97	0,97	0,83	1,61	0,96
Al_2O_3	15,61	15,00	15,33	14,99	14,33	14,43	14,88	14,42	15,08	14,88	14,04	14,60	18,06	14,28	15,00
Fe_2O_3	2,50	2,68	2,14	1,75	2,23	2,38	2,26	2,18	1,40	2,33	2,78	2,48	0,21	3,45	2,32
FeO	10,78	7,53	9,44	13,14	9,09	10,28	9,86	11,52	7,13	8,58	8,37	8,51	10,85	9,42	10,53
MnO	0,08	0,22	0,19	0,18	0,31	0,24	0,21	0,18	0,12	0,13	0,18	0,15	0,20	0,25	0,22
MgO	7,04	6,77	6,90	8,87	6,80	6,51	6,70	6,56	6,95	6,57	4,48	5,87	6,62	6,89	7,31
CaO	11,15	5,90	9,03	8,31	9,99	10,21	9,62	11,02	7,95	9,08	6,04	8,07	12,25	9,54	11,18
Na_2O	2,56	4,00	2,87	2,92	1,75	2,19	2,53	1,98	4,52	3,17	4,04	3,46	1,50	2,47	2,09
K_2O	0,35	1,80	0,67	0,10	0,20	0,35	0,51	0,69	0,55	0,96	0,99	0,97	0,25	0,25	0,25
П. п. п.	1,66	1,31	1,41	3,62	2,25	2,92	2,19	0,40	2,46	1,32	1,96	1,53	2,21	1,54	2,09
Сумма	100,22	99,73	100,00	100,61	100,50	100,00	100,00	100,21	100,43	100,00	100,00	100,00	100,37	99,42	100,00
f	0,65	0,60	0,63	0,63	0,62	0,66	0,64	0,68	0,55	0,57	0,71	0,65	0,63	0,65	0,64
Fe_2O_3 : FeO	0,23	0,36	0,23	0,13	0,25	0,23	0,23	0,19	0,20	0,27	0,33	0,29	0,02	0,37	0,22
$Na_2O + K_2O$	2,91	5,80	3,54	3,02	1,95	2,54	3,04	2,67	5,07	4,13	5,03	4,43	1,75	2,72	2,34
$Na_2O/(Na_2O+K_2O)$	0,88	0,69	0,81	0,97	0,80	0,86	0,83	0,95	0,89	0,77	0,80	0,78	0,86	0,91	0,89
Количество анализов	1	1	10	1	1	10	20	1	1	12	6	18	1	1	12

1, 2 — по Н. И. Московченко и А. И. Богачеву; 4,5 — по [28]; 8, 9 11 — по [210]; 13—14 — по [19].

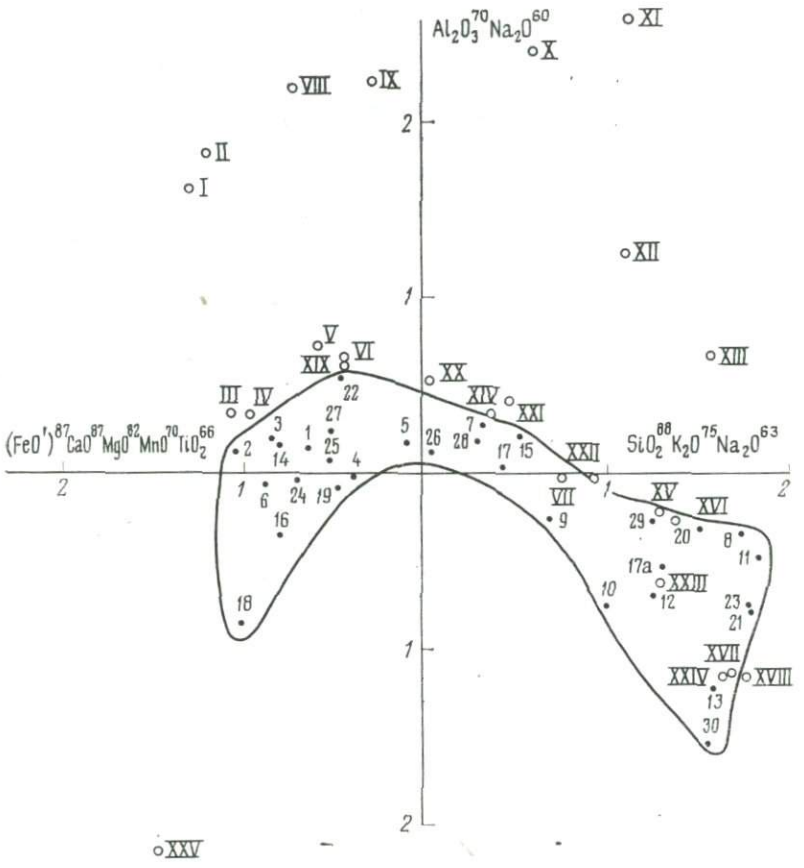


Рис. 1. Диаграмма главных компонент для эффузивных серий протогеосинклинального этапа ($FeO'=Fe_2O_3+FeO$).

Спилит-диабазовая формация: 1 — тикшозерский комплекс, базальты; 2 — гимольский комплекс, базальты; 3 — сортавальский комплекс, базальты; 4—5 — саксаганский комплекс (4 — базальты, 5 — андезиты). *Лептитовая формация:* 6—8 — оленегорский комплекс (6 — базальты, 7 — андезиты, 8 — липарит-дациты); 9—11 — гимольский комплекс (9 — андезиты, 10 — дациты, 11 — липариты); 12—13 — лебяжинский комплекс (12 — дациты, 13 — липариты). *Дацит-андезит-базальтовая формация:* 14—15 — парандовский комплекс (14 — базальты, 15 — андезиты); 16—17а — хаутоваарский комплекс (16 — базальты, 17 — андезиты, 17а — дациты); 18—21 — полмос-поросозерский комплекс (18—базальты, 19 — андезит-базальты, 20 — дациты, 21 — кварцевые кератофиры); 22—23 — *муйский комплекс* (*22* — *базальты*, 23 — кварцевые кератофиры); 24 — михайловский комплекс, базальты; 25—26 — понойский комплекс (25 — базальты, *26*— андезиты). *Липарит-андезит-базальтовая формация:* *27* — базальты; *28* — андезиты; 29 — дациты; 30 — липариты.

Средние химические составы главных типов пород. По Р. Дэли: I — спилит. По В. А. Кутолину: II — щелочные базальты океанов; III — океанические базальты; IV — траппы *древних платформ;* V — *траппы* молодых платформ; VI — базальты континентальной формации; VII — базальты андезитовой формации. По Г. Макдональду и Т. Кацуре: VIII — гавайит; IX — муджиерит; X — бермудит. По Р. Дэли: XI — лейцитофир; XII — трахиандезит; XIII — трахит; XIV — андезит; XV — дацит; XVI — кварцевый кератофир; XVII — кварцевый порфир; XVIII — липарит (риолит). По Э. Н. Эрлиху, типичные породы Курило-Камчатской провинции: XIX — базальт; XX — андезит-базальт; XXI — *андезит;* XXII — *андезит-дацит;* XXIII — дацит; XXIV — липарит-дацит; XXV — пикрит

КРИВОРОЖСКО-КРЕМЕНЧУГСКИЙ КОМПЛЕКС

Комплекс основных вулканитов Криворожско-Кременчугской полосы саксаганид подстилает железорудную криворожскую свиту и известен под наименованиями «свиты Ко», «метабазитовой», «новокриворожской» свиты, «метабазитовой серии» и др. Он развит главным образом в западном крыле Криворожско-Кременчугского синклинория в отдельных синклинальных структурах II порядка (рис. 2).

Несмотря на структурную сопряженность метабазитового комплекса с криворожскими джеспилитами, возраст метабазитов составляет предмет дискуссии у украинских геологов. Одна группа исследователей эти породы включает в разрез криворожской серии нижнего протерозоя, тогда как другие коррелируют эти метавулканиты с метабазитами конкско-верховцевской серии архея [41, 86]. Не останавливаясь на обсуждении этой проблемы, заметим, что согласно официально признанной МГ УССР в 1972 г. стратиграфической схемы, составленной М. П. Доброхотовым с группой соавторов, толща метабазитов является раннепротерозойской. Она залегает на коре выветривания саксаганских гранитов архея [67, 100], возраст которых по циркону равен 2800 млн. лет [41] и перекрывается скелеватской свитой криворожской железорудной серии. Местами разрез последней начинается согласно залегающим горизонтом актинолит-тремолит-тальк-хлоритовых сланцев (метаультрабазитов), в других случаях устанавливаются базальные конгломераты с галькой амфиболитов, похожих на амфиболиты из метабазитовой свиты. Изотопный воз-

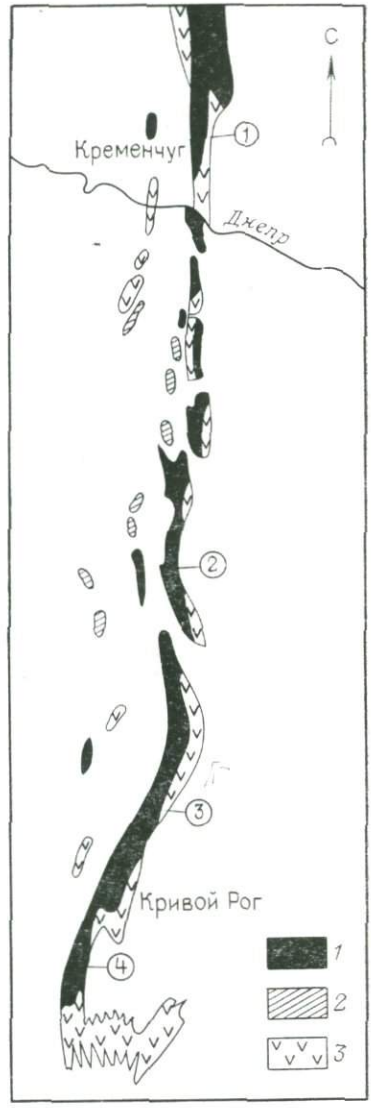


Рис. 2. Схема геологического строения Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны, расположенной среди архейских гранитов и мигматитов [181].

1 — саксаганская серия; *2* — нерасчлененные саксаганская и метабазитовая серии; *3* — метабазитовая серия. Цифры в кружках — синклинальные структуры: 1 — Кременчугская, 2 — Желтореченская, 3 — Саксаганская, 4 — Ингулецкая

раст саксаганской метабазитовой серии (по уран-торий-свинцовому методу) — 1700—1820 млн. лет [182], по мнению многих геологов, отмечает время наложенного среднепротерозойского метаморфизма.

Наиболее полные и мощные разрезы метабазитового комплекса, достигающие 2—3 км, приурочены к замкам и замыканиям синклиналей. Характерным для него является относительная выдержанность состава во всех районах Криворожско-Кременчугской зоны. Главную массу пород составляют ортоамфиболиты, местами в низах разреза присутствуют гранатсодержащие или безгранатовые биотитовые парагнейсы, а завершается разрез слюдистыми кварцитами.

Амфиболитовая часть метабазитовой толщи представлена мономинеральными и полевошпатовыми (от 35 до 50% Pl № 35—45) амфиболитами, иногда интенсивно альбитизированными биотит-амфибол-плагиоклазовыми гнейсами, местами с гранатом, содержащими 10—15% биотита, до 60% олигоклаза и до 30% кварца, и биотит-кварц-амфиболовыми роговиками, обладающими порфиробластической структурой. Все эти породы переслаиваются в разрезе, связаны между собой постепенными переходами и близкой по составу роговой обманкой ($f=45$—50 мол. %).

Изредка встречаются относительно слабометаморфизованные миндалекаменные метадиабазы и развитые по ним зеленые сланцы, а также кислые метаэффузивы — кератофиры и кварцевые кератофиры, превращенные в кварц-полевошпат-серицитовые сланцы. Количество кислых метаэффузивов в объеме толщи весьма незначительно.

Метадиабазы и зеленые сланцы имеют массивную или сланцеватую текстуру и бластоофитовую или спилитовую структуру. Количество миндалин в них варьирует от 1—2 до 50% диабазовые метамандельштейны). Миндалины выполнены кварцем, хлоритом, кальцитом.

Частое присутствие даже в наиболее глубокометаморфизованных породах реликтов диабазовых, пойкилоофитовых, спилитовых, миндалекаменных и прочих структур и текстур, постепенные переходы их в метадиабазы, а также особенности химического состава явно указывают на первично-эффузивную (иногда пирокластическую) природу этой толщи.

В петрохимическом отношении (см. табл. 2) рассматриваемые метаэффузивы представляют собой слабодифференцированную серию базальтов — андезито-базальтов. Как и в аналогичных образованиях Балтийского щита, преобладающей разновидностью пород здесь являются толеитовые базальты с низким содержанием нормативного оливина. По своим основным характеристикам они весьма близки к метабазальтам карелид, несколько отличаясь от них повышенным содержанием кремнезема и суммы щелочей, т. е. отклонением в сторону андезит-базальтовых составов (см. рис. 1). Кислые представители комплекса — кварц-полевошпатовые и кварц-полевошпат-серицитовые сланцы, по данным многих иссле-

дователей Украины, по химизму отвечают кератофирам и альбитофирам. Для всех метавулканитов этого комплекса характерно резкое преобладание Na_2O в составе щелочей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Породы спилит-диабазовой формации образуются на начальной стадии развития протогеосинклиналей в связи с заложением и развитием краевых глубинных разломов.

Комплексы представлены главным образом метавулканитами основного состава (спилиты — диабазы) и субвулканическими телами метагаббро, метагаббро-диабазов. Вулканогенные образования среднего и кислого (кератофирового ряда) состава занимают резко подчиненное положение.

Лавовая фация вулканитов резко преобладает над пирокластами и субвулканическими телами габброидов.

Для пород формации характерна сложная дислоцированность и региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

В соответствии с метаморфизмом главными петрографическими типами пород являются ортоамфиболиты, амфиболовые, биотит-амфиболовые сланцы и гнейсы. Реже встречаются зеленые сланцы, метадиабазы, диабазовые метапорфириты и метамандельштейны.

По химизму главная масса пород формации представляет собой типичные толеитовые базальты и только единичные анализы пород тикшозерского комплекса приближаются к спилитам. Метавулканиты саксаганид, в отличие от аналогичных образований карелид, несколько более дифференцированы с появлением андезит-базальтовых пород. Судя по литературным данным, с последними ассоциируют и породы, отвечающие составу кератофиров (альбитофиров).

На диаграмме системы Ol — CPx — Pl — Q (рис. 3) изоденсы показывают, что фигуративные точки анализов образуют компактные облака точек, максимумы которых располагаются в объеме насыщенности кремнеземом. При этом рой точек тикшозерского комплекса несколько смещен в сторону недосыщенных составов, что указывает на наличие здесь щелочных базальтов (спилитов).

Для всех без исключения пород формации характерно резкое преобладание натрия над калием.

Металлогеническая специализация формации — железорудная окисно-кремнистого и колчеданного типа.

Лептитовая формация *

Термины «лептит» и «лептитовая формация», несмотря на широкое распространение в литературе, трактуются неоднозначно. Не останавливаясь на истории возникновения этих терминов,

* Вводный текст к формации написан К. А. Шуркиным.

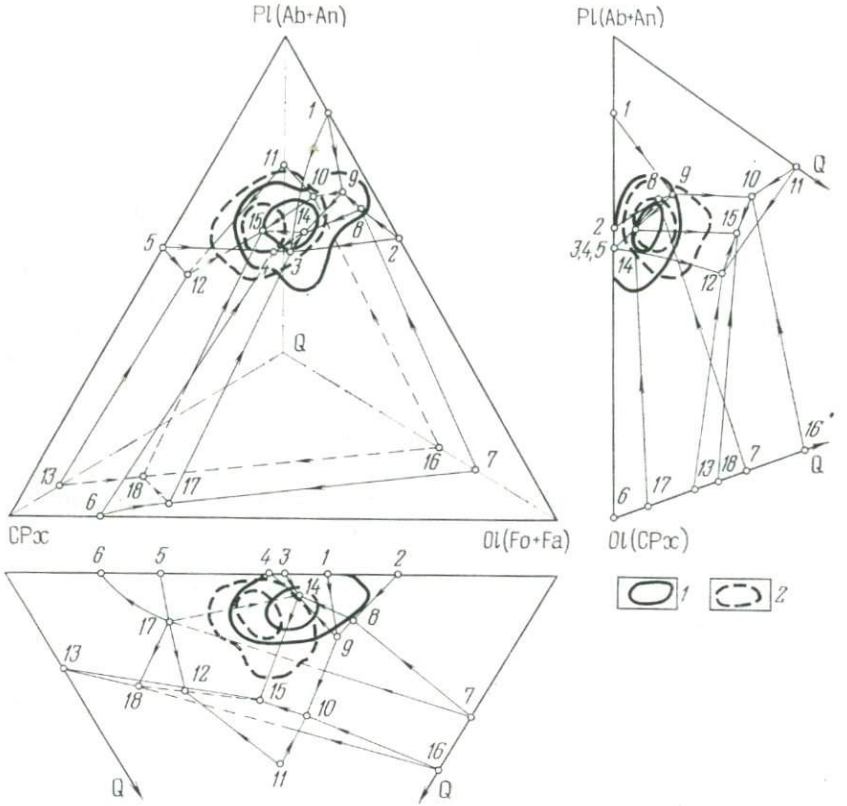


Рис. 3. Изоденсы 95 и 50% точек составов вулканитов тикшозерского (*1*) и криворожско-кременчугского (*2*) комплексов на проекциях системы Ol—CPx—Pl—Q.

Элементы системы: тонкие линии со стрелками — проекции поверхности кристаллизации и котектических кривых; точки с номерами — термальные минимумы (*1* — Pl—Sp, *2* — Ol—Sp, *3* — Ol—Pl—Sp, *4* — Ol—Pl—CPx, *5* — Pl—CPx, *6* — Ol—CPx, *7* — Ol—OPx, *8* — Ol—OPx—Sp, *9* — Ol—Pl—OPx, *10* — OPx—Pl—Q, *11* — Pl—Q, *12* — Pl—CPx—Q, *13* — CPx—Q, *14* — Ol—OPx—CPx—Pl, *15* — OPx—CPx—Pl—Q, *16* — Q—OPx, *17* — Ol—OPx—CPx, *18* — Q—OPx—CPx); линия 14—15 — наиболее низкотемпературная часть системы.
Основы построения и анализа таких диаграмм изложены в книге I данной монографии

отметим, что в данном очерке термин «лептит» употребляется в понимании шведских исследователей, которыми он был впервые введен в геологический обиход для обозначения перекристаллизованных и метаморфизованных кислых вулканических пород (кварцевые порфиры и их туфы).

Под термином «лептитовая формация» понимаются мощные толщи докембрийских вулканических пород липарит-дацитового состава, измененные от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Под влиянием метаморфических процессов кислые вулканиты превращены в порфироиды, геллефлинты, кварц-полевошпат-биотитовые или мусковитовые сланцы и мелкозернистые гнейсы (лептиты). В перечисленных

породах часто сохраняются реликты текстур и структур, свидетельствующие об их вулканическом происхождении (вкрапленники кварца и плагиоклаза, тонкая слоистость, характерная для туфогенных осадков, обломочные текстуры агломератов).

Кроме вулканитов кислого состава в лептитовых формациях встречаются второстепенные члены — метаморфизованные андезит-базальты (лавы и туфы), превращенные в амфиболовые сланцы и амфиболиты. Из первично-осадочных и хемогенно-осадочных пород в качестве второстепенных членов формации присутствуют железистые кварциты, мраморизованные известняки, графитистые кварц-биотитовые и кварц-серицитовые сланцы, обогащенные сульфидами. Редко наблюдаются конгломераты, гравелиты (Гимольский район Карелии, Зюд-Варангер Полярной Норвегии) и тальк-хлоритовые сланцы (Костомукшский р-н).

Изучение лептитовых толщ Карелии [28, 218], Кольского полуострова [53, 125] и обобщение материалов [31, 32, 270] по зарубежной части Балтийского щита позволяют среди вулканических толщ лептитового состава выделить две подформации, различающиеся парагенетическими ассоциациями пород и условиями формирования — лептит-порфировую и сланцево-лептитовую. Обе они распространены в вулканогенных разрезах раннего докембрия Балтийского щита [218], генетически связаны в протогеосинклинальной зоне с проявлением раннего вулканизма и издавна также известны в нижних частях стратиграфических разрезов свекофеннид Центральной Швеции, Северной Карелии и Южной Финляндии. Однако выделение той и другой подформаций в настоящее время осуществлено только в осадочно-вулканогенных образованиях гимольской серии [28, 218]. В других районах восточной части Балтийского щита подобного расчленения пока не сделано. Условно, в связи со слабой изученностью, к лептитовой формации могут быть отнесены кислые вулканиты околовской свиты фундамента Белоруссии. Не исключено присутствие в зоне саксаганид пород лептитовой формации в составе михайловской серии КМА *. На Сибирской платформе, включая ее складчатое обрамление, в вулканитах протогеосинклинального этапа в ряде районов отмечаются кислые породы типа лептитов (в Присаянье, в Сангиленском нагорье Тувы и др.), но как самостоятельные комплексы они до сих пор не выделялись.

ГИМОЛЬСКИЙ КОМПЛЕКС

Наиболее полные разрезы, и в частности разрезы лептитовых толщ, изучены в районах Костомукшского, Гимольского и Межозерского месторождений.

Гимольский комплекс залегает на архейских гнейсо-гранитах, участвует в деформациях и метаморфизме ребольской фазы склад-

* В книге А. Я. Хатунцевой [216] подробно описывается лептитовый комплекс Осницкого блока северо-западной части Украинского щита, сопоставимый с лептитами Швеции *(прим. ред.)*.

чатости, мигматизируется и прорывается гранитоидами с возрастом 2600—2700 млн. лет, подвергается диафторезу селецкого времени и после достаточного глубокого размыва перекрывается сариолийскими конгломератами [218].

В сводном разрезе выделяются две стратиграфически и формационно различные части, рассматриваемые нами в качестве самостоятельных формаций. С точки зрения К. А. Шуркина и В. В. Сидоренко они представляют различные, обусловленные местными особенностями развития разновидности одной лептитовой формации, т. е. подформации.

Нижние части разреза гимольской серии в структурах центральных районов Западно-Карельской зоны слагаются сланцево-лептитовой формацией. Мощность ее достигает 700—1000 м. Она состоит из разнообразных метаморфизованных первично-осадочных и вулканических пород, среди которых различаются конгломераты, гравелиты, разнообразные глиноземистые гнейсы (гранат-биотитовые, ставролитовые), туфогенные кварц-полевошпат-биотитовые сланцы. В верхней части разреза подформации обычно залегают железистые кварциты (рис. 4). Выделяется несколько типов разрезов сланцево-лептитовой формации, отражающих палеофациальные условия осадконакопления [28]. Общей характер-

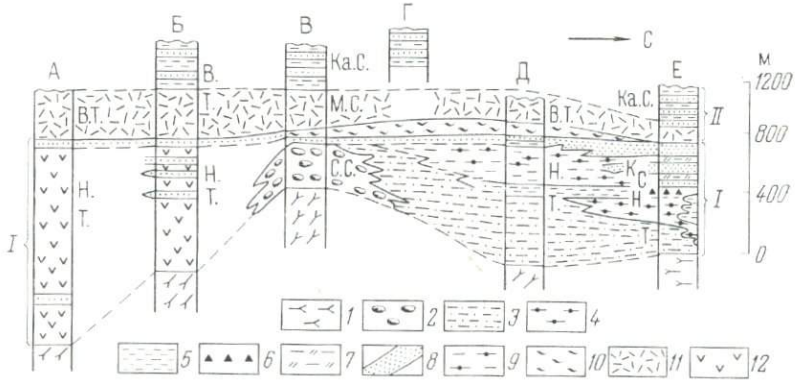


Рис. 4. Соотношение лептитовых и спилит-диабазовой формаций Западной Карелии [28].

Районы развития формаций: А — Маньгинский, Б — Совдозерский, В — Гимольский, Г — Тумбарегенский, Д — Большозеро-Хедозерский, Е — Костомукшский. *Стратиграфическое расчленение гимольской серии:* Н. Т.— нижняя толща; В. Т.— верхняя толща; С. С. — Суккозерская свита; М. С.— Межеозерская свита; Ка. С.— Кадиозерская свита; КС — Костомукшская свита. *Циклы седиментации гимольской серии:* I — первый; II — второй.
1 — гнейсо-граниты и гранодиориты фундамента (архей). *Породы сланцево-лептитовой формации: 2* — конгломераты и туфоконгломераты; *3* — биотитовые, биотит-гранатовые сланцы со ставролитом; *4* — амфиболиты, амфиболовые сланцы; *5* — кварц-полевошпат-биотитовые туфогенные сланцы; *6* — туфобрекчии, туфоконгломераты; *7* — графитистые кварц-биотитовые, кварц-серицитовые, тальк-хлоритовые сланцы; *8* — железистые кварциты; *9* — слоистые амфиболовые сланцы с прослоями кварц-биотитовых (хлоритовых) туфогенных сланцев, ставролитовых, гранат-ставролитовых сланцев и гнейсов. *Породы лептит-порфировой формации: 10* — мусковит-серицит-кварцевые сланцы и кварцитовидные породы с линзами кварцевых конгломератов; *11* — лептитовые гнейсы, геллефлинты, порфироиды, кварц-полевошпат-биотитовые сланцы. *Породы спилит-диабазовой формации: 12* — амфиболиты, амфиболовые сланцы, метадиабазы, образовавшиеся за счет лав и туфов базальтового состава

ной ее особенностью является широкое развитие терригенных отложений и большая фациальная изменчивость стратиграфических разрезов, обусловленная выклиниванием толщ и замещением по простиранию одних пород другими. Эти особенности свидетельствуют о неустойчивости тектонического режима в бассейне седиментации и о пульсирующем характере вулканической деятельности.

В южном направлении наблюдается смена состава вулканитов, среди которых все большее преобладание получают базальтовые лавы, образующие в Маньгинском районе спилит-диабазовую формацию.

Верхняя часть разреза гимольской серии — лептит-порфировая формация — начинается метаморфизованными вулканитами липарит-дацитового состава, превращенными в порфироиды, геллефлинты, лептиты, разнообразные слюдяные сланцы, а в верхней части разреза она состоит из железистых кварцитов, ритмично чередующихся с туфогенными кристаллическими сланцами и лептитами. Наиболее мощные и богатые железорудные залежи связаны с этой формацией. В отличие от первой формации, здесь терригенно-осадочные породы имеют меньшее количественное значение в строении разрезов и нет той пестроты в фациях отложений.

Вулканогенные породы, составляющие формации гимольской серии, группируются в следующие главные литолого-петрографические типы: 1) геллефлинты, порфироиды и связанные с ними кварц-серицитовые сланцы, 2) лептитовые гнейсы, 3) разнообразные слюдяные сланцы и гнейсо-сланцы, образовавшиеся в результате метаморфизма кислых туфов и туффитов.

Указанные группы пород достаточно подробно охарактеризованы в [28], и здесь мы ограничиваемся краткими сведениями о них.

Геллефлинты — полностью раскристаллизованные кислые лавы или туфы. Они имеют кварцитовидный облик, обладают массивной, реже слабосланцеватой и полосчатой текстурой. Все разновидности геллефлинтов представляют собой тонкозернистую и равномернозернистую породу, иногда с вкрапленниками кварца и плагиоклаза, состоящую из плагиоклаза (альбит, альбит-олигоклаз) и кварца, обычно с преобладанием плагиоклаза. В виде примеси в геллефлинтах могут присутствовать биотит, мусковит, серицит, карбонат, минералы группы эпидота, реже — микроклин, количество которого в калиевых разностях геллефлинтов увеличивается настолько, что он приобретает значение породообразующего минерала. Акцессорные минералы: магнетит, сульфиды, гранат, апатит, сфен, турмалин. Структура пород — микрогранобластовая, микролепидогранобластовая, часто с участками бластопорфировой.

Порфироиды отличаются от геллефлинтов присутствием вкрапленников (размер от 0,3 до 2,5 мм) плагиоклаза (3—26% An) и кварца, содержание которых составляет 10—30%. Геллефлинты и порфироиды сохраняются в условиях зеленосланцевой и частично

эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. При повышении значений *рт* до амфиболитовой фации метаморфизма и при ультраметаморфизме кислые вулканические породы преобразуются в лептитовые гнейсы, разнообразные кварц-полевошпат-слюдистые породы и мигматиты.

Лептитовые гнейсы, или лептиты, представляют породы кварц-полевошпатового состава с реликтовыми порфировыми вкрапленниками плагиоклаза или кварца. Они образовались за счет метаморфизма кислых, реже средних по химизму лав и частично их туфов и туффитов. По текстурным особенностям среди лептитов выделяются плотные мелкозернистые, порфировидные, неясно полосчатые, полосчатые и кварцитовидные разновидности.

В лептитах плагиоклаз (альбит-олигоклаз, редко андезин) присутствует в количестве от 40 до 70%. Он наблюдается как в промежуточной массе, так и в виде вкрапленников размером 0,3—4 мм в поперечнике, количество которых в отдельных случаях достигает 30% объема породы. Кварц входит в состав мелкозернистой основной массы породы или образует редкие обособления. Содержание кварца в породах колеблется от 10 до 45%. В некоторых разновидностях лептитовых гнейсов содержание эпидота достигает 10—15%. Мусковит и серицит содержатся в незначительных количествах и редко составляют 7—8% породы. Из акцессорных минералов в лептитах постоянно присутствуют турмалин, сфен, апатит.

Слюдяные сланцы, широко распространенные в лептитовых толщах, характеризуются разнообразием текстур и неустойчивостью состава. Они образовались в процессе регионального метаморфизма за счет липарит-дацитовых туфов и туффитов. В этой обширной группе лептитоидов по текстурно-структурным особенностям и минералогическому составу выделяются многие разновидности: биотит-мусковит-кварц-полевошпатовые, мусковит-полевошпатовые и мусковит-полевошпат-кварцевые сланцы с неотчетливой слоистостью; биотит (хлорит)-кварц-полевошпатовые, кварц-полевошпат-биотитовые и кварц-биотитовые сланцы часто с хорошо наблюдаемой ритмичной слоистостью; породы с брекчиевидной и обломочной текстурой (метатуфобрекчии).

Метавулканиты гимольского лептитового комплекса (табл. 3) по содержанию кремнезема могут быть разделены на три группы пород, связанных постепенными переходами. В целом породы, отвечающие по составу андезитам и дацитам, часто, но не всегда, характеризуются повышенными, против средних, содержаниями щелочей. Обычно натрий значительно преобладает над калием, хотя в ряде случаев устанавливается и обратная картина, причем количество K_2O может достигать 8—11 вес. %. Для пород также характерны несколько повышенные, против средних, концентрации магния и железа при довольно слабой степени окисленности последнего. Наиболее кислые разновидности пород по химизму близки к кварцевым кератофирам по Р. Дэли, отличаясь от них несколько меньшим содержанием Na_2O (4,75% против 5,90%).

Таблица 3

Химический состав метавулканитов лептитовой формации

Компоненты	Гимольский комплекс								Оленегорский комплекс						
	Метаандезиты			Метадациты			Металипариты (среднее)	Среднее по комплексу	Андезито-дациты			Липариты			Среднее по комплексу
	Составы, крайние по SiO_2		Среднее	Составы, крайние по SiO_2		Среднее			Составы, крайние по SiO_2		Среднее	Составы, крайние по SiO_2		Среднее	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	56,04	62,02	60,02	62,36	68,72	65,96	71,19	65,45	54,34	61,91	57,76	63,64	73,75	70,28	64,53
TiO_2	0,60	0,61	0,63	0,59	0,54	0,52	0,06	0,49	0,67	0,41	0,83	0,10	0,01	0,33	0,56
Al_2O_3	15,72	17,01	16,08	14,16	16,40	16,08	17,92	15,96	16,92	19,59	16,82	18,92	15,22	15,81	16,27
Fe_2O_3	2,46	2,11	2,22	2,32	1,46	1,44	0,47	1,67	2,81	1,09	2,09	2,21	0,34	0,74	1,36
FeO	4,26	3,32	6,32	7,61	1,93	3,04	0,39	4,65	3,75	3,62	5,95	2,03	0,59	1,72	3,66
MnO	0,12	0,11	0,08	0,07	0,14	0,07	0,01	0,06	0,17	0,02	0,12	0,18	0,01	0,03	0,07
MgO	6,66	2,37	3,58	3,14	1,25	2,21	1,19	2,99	3,62	2,07	3,88	0,22	0,17	0,75	2,19
CaO	5,98	5,35	3,26	1,67	4,06	3,20	2,19	3,01	3,04	5,43	6,10	1,33	1,70	2,32	4,06
Na_2O	3,13	3,60	3,06	2,89	3,32	3,28	4,76	3,25	3,34	4,57	3,63	7,16	6,31	5,25	4,50
K_2O	3,80	2,05	2,54	2,51	1,29	2,70	1,05	1,97	0,10	0,99	1,23	4,05	1,24	2,19	1,76
П. п. п.	1,66	1,82	2,21	1,85	1,19	1,50	0,77	0,50	1,07	0,56	1,59	0,60	0,99	0,58	1,04
Сумма	100,43	100,37	100,00	99,97	100,50	100,00	100,00	100,00	100,03	100,26	100,00	100,44	100,33	100,00	100,00
f	0,50	0,70	0,70	0,76	0,73	0,63	0,42	0,66	0,74	0,69	0,67	0,95	0,85	0,77	0,70
$Fe_2O_3 : FeO$	0,58	0,64	0,35	0,30	0,76	0,41	1,21	0,39	0,48	0,30	0,35	1,09	0,58	0,43	0,34
Na_2O+K_2O	6,93	5,65	5,60	5,40	4,61	5,98	5,81	5,22	6,19	5,56	4,86	11,21	7,55	7,44	5,05
$Na_2O/(Na_2O+K_2O)$	0,45	0,64	0,55	0,54	0,72	0,55	0,92	0,62	0,69	0,82	0,75	0,64	0,84	0,71	0,74
Количество анализов	1	1	12	1	1	29	4	45	1	1	17	1	1	20	37

Продолжение табл. 3

Компоненты	Лебяжинский							Северная Швеция		
	Метадациты			Металипариты			Среднее по комплексу	Метатрахиты (среднее)	Кварцевые порфиры (среднее)	Среднее по комплексу
	Составы, крайние по SiO_2		Среднее	Составы, крайние по SiO_2		Среднее				
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO_2	62,43	69,54	68,15	70,48	74,52	72,10	70,55	62,11	70,43	66,27
TiO_2	0,71	0,47	0,56	0,43	0,32	0,38	0,45	1,26	0,40	0,74
Al_2O_3	15,95	12,55	13,76	12,62	12,22	12,77	13,16	15,76	14,06	14,91
Fe_2O_3	2,91	2,05	1,72	3,76	1,05	1,58	1,63	3,40	2,54	2,97
FeO	5,86	4,84	4,81	2,63	2,69	3,00	3,71	1,50	1,10	1,30
MnO	0,13	0,12	0,09	0,06	0,02	0,07	0,08	0,14	0,16	0,15
MgO	0,64	0,24	0,61	0,18	0,05	0,23	0,38	2,95	0,31	1,63
CaO	2,34	1,00	2,16	0,61	0,74	1,23	1,60	2,22	0,33	1,66
Na_2O	4,53	2,90	3,65	4,11	3,49	3,50	3,56	5,78	3,10	4,40
K_2O	3,09	4,51	3,16	4,30	4,05	3,90	3,61	4,39	6,08	5,24
П. п. п.	0,90	1,09	1,33	0,82	0,68	1,24	1,27	0,43	1,49	0,73
Сумма	99,69	99,31	100,0	100,0	99,80	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
f	0,93	0,97	0,91	0,97	0,99	0,95	0,93	0,62	0,92	0,72
$Fe_2O_3 : FeO$	0,50	0,42	0,36	1,43	0,39	0,53	0,44	2,27	2,31	2,11
Na_2O+K_2O	7,62	7,41	6,81	5,12	7,54	7,40	7,17	10,17	9,18	9,42
$Na_2O/(Na_2O+K_2O)$	0,59	0,39	0,54	0,83	0,46	0,47	0,50	0,57	0,34	0,51
Количество анализов	1	1	11	1	1	17	28	4	4	8

1, 2, 4—7 — по [28, 220]; 9, 10, 12, 13 — по [52]; 16, 17, 19, 20 — по [125]; 23, 24 — по [28].

В целом для комплекса характерно систематическое увеличение соотношения $Na_2O : K_2O$ с возрастанием содержания кремнезема. Средний состав комплекса отвечает составу дацита.

ОЛЕНЕГОРСКИЙ КОМПЛЕКС

Этот комплекс (оленегорская толща) развит в Приимандровском районе северо-западной части Кольского полуострова. С ним связан ряд месторождений железистых кварцитов — Оленегорское, Кировское, Комсомольское, Бауманское, Печегубское и др. Изучением геологии и вещественного состава пород Приимандровского района занимались многие геологи. В последние годы М. С. Точилин и П. М. Горяинов [51, 52, 53, 55, 206] впервые установили присутствие метаэффузивов лептитового ряда в разрезе оленегорской толщи. Нижеследующая характеристика комплекса опирается на работы этих авторов.

Возраст оленегорской толщи, несмотря на длительный период ее изучения, точно не установлен. По традиции со времени работ А. А. Полканова [150] многие геологи считают ее архейской, включая в состав кольской серии. С другой стороны, вещественная близость толщи с гимольской серией заставляет склоняться к их возрастной корреляции [53, 214, 220, 238]. По данным П. М. Горяинова [55], эта толща выполняет систему узких прогибов, обрамляющих изометрические выступы древнейшего фундамента, сложенного гнейсо-гранодиоритами. Иначе говоря, метавулканиты в Приимандровском районе составляют второй структурный этаж как и в Карелии и, вероятно, образуют стратиграфически самостоятельную свиту.

Судя по наиболее детально изученным разрезам в участках железорудных месторождений, оленегорская свита подразделяется на три толщи: нижнюю — подрудную, среднюю — рудную и верхнюю — надрудную.

Подрудная толща сложена массивными амфиболитами с прослоями амфиболовых, биотит-амфиболовых гнейсов и мелкими редкими линзами железистых кварцитов. Рудная толща разреза представлена крупными (в длину до 4 км при мощности до 300 м) линзовидными, линзовидно-пластовыми залежами магнетитовых кварцитов, находящихся среди лептитов, биотит-амфиболовых гнейсов, сланцев и амфиболитов. В состав верхней (надрудной) толщи входят высокоглиноземистые гнейсы и лептиты, которым резко подчинены полосчатые амфиболиты.

Таким образом, главными петрографическими разновидностями пород оленегорской свиты являются: амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы, амфиболиты кварц-полевошпатового и гранат-полевошпатового состава, лептиты и лептитовые гнейсы, в том числе обладающие очковой текстурой (порфироиды). Метаморфизм этих пород отвечает фации альмандиновых амфиболитов [54]. Частое присутствие в названных породах реликтовых структур (порфировой, офитовой и др.) и текстур (миндалекаменной,

слоистой), а также особенности химического состава позволяют считать их метаэффузивами (частично туфами) основного, среднего и кислого состава.

Массивные амфиболиты, амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы подрудной толщи образовались главным образом по основным эффузивам (диабазам, диабазовым порфиритам), отчасти средним (андезитовые порфириты). Эта толща, скорее всего, относится к описанной выше спилит-диабазовой формации. При этом полосчатые амфиболиты с реликтами слоистой текстуры представляют собой, по-видимому, переработанные туфы основного состава.

Лептиты и лептитовые гнейсы, широко проявленные в рудной и особенно в надрудной толще, отвечают кислым, реже средним метаэффузивам. Высокоглиноземистые гнейсы, играющие подчиненную роль в верхней толще, очевидно, относятся к парапородам. Метаэффузивы рудной и надрудной толщ могут быть объединены в лептитовый комплекс. Характерной особенностью первичного состава этого лептитового комплекса является явное преобладание в нем метавулканитов кислого — среднего состава и большее развитие лавовой фации относительно пирокластов.

Детальное петрографическое описание всех пород приводится в работе М. С. Точилина и П. М. Горяинова [206]. В этом очерке мы кратко охарактеризуем лишь лептитовые образования.

Лептиты оленегорской свиты — это тонко- и мелкозернистые лейкократовые породы кварц-полевошпатового состава, нередко содержащие реликты вкрапленников кварца и полевого шпата. При разгнейсовании лептиты переходят в лептитоидные гнейсы биотитового, двуслюдяного, гранат-биотитового, а иногда и силлиманит-биотитового состава. Для лептитов характерны гранобластические структуры. В зависимости от сохранности в них первичных структур эффузивов выделяются разновидности с бластопризматическизернистой структурой и с бластопорфировой (с вкрапленниками кварца или плагиоклаза) структурой. Первые обычно являются двуслюдяными, безмикроклиновыми породами, часто содержат апатит и кальцит. Мусковит и альбит (№ 6—7) присутствуют в виде мелких порфиробластов (до 1,5 мм), беспорядочно разбросанных в кварц-полевошпатовой мелкозернистой массе (0,05—0,1 м). По химическому составу эти породы отвечают кварцевым кератофирам.

Лептиты с макроскопически заметными порфировыми вкрапленниками альбита, кварца или обоих минералов, резорбированных основной тканью породы, по составу отвечают кислым (дациты, липарит-дациты) или средним (андезит-дациты) эффузивам.

С лептитами ассоциируют гнейсы очковой текстуры, которые по составу разделяются на биотитовые и двуслюдяные, часто с силлиманитом; изредка встречаются разновидности с кианитом и гранатом. Эти гнейсы присутствуют в надрудной толще, образуя пласты невыдержанной мощности (от 0,5 до 30 м), переслаивающиеся с биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами. Наиболее

характерной особенностью их является наличие четко ограниченных овальных стяжений — нодулей — размером от 2—3 до 20 мм, имеющих обычно зональное строение: внутренняя — зона фибролитовая, следующая зона — серицитовая и внешняя — кварцевая с включениями силлиманита. Основная ткань очковых гнейсов близка составу биотитовых гнейсов. Однако здесь кроме олигоклаза, кварца и биотита обычно присутствует первичный микроклин в количестве до 10—15%. Характерен также аутигенный турмалин (до 5%). М. С. Точилин и П. М. Горяинов рассматривают эти очковые гнейсы как метаморфические производные кислых эффузивов, иногда существенно калиевых.

По химическому составу породы Оленегорского лептитового комплекса (рудной и надрудной толщи) варьируют от андезитов до кварцевых кератофиров (см. табл. 3). Иногда породы среднего состава обнаруживают отклонение к щелочным вулканитам (трахиандезиты). В целом по химизму оленегорский комплекс близок к лептитам гимольской серии. Как и последние, оленегорские породы характеризуются умеренным преобладанием суммы железа над магнием, низкой степенью окисленности железа, преобладанием натрия над калием. Средний состав комплекса близок к дациту.

ЛЕБЯЖИНСКИЙ КОМПЛЕКС

Этот комплекс (Кейвская структурно-фациальная зона Кольского полуострова) стратиграфически представляет лебяжинскую свиту (серию), залегающую на понойской толще метавулканитов с угловым и стратиграфическим несогласием [126]. О наличии перерыва между ними свидетельствуют линзы полимиктовых конгломератов, распространенных в основании разреза лебяжинской свиты. Последняя с размывом и несогласием перекрывается либо маломощной (1—100 м) терригенной толщей базальных полимиктовых, аркозовых и кварц-полевошпатовых песчаников (иногда с галечными прослоями), либо глиноземистыми сланцами кейвской серии. В основании последних местами сохранились реликты коры выветривания [45, 126, 183]. Прорывается лебяжинская свита метагаббро-лабрадоритами и плагиомикроклиновыми гранитами, а также среднепротерозойскими дайками метабазитов и метаультрабазитов. В контакте со среднепротерозойскими щелочными гранитами породы свиты подвергаются щелочному метасоматозу. Определения возраста плагиомикроклиновых гранитов, прорывающих гнейсы и сланцы лебяжинской свиты, ложатся в интервал 2600—2700 млн. лет, что позволяет сопоставлять ее с гимольским лептитовым комплексом.

По нашим данным [125], лебяжинская свита имеет мощность 3—4 км и, более чем на 95%, сложена кислыми метавулканитами — лептитами. Незначительная часть свиты (от 1 до 4%) образована двуслюдяными гнейсами и сланцами, часто с гранатом, и полосчатыми гнейсами, которые рассматриваются нами как пре-

мущественно гидротермальноизмененные и диафторированные кислые метавулканиты, частью туфогенно-осадочные породы. Они образуют в разрезе прослои мощностью в дециметры и метры или группы сближенных полос. К сходным образованиям относятся и маломощные линзы (до 10—15 м) туфогенных или граувакковых конгломератов, встречающихся в основании толщи.

Толща лептитов состоит из большого числа покровов метавулканитов мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров и более. Пласты обычно мало отличаются по составу, но в пределах пластов иногда уменьшается зернистость в кровле и подошве. В кровле нередко появляются метавулканиты с подушечной отдельностью и шаровой текстурой, агломератные, полосчатые лавы и туфолавы, миндалекаменные породы и корки закаливания (до 0,5 м).

Помимо эффузивов и туфов в строении толщи участвуют породы жерловой и субвулканической фаций, но с уверенностью они выделяются редко, хотя, возможно, играют значительную роль.

Изучение первичных и наложенных текстурных элементов пород и данные дешифрирования аэрофотоснимков позволяют определить первичный брахиформно-купольный характер строения толщи, возможно, обусловленный реликтами вулканических построек центрального типа. Диаметр изометричных куполов с пологими до средних углами падения пластов измеряется километрами и сотнями метров. Одни купола как бы перекрываются другими. Купольные структуры разбиты разрывными нарушениями различных направлений и порядков, в том числе кальдероподобными. Наблюдаются многочисленные зоны разгнейсования (рассланцевания) и кливажа пород в связи с разломами, разделяющими тектонические блоки, относительно перемещенные и эродированные на разную глубину, в результате чего соседние блоки иногда обладают некоторой автономностью строения разреза.

Внешне метавулканиты лебяжинской свиты представляют собой серые, светло-серые с кремовым или розовым оттенком до темно-серых пород тонко- или мелкозернистого сложения. Относительно массивные породы обладают грубой пластовой, изредка подушечной, шаровой (0,2—1 м в поперечнике), столбчатой (с пяти- и шестиугольным сечением) или бугристо-неправильной отдельностью. Чаще они разгнейсованы и разбиты кливажом на плиты разной толщины.

Текстура пород полосчато-флюидальная и шлировая. Первая обусловлена окраской и некоторым вещественным различием слоев шириной от долей миллиметра до нескольких сантиметров, а вторая определяется концентрацией вкрапленников или миндалин в удлиненно-линзовидных участках.

Вторичная гнейсовидная текстура выражается в плоскостной ориентировке чешуек биотита основной массы, иногда в деформациях вкрапленников.

Первичные структуры в метавулканитах сохраняются плохо. Основная масса породы с размером зерен в сотые и десятые доли

миллиметра перекристаллизована и может быть охарактеризована как микрогранобластовая, зубчатая, мозаичная. Иногда в ней видны реликты такситовой, фельзитовой и сферолитовой структур. На фоне основной массы выделяются порфировые вкрапленники, миндалины и порфиробласты в различных сочетаниях.

Вкрапленники (до 10—15%) представлены одним или несколькими минералами: олигоклазом, антипертитом, микроклин-пертитом, кварцем и биотитом. Вкрапленники полевых шпатов и кварца достигают обычно 1—5 мм. Скопления биотита (размером до 3 мм) состоят из чешуйчатого агрегата. Вкрапленники плагиоклаза и микроклин-пертита обычно корродированы. В случае образования сростков или скоплений вкрапленников структура становится гломеропорфировой, а при значительном содержании вкрапленников кварца овальной формы — овоидофировой.

Миндалины размером от 1 до 2 мм, редко до 10—25 см, имеют разнообразную форму и выполнены кварцем, плагиоклазом или кальцитом (порознь или совместно).

Порфиробласты образованы кристаллами граната (от 0,1 до 2 см) и мусковита (до 2—3 мм).

Среди метавулканитов, как уже говорилось, встречаются метаморфизованные агломераты, туфолавы и явно обломочные туфы. Агломераты в обнажениях имеют бугристую поверхность и состоят из разновеликих обломков почти массивного кислого метавулканита, сцементированного близким по составу метавулканитом флюидальной текстуры с ориентированными вкрапленниками. Метатуфолавы обладают пятнистым обликом: в светлом цементе (иногда с реликтами сферолитовой структуры) содержатся линзы (от нескольких миллиметров до 10—25 см) более темного метавулканита.

Главными минералами метавулканитов являются: олигоклаз № 12—28 (20—60%), кварц (5—50%), микроклин (0—25%), биотит (2—30%). Встречаются альмандин (0—5%), мусковит (0—3%), эпидот и цоизит (0—4%), редко амфибол. Акцессорные минералы — рудные (до 2%), сфен и лейкоксен (до 1—2%), апатит (до 2,5%).

По данным многих исследователей, лептитовые породы лебяжинской свиты испытали два этапа регионального метаморфизма — ранне- и среднепротерозойский, разделенные проявлением основного магматизма. Наиболее распространенный минеральный парагенезис первого этапа метаморфизма метавулканитов (плагиоклаз № 18—26 + кварц + биотит ± микроклин ± альмандин ± ± кальцит) свидетельствует о региональном метаморфизме амфиболитовой фации. Отчетливо проявлены и более низкотемпературные регрессивные парагенезисы наложенного метаморфизма с добавлением к приведенной ассоциации эпидота, альбита, мусковита, хлорита. В этих случаях возникает наиболее низкотемпературный парагенезис (альбит + мусковит + кварц ± хлорит ± микроклин), отвечающий зеленосланцевой фации. Обычно эти процессы не идут до конца и наблюдаются неравновесные ассоциации

минералов. Значительные изменения испытывают метавулканиты в контактах с щелочными гранитами [30, 227], преобразуясь здесь в инъекционные и метасоматические эгиринсодержащие мигматиты.

По химическому составу метавулканиты лебяжинского комплекса (см. табл. 3) отвечают дацитам и липаритам (см. рис. 1). В целом для пород характерно умеренно высокое содержание щелочей с равными содержаниями натрия и калия, пересыщенность глиноземом и повышенная железистость, причем степень окисленности железа в целом невысокая.

Особенность химизма лептитового комплекса Кейвской зоны указывает на его железистую специализацию, что в совокупности с вероятной корреляцией комплекса с железистыми лептит-порфировыми формациями Балтийского щита дает основание предполагать наличие здесь железорудных месторождений. Кроме того, кислые метавулканиты комплекса могут явиться источником вторичной концентрации металлов (Sn, Mo, Zn, La, Nb), присутствующих в них в рассеянном состоянии (по результатам спектральных анализов). Накопление последних в породах перекрывающей терригенной толщи и в низах кейвской свиты вполне вероятно.

Особенности вещественного и фациального состава лебяжинской свиты позволяют относить ее к наземным образованиям, возникшим в обстановке воздымания области. Коррелировать ее, вероятно, можно с такими лептит-порфировыми комплексами Балтийского щита, как вороньетундровская свита, лептиты Приимандровского района, лептит-порфировая железисто-кремнистая формация Карелии, лептиты и кварцевые порфиры свекофеннид Скандинавии.

ЛЕПТИТОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗАРУБЕЖНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Лептитовые образования наиболее широко распространены в свекофеннидах Швеции и в меньшей мере в Южной Финляндии [29, 31, 270, 274].

Согласно П. М. Горяинову [54], систематизировавшему современные литературные данные по лептитовым образованиям Швеции, среди последних различаются типы: щелочной (Северная Швеция, районы Кируна и Шелефтео), туфо-сланцевый (Шелефтео) и нормальный (центральная Швеция, районы Делекарлия и северный Уиланд).

В принятом в настоящей работе подразделении лептитовых ассоциаций (по В. М. Чернову) эти типы соответствуют: первый — лептит-порфировому, второй — сланцево-лептитовому комплексам. Что же касается третьего, для которого характерен преимущественно средний (дацитовый) состав вулканитов, то он не укладывается в эту классификацию, как и оленегорский, с которым он близок по составу.

Лептит-порфировый комплекс района Кируна залегает с базальным плагиогранитным конгломератом на гранито-гнейсовом фундаменте [272]. Разрез метавулканитов начинается толщей (900—2000 м) метадиабазов, андезитовых и базальтовых метапорфиритов (подрудная толща), которые выше сменяются сиенит-порфирами и кварцевыми порфирами с подчиненными туфами, туфоконгломератами и туфолавами липаритового, трахилипаритового и риолитового состава (общая мощность в зависимости от глубины среза находится в интервале 3300—4150 м). Эта собственно лептитовая толща включает приблизительно в своей средней части основной железорудный пласт Кирунаваара и ряд более мелких месторождений и проявлений железных руд.

Благодаря относительно слабому метаморфизму (зеленосланцевая фация) во всех породах сохранились первичные текстуры и структуры, что наряду с петрохимическими особенностями позволяет хорошо различать вещественно и фациально различные разновидности вулканитов. Степень метаморфизма возрастает в южном и юго-восточном направлениях до эпидот-амфиболитовой и более высокотемпературных фаций, в связи с чем вулканиты серии Кируна преобразуются (изохимически) в типичные лептиты и лептитовые гнейсы.

Петрохимические особенности вулканитов и лептитов Северной Швеции (см. табл. 3) говорят о том, что породы дацитового ряда пересыщены натрием, приближаясь к составу щелочного трахита. В отличие от них, наиболее богатые кремнеземом разновидности пород обогащены калием, содержание которого в отдельных пробах достигает 8,34%. В целом рассмотренные образования несколько напоминают гимольский и оленегорский комплексы, с которыми имеют и общую металлогеническую специализацию, однако, в отличие от них, здесь развиты исключительно щелочные вулканиты, в то время как в пределах восточной части Балтийского щита преобладают метаэффузивы известково-щелочного ряда.

Сланцево-лептитовый комплекс (туфосланцевый тип разреза) района Шелефтео (Северо-Западная Швеция), согласно П. Гейеру [31], включает две разные по составу толщи (горизонты) метавулканитов, образующих собственно лептитовую формацию. Нижний горизонт сложен существенно натриевыми метавулканитами, а верхний — вулканитами преимущественно калиевого состава, представленными геллефлинтами, лептитами, лептитовыми гнейсами и слюдяными сланцами, сходными с аналогичными породами гимольской серии Карелии.

С этими метавулканитами тесно ассоциируют железистые кварциты, залегающие в форме линз и пластовых залежей и образующие многочисленные месторождения и рудопроявления. Среди вулканитов в подчиненном развитии присутствуют метабазальты и метаандезиты. Осадочные породы представлены черными графитистыми сланцами, псаммитами, граувакками, внутриформаци-

онными конгломератами, горизонтами мраморизованных известняков.

По мнению Г. Каутского [265, 266], наблюдается сходство в разрезах лептитовых толщ районов Шелефтео и Кируна, но в первом количественно резко преобладают осадочные породы, а среди вулканитов, в целом, менее щелочные и менее кислые. Большим развитием в Шелефтео пользуются также пирокластические образования.

В связи с мигматизацией и гранитизацией пород серии Шелефтео за счет лептитов возникают кордиерит-гранатовые, двуслюдистые, графитсодержащие гнейсы, в известковых породах скарны, по базальтоидам — ортоамфиболиты.

Лептитовые комплексы южных районов Центральной Швеции, в связи с широким развитием здесь гранитоидов, преобразованы в послойные мигматиты и разнообразные гнейсы, среди которых отмечаются небольшие реликтовые участки лептитовых пород. Последние представлены преимущественно полосчатыми тонкозернистыми породами кварц-полевошпатового состава, обогащенными то гранатом, то диопсид-геденбергитом. Они бывают существенно плагиоклазовыми с примесью актинолита и цоизита.

В Северном Упланде (Центральная Швеция) шведскими геологами описывается лептитовая толща, составленная серыми натриевыми, красными калиевыми и переходными между ними породами (метадациты, метаандезиты?). Натриевые лептиты иногда сохраняют порфировую структуру (фенокристы плагиоклаза), калиевые лептиты слагаются микрогранобластической основной массой с редкими вкрапленниками кварца и микроклина, а переходные между ними разновидности пород заключают агрегаты этих минералов и содержат до 15—17% биотита, амфибола, магнетита.

В Южной Финляндии [29] лептиты и лептитоподобные порфириты распространены в полосе сланцевых толщ зоны Киско и в районе Ориярви. Преобладают четкополосчатые лептиты, представляющие чередование метаандезитов (темные слои с биотитом и роговой обманкой), метадацитов (существенно плагиоклазовые серые лептиты) и металипаритов — риолитов (лептиты и гелефлинты с микроклином). Общей особенностью всех этих пород является глубокий метаморфизм, вследствие чего в них почти не сохранилось вулканических текстур и структур. Нередко лептитовые толщи мигматизированы с преобразованием в неравномернозернистые лептитовые гнейсы — биотитовые, кордиеритовые и др. В ассоциации с кислыми метавулканитами в лептитовых толщах Финляндии находятся ортоамфиболиты с реликтами порфировой и миндалекаменной структур, местами пластообразные тела метагаббродиабазов. Осадочные члены толщи представлены метапесчаниками, мраморами, слюдяными сланцами. Характерно сульфидное полиметаллическое оруденение (Ориярви) и железорудная минерализация.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Корреляция лептитовых толщ Балтийского щита показывает большое сходство в их строении в докембрии Карелии, в свекофеннидах Швеции, Финляндии и в карелидах Кольского полуострова и Полярной Норвегии [28, 111]. Это сходство заключается в том, что лептитовые комплексы слагают нижние части разрезов как в карелидах, так и свекофеннидах, и отражают особенности начальных стадий их развития. Лептитовая формация является продуктом наиболее раннего на протогеосинклинальном этапе кислого магматизма. Она почти синхронна со спилит-диабазовой формацией, в которую либо переходит по простиранию, либо сменяет ее в разрезе.

В то же время эта формация несколько отличается геотектонической обстановкой формирования, образуясь в областях внутригеосинклинальных поднятий или в краевой зоне «жестких» структур, служивших источником сноса материала для терригенных отложений, ассоциирующих с лептитовой формацией (конгломераты, гравелиты и др.). Так, лептитовые комплексы Швеции и Южной Финляндии, вероятно, образовались на крупных сиалических блоках древнего фундамента, позднее активизированного свекофеннской складчатостью и магматизмом. На Кольском полуострове лептитовые комплексы тяготеют к прогибам, ограничивающим Лапландско-Беломорский и Мурманский сиалические блоки. Аналогичное положение занимают обнаруженные в последнее десятилетие мощные (500—2000 м) толщи кислых вулканических пород в Восточно-Карельской (Пебозерский, Хаутоварский районы) и Северо-Карельской зонах карелид, где они слагают нижние части стратиграфических разрезов [163].

В отличие от петрографически близких лептитовых пород Западной Карелии в указанных структурно-фациальных зонах карелид кислые вулканиты ассоциируют с мощными (1000—1500 м) лавами и туфами андезитового и базальтового состава.

Лептитовые комплексы прорываются раннескладчатыми и мигматизируются соскладчатыми гранитоидами, возраст которых в разных структурных зонах меняется в широких пределах: от 1800—1900 млн. лет в свекофеннидах Швеции и Финляндии до 2600—2300 млн. лет в Карелии [49]. По данным многочисленных определений различными радиологическими методами возраст свекофеннских образований равен 2300 млн. лет. В то же время для лептитовых толщ Кольского полуострова имеются данные возраста пород, достигающие 2700 млн. лет. Учитывая сказанное, можно принять, что лептитовые толщи на Балтийском щите метаморфизовались в интервале времени 2700 ± 100—$1800 \pm \pm 100$ млн. лет [197].

Вещественный состав собственно лептитовой формации характеризуется господством кислых вулканитов (лав и туфов приблизительно в равных соотношениях), преобразованных в процессе регионального метаморфизма в условиях эпидот-амфиболитовой

и амфиболитовой фации в порфироиды, геллефлинты, лептит, лептитовые гнейсы и апотуфогенные слюдистые сланцы. Все эти породы имеют кварц-полевошпатовый, кварц-полевошпат-слюдистый состав и реликты первичных эффузивных структур и текстур.

Резко подчиненное положение в составе формации занимают метавулканиты основного и среднего состава, переработанные в амфиболиты, амфиболовые гнейсы и сланцы.

Для лептитовой формации характерна тесная ассоциация метавулканитов с первично-осадочными и хемогенно-осадочными породами: железистыми кварцитами, парасланцами и парагнейсами (в том числе высокоглиноземистыми) и графитистыми сланцами, обогащенными сульфидами. Изредка встречаются конгломераты, гравелиты, мраморы. Седиментация происходила, вероятно, в сравнительно мелководных условиях с привносом продуктов разрушения и размыва гранито-гнейсового фундамента.

Петрохимически лептитовая формация резко выделяется среди других вулканогенных комплексов высокой кислотностью, щелочностью, несколько повышенным содержанием суммарного железа, MgO и CaO. Для нее в целом характерно преобладание Na_2O над K_2O, хотя в отдельных комплексах (например, в лебяжинском) отношение щелочей близко 1 : 1.

В петрохимическом отношении крайними являются лептиты свекофеннид Северной Швеции, где развиты исключительно щелочные вулканиты, и образования лебяжинского комплекса, где щелочные породы полностью отсутствуют. Промежуточное положение занимают метавулканиты гимольского и оленегорского комплексов в которых представлены как те, так и другие разновидности пород, но преобладают все же породы известково-щелочного рода.

На диаграмме системы Ol — CPx — Pl — Q (рис. 5) изодексы составов гимольского и оленегорского комплексов практически перекрывают друг друга. Базальтоидные члены оленегорского комплекса занимают тот же объем, что и аналогичные образования гимольского комплекса Маньгинского района, относимые в этой работе к спилит-диабазовой формации. Как в том, так и в другом случаях базальтоиды образуют самостоятельный максимум. В оленегорском комплексе отмечается небольшой максимум в области андезитовых составов, а дацит-липаритовые породы образуют единый максимум, вытянутый вдоль ребра Pl — Q. Образования лебяжинского комплекса занимают объем, аналогичный гимольскому, но сдвинутый в сторону кварцевых составов. Таким образом, кислые метавулканиты лебяжинского комплекса наиболее обогащены кремнеземом, а оленегорского — наименее богаты им.

Для областей развития лептитовой формации, по геофизическим данным, характерны повышенные мощности «гранитного слоя» и обильный гранитоидный магматизм. При этом часто устанавливается петрохимическое родство лептитов с ранними интру-

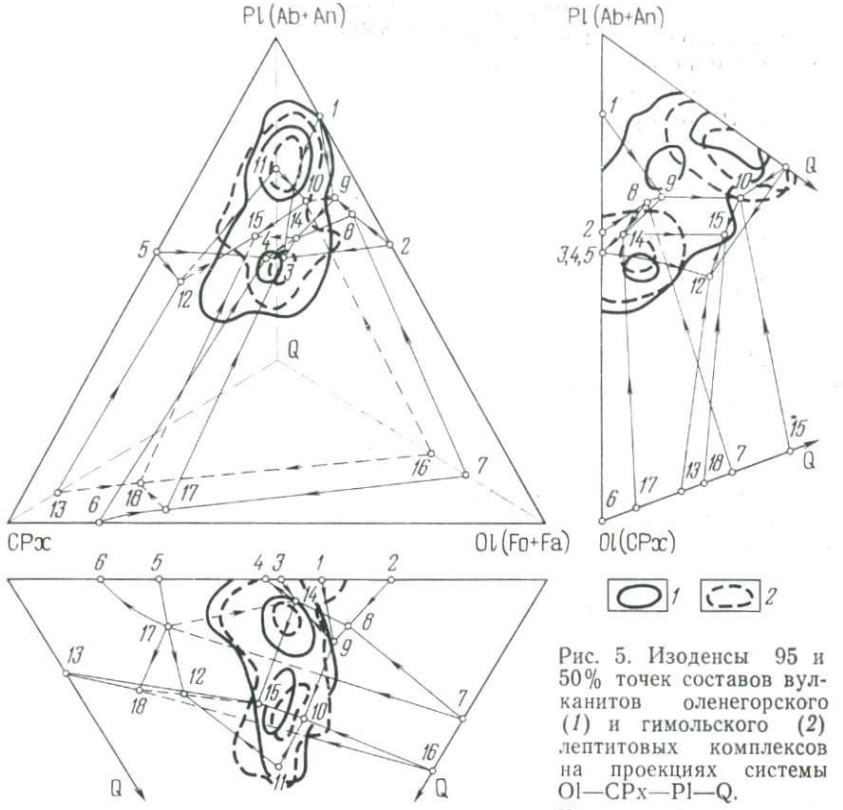


Рис. 5. Изоденсы 95 и 50% точек составов вулканитов оленегорского (*1*) и гимольского (*2*) лептитовых комплексов на проекциях системы Ol—CPx—Pl—Q.

Условные обозначения системы — см. рис. 3

зивными плагиогранитами (см. ниже), что дало возможность некоторым исследователям рассматривать их как комагматы. Не исключено, что кислые лавы лептитовой формации, возможно, имеют коровое происхождение и возникли в результате переплавления древнего (архейского) сиалического фундамента [28, 164], но все же скорее их следует относить к кислым дифференциатам андезит-базальтовой магмы, образование которой, согласно известным экспериментальным данным Грина — Рингвуда [62], следует предполагать на больших глубинах в области давлений порядка 27—30 кбар.

Дацит-андезит-базальтовая формация *

Под этим наименованием, достаточно условным, выделяется формация вулканитов начальной стадии формирования протогеосинклинальных структур, представляющая естественную ассоциацию пород основного (спилиты, базальты, андезит-базальты), среднего (андезит-дациты, дациты) и кислого (липариты)

* Вводный текст к формации написан В. В. Сидоренко.

состава. В неогее формации подобного состава именуются обычно спилит-кератофировыми, но это наименование часто применяется как групповое [95], объединяющее ряд сходных, но вещественно различных вулканогенных формаций.

К. А. Шуркиным и Ф. П. Митрофановым [242] эта формация была названа «кератофир-спилитовой», но это наименование весьма созвучно с групповым, и поэтому не рационально. В. И. Робонен [163, 164] именует эту формацию «последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая» и подразделяет ее [164] на три субформации: андезит-дацитовую (чалкинский комплекс), андезит-базальт-андезит-дацитовую (игнойльский комплекс), липарит-дацитовую (хаутоваорский комплекс).

Субформации, как видно из их наименований, все существенно дацитовые по составу, но с заметным участием то базальтоидов (во второй), то липаритов (в третьей).

Мы считаем, что предлагаемое В. И. Робоненом общее название формации слишком длинно и неудобно в обращении, а подразделение ее на три субформации вряд ли целесообразно, поскольку надлежащей этому понятию устойчивости во времени и в пространстве каждой отдельно взятой ассоциации вулканитов пока не устанавливается даже в пределах Карелии.

По-видимому, речь может идти в данном случае не о субформациях, а скорее о типах разрезов одной формации, свидетельствующих о ее большой фациальной и вещественной изменчивости, что является характернейшей ее чертой. Учитывая количественное преобладание в составе формаций пород дацитового ряда (андезиты — дациты — липариты), постоянное присутствие метасланцев и вероятный андезит-базальтовый состав родоначальной магмы, дифференциаты которой и образуют данную формацию, мы считаем возможным предложить для нее общее название — «дацит-андезит-базальтовая».

Наиболее детально эта формация изучена к настоящему времени в Центральной Карелии геологами Карельского филиала АН СССР (В. И. Робонен, С. И. Рыбаков, В. И. Коросов, В. Я. Горьковец, А. И. Светова и др.), материалы которых положены в основу характеристики. Другие примеры комплексов сходного формационного типа известны на Кольском полуострове (структурная зона Колмозеро-Воронья и Кейвский синклинорий). В саксаганидах, судя по пестроте состава, к ней, по-видимому, относится комплекс метавулканитов михайловской серии района КМА. В складчатом обрамлении Сибирской протоплатформы подобными чертами также обладают некоторые метавулканиты, например, муйского комплекса.

ХАУТОВААРСКО-ПАРАНДОВСКИЙ КОМПЛЕКС

Вулканогенные глубокометаморфизованные породы этого комплекса развиты в синклинально-складчатых структурах ранних карелид: Ялонварской, Чалкинской, Хаутоваарской, Бергаульской и Шуезерско-Парандовской, Ветреного пояса.

Стратиграфически комплекс связан с осадочно-вулканическими сериями лопского отдела нижнего протерозоя региональной стратиграфической шкалы: ялонварской, хаутоваарской, бергаульской и парандовской* [197]. Цифры изотопного возраста метаморфитов разных свит по К-Ar методу по слюдам колеблются в интервале 1600—2400 млн. лет с максимумом значений 1700 млн. лет, а по амфиболам 2200—2800 млн. лет·Rb-Sr метод по слюдам пород парандовской серии также обнаружил максимум на рубеже 1650—1700 млн. лет, а Rb-Sr изохрона для сланцев гимольской серии равна 2280 млн. лет [39]. Совершенно очевидно, что изотопные данные не определяют истинного геологического возраста, а показывают лишь разную степень их радиологического омоложения.

В Хаутоваарском разрезе [163] устанавливается, что нижняя часть хаутоваарской серии сложена метавулканитами андезит-дацитового состава (1500—2000 м). Выше согласно залегает толща вулканитов основного состава (1800 м). Еще выше располагаются пирокласты кислого состава, преобразованные в различные кристаллические сланцы, а также хемогенные осадочные породы с колчеданными рудами; мощность сланцевой пачки пород варьирует от 600 до 900 м. Венчается разрез метавулканитами основного состава, суммарная мощность которых доходит до 600 м.

Общий коэффициент эксплозивности (КЭ) хаутоваарского комплекса, по оценке В. И. Робонена и А. И. Световой [164], составляет 70—80%. Субвулканическая фация развита здесь незначительно.

Все породы метаморфизованы в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях и обычно превращены в различные кристаллические сланцы, амфиболиты и порфироиды.

Средние и кислые метавулканиты, переслаивающиеся в нижней части разреза, представлены в равной мере лавами (в том числе шаровыми), вулканическими брекчиями, туфами и игнимбритоподобными образованиями, причем наблюдается приуроченность пирокластов к основанию разреза.

Массивные андезитовые, андезит-дацитовые и дацитовые порфириты слагают потоки мощностью 4—12 м, а залегающие среди них шаровые лавы того же состава имеют мощность 2—6 м. Характерной особенностью этих метавулканитов является полосчатость, обусловленная обогащением амфиболом, иногда вместе с гранатом.

Метавулканиты основного состава средней и верхней частей разреза серии представлены главным образом шаровыми и массивными лавами метадиабазов и диабазовых метапорфиритов, пирокласты здесь развиты слабо. Шаровые и массивные метадиабазы образуют горизонты мощностью 250—350 м. Мощность отдельных потоков доходит до 40 м. Диабазовые метапорфириты слага-

---

* По С. Б. Лобач-Жученко [116], породы бергаульской, парандовской и других серий лопия гораздо древнее 2700 млн. лет *(прим. ред.)*.

ют самостоятельные пачки мощностью 400—500 м, в которых лавовые потоки (20—80 м) чередуются с прослоями вулканических брекчий и туфов.

Вулканогенные толщи ялонварской серии (Восточно-Финляндская синклинорная зона) по строению, фациальным особенностям вулканитов и составу последних очень сходны с хаутоваарскими. В разрезе этой серии снизу вверх выделяются [163]: вулканические брекчии андезитовых и андезит-дацитовых порфиритов — 1400 м; глыбовые туфобрекчии дацитовых порфиритов и туфы того же состава — 900—1000 м; туфы липарит-дацитов, туффиты и кварциты, вмещающие Ялонварское колчеданное месторождение,— 700—800 м; шаровые и массивные лавы метадиабазов — 1000 м.

В парандовской серии (Восточно-Карельская синклинорная зона) рассматриваемый вулканогенный комплекс наиболее полно развит на участке Пебозеро — Воронье (Шомбозерско-Шуезерский синклинорий) и южнее в районе Парандовского месторождения серного колчедана (Парандово-Надвоицкая синклиналь).

На первом участке в составе серии выделяются две свиты (снизу): вороньеозерская сланцевая — 450—500 м и пебозерская амфиболитовая — 900—950 м.

Вороньеозерская свита сложена ортоамфиболитами, возникшими по основным и средним эффузивам, переслаивающимися с гнейсами и сланцами различного состава, образованными по кислым эффузивам, их туфам и первично-осадочным породам. Среди кислых метаэффузивов выделяются афанитовые кварц-полевошпатовые породы типа лептитов и геллефлинтов, а также альбитофировые разновидности с серицитом и с вкрапленниками кварца и альбита [161].

Пебозерская свита приблизительно на $^2/_3$ сложена ортоамфиболитами и различными ортосланцами. Первично-эффузивная их природа устанавливается по реликтам текстур, структур и выдержанности химического состава, отвечающего основным и средним эффузивам. Наибольшим распространением в свите пользуются порфиробластические амфиболиты, так называемого «пебозерского типа» [161].

На втором участке, в районе Парандовского серноколчеданного месторождения в разрезе парандовской серии отсутствуют низы и верхи хаутоваарского разреза. В основании здесь залегают базальтовые шаровые лавы, перемежающиеся с туфами среднего и кислого состава и осадочными хемогенными породами, в которых и заключены колчеданные руды. Выше по разрезу наблюдается увеличение количества туфов среднего состава, а еще выше следуют пачки пород андезитового состава мощностью 400—500 м (лавы и туфы, превращенные в порфиробластические сланцы и порфироиды). Суммарная видимая мощность парандовской серии на этом участке составляет 1200—1400 м.

На территории Ветреного пояса метавулканиты парандовской серии представлены, по-видимому, средней частью разреза — различными по составу зелеными сланцами и амфиболитами, образо-

ваннными по основным, средним и кислым эффузивам, в меньшей степени плагиопорфироидами (альбитофирами), а также туфами одного состава с лавами; в сланцах отмечены реликты слоистых и бластопсаммитовых структур [189].

Наиболее хороший разрез бергаульской серии известен на участке рудника Бергаул [163]. Нижняя часть серии (1800 м) сложена лавами основного, отчасти среднего состава, преобразованными в метадиабазы, диабазовые метамандельштейны и метапорфириты, андезитовые метапорфириты, амфиболовые, биотит-амфиболовые сланцы и амфиболиты, перемежающимися с метатуфами того же состава. Стратиграфически выше согласно лежит сланцевая толща (350—400 м), несущая колчеданное оруденение. Она представлена различными по составу сланцами и гнейсами, образовавшимися по кислым туфам и парапородам *.

Изложенный материал по составу и строению вулканогенных толщ хаутоваарско-парандовского дацит-андезит-базальтового комплекса позволяет выделить в нем следующие главные петрографические группы пород: амфиболиты «пебозерского типа» и амфиболовые, биотит-амфиболовые сланцы по эффузивам основного и среднего состава; метадиабазы, диабазовые метамандельштейны и метапорфириты, их туфы и вулканические брекчии; андезитовые, андезит-дацитовые и дацитовые метапорфириты, лавобрекчии, вулканические брекчии и туфы, игнимбритоподобные породы липарит-дацитового состава; метаморфизованные кислые эффузивы и их туфы, превращенные в геллефлинты, порфироиды, лептитовые гнейсы и различные по составу кристаллические сланцы.

Широкий диапазон минерального состава метавулканитов комплекса находит отражение в их химизме (табл. 4), варьирующем от типичных базальтов и андезитов до дацитов и альбитофиров при общем пониженном содержании щелочей, особенно в образованиях хаутоваарской серии. При этом следует отметить, что единичные анализы в выборке по парандовской серии имеют повышенную щелочность и могут быть отнесены к спилитам. В то же время кислые члены хаутоваарской серии приближаются к кварцевым кератофирам. Во всех разновидностях пород натрий преобладает над калием, что свидетельствует о существенно натриевой специализации исходной магмы. В целом по химизму пород рассмотренный комплекс близок к другим раннекарельским образованиям восточной части Балтийского щита, хотя метабазальты и андезиты Хаутоваары и кварцевые порфиры Парандова отличаются пониженной щелочностью. Средний состав комплекса близок к андезит-базальту.

Субвулканическая фация комплекса наиболее широко развита в хаутоваарской серии и представлена небольшими (1,5—2 км

* В последние годы район развития бергаульской серии изучался С. Б. Лобач-Жученко и ее сотрудниками [116]. Ими в этих сериях устанавливаются все породы, характерные для гранитно-зеленокаменных поясов, в том числе и высокомагнезиальные базальты, которые они называют «базальтовыми коматиитами» *(прим. ред.)*.

Таблица 4

Химический состав метавулканитов дацит-андезит-базальтовой формации

Компоненты	Хаутоваарско-Парандовский комплекс									
	Метабазальты			Метаандезиты			Метадациты			Среднее по комплексу
	Составы, крайние по SiO_2		Среднее	Составы, крайние по SiO_2		Среднее	Составы, крайние по SiO_2		Среднее	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	45,18	52,72	51,90	55,93	63,34	59,13	63,54	70,20	69,49	56,03
TiO_2	1,20	0,90	0,94	0,89	0,83	0,90	0,65	0,74	0,61	0,89
Al_2O_3	16,06	15,95	14,75	16,52	18,17	16,59	15,95	15,48	14,57	15,24
Fe_2O_3	1,60	1,41	2,31	0,84	1,12	1,53	1,85	1,53	1,48	2,00
FeO	11,52	6,74	8,63	5,37	3,24	4,90	2,44	1,11	2,03	6,61
MnO	0,20	0,08	0,19	0,19	0,08	0,09	0,09	0,05	0,05	0,14
MgO	10,47	5,64	6,54	5,63	1,48	3,49	1,87	0,49	1,86	5,01
CaO	8,28	12,10	11,07	9,88	4,90	6,37	8,92	3,80	3,65	8,66
Na_2O	1,16	1,85	2,20	3,07	4,28	3,80	0,70	5,80	3,76	2,77
K_2O	1,09	0,18	0,24	0,15	0,85	0,99	2,25	0,28	1,51	0,64
П.п.п.	2,86	2,22	1,23	1,35	0,10	2,21	1,04	0,63	0,99	2,01
Сумма	99,62	100,06	100,00	99,77	98,39	100,00	99,52	100,19	100,00	100,00
f	0,56	0,59	0,63	0,62	0,75	0,65	0,70	0,84	0,53	0,63
Fe_2O_3 : FeO	0,14	0,21	0,27	0,68	0,35	0,31	0,76	1,38	0,73	0,30
Na_2O+K_2O	2,25	2,03	2,44	3,22	5,13	4,79	2,95	6,08	5,27	3,41
$Na_2O/(Na_2O+K_2O)$	0,52	0,91	0,90	0,95	0,83	0,79	0,24	0,95	0,71	0,81
Количество анализов	1	1	23	1	1	11	1	1	6	40

Продолжение табл. 4

Компоненты	Полмос-поросозерский комплекс					Понойский комплекс			Михайловский комплекс				
									Метабазальты				
	Метабазальты	Андезито-базальты	Метадациты	Кварцевый порфир	Среднее по комплексу	Метабазальты	Метаандезиты	Среднее по комплексу	Составы, крайние по SiO_2		Среднее	Кварцевые порфиры	Среднее по комплексу
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO_2	49,02	54,19	68,01	73,26	57,40	52,63	56,65	54,93	46,58	51,92	49,76	76,38	56,41
TiO_2	0,88	0,62	0,45	0,55	0,78	1,29	1,26	1,27	1,55	1,13	1,47	0,31	1,18
Al_2O_3	13,33	12,51	15,52	15,25	14,14	14,90	14,09	14,44	16,85	14,00	14,11	11,31	13,41
Fe_2O_3	11,58	9,06	1,42	0,58	8,17	2,82	4,32	3,68	3,07	2,74	3,82	0,96	3,10
FeO		7,40	1,69	1,22		8,96	7,29	8,01	15,36	9,08	10,18	1,85	8,10
MnO	0,15	0,15	0,01	—	0,10	0,15	0,12	0,13	0,29	0,08	0,15	0,06	0,13
MgO	11,09	7,00	2,07	0,42	6,82	4,67	3,13	3,79	3,78	6,02	5,47	1,37	4,44
CaO	10,51	13,60	3,52	1,80	7,46	9,14	6,00	7,35	7,48	9,95	8,59	1,61	6,84
Na_2O	1,92	0,54	5,40	4,64	3,32	2,50	3,48	3,06	3,00	1,20	2,03	0,92	1,75
K_2O	0,36	0,60	1,81	1,62	0,87	0,88	1,90	1,46	0,39	0,94	0,84	3,90	1,60
П. п. п.	1,16	1,00	0,10	0,80	0,94	2,06	1,76	1,88	2,41	2,71	3,58	1,33	3,04
Сумма	100,00	99,96	100,00	100,14	100,00	100,00	100,00	100,00	100,61	99,80	100,00	100,00	100,00
f	0,49	0,57	0,60	0,81	0,54	0,72	0,79	0,76	0,83	0,66	0,72	0,67	0,70
$Fe_2O_3 : FeO$	—	0,28	0,84	0,47	—	0,31	0,59	0,46	0,20	0,30	0,38	0,52	0,38
Na_2O+K_2O	2,28	1,14	7,21	6,26	4,19	3,38	5,38	4,52	3,39	2,14	2,87	4,82	3,35
$Na_2O/(Na_2O+K_2O)$	0,84	0,47	0,75	0,74	0,79	0,74	0,65	0,68	0,88	0,56	0,71	0,29	0,52
Количество анализов	4	1	2	1	8	3	4	7	1	1	9	3	12

1—10 — по [162], а также по материалам Н. И. Московченко, Ю. П. Богданова и А. С. Воинова; 11—15 — по [8, 57]; 16—18 — по Д. Д. Мирской; 19—23 — по В. Д. Полищуку.

в поперечнике) изометричными телами (штоками) андезит-дацитовых порфиритов, а также дайками андезитовых, дацитовых, роговообманковых порфиритов и липаритовых кварцевых порфиров. Порфириты штоков и даек отличаются от соответствующих по составу лав в основном только текстурно (крупнозернистостью и отсутствием миндалин). Мощность даек колеблется от 0,5 до 15—17 м, протяженность от сотен метров до первых километров. Более мощными являются дайки роговообманковых порфиритов (40—60 м). Они имеют часто зональное строение: эндоконтактовая часть сложена мелкозернистыми порфиритами с вкрапленниками роговой обманки в 1—1,5 мм, а центральная часть — более крупнозернистая с вкрапленниками до 5—7 км. Дайки липаритовых кварцевых порфиров встречаются редко и маломощны (10—15 см).

Петрохимически субвулканические породы комплекса аналогичны соответствующим по основности эффузивам.

ПОЛМОС-ПОРОСОЗЕРСКИЙ КОМПЛЕКС *

Комплекс вулканитов серии полмос-порос [57], известный также под наименованием серии колмозеро-воронья [205], развит на Кольском полуострове в прилежащей с юга к Мурманскому блоку узкой, но протяженной (более 200 км) структурной зоне. По данным В. А. Токарева и Л. Л. Гарифулина [205], серия подразделяется на три толщи: нижнюю — гнейсо-конгломератовую (300 м), среднюю — амфиболитовую (1400—1500 м) и верхнюю — кварцит-глиноземисто-сланцевую (1350 м).

Нижняя толща слагается полимиктовыми конгломератами, гранат-биотитовыми и ставролитовыми гнейсами с подчиненными прослоями амфиболовых гнейсов и амфиболитов.

В сводном разрезе средней толщи наблюдается следующее чередование пород (снизу): слоисто-полосчатые полевошпатовые амфиболиты, местами с линзами магнетитовых кварцитов и магнетитсодержащих амфиболовых сланцев (с гранатом) 750—800 м; амфиболиты пестрого состава (плагиоклазовые, мономинеральные, кварцевые, гранатовые), связанные друг с другом постепенными переходами,— 200—250 м; пачка амфиболитов, заключающих многочисленные согласные линзы (до 50 м мощности) кварцевых порфиров (порфироидов),— 160 м; амфиболиты монотонного состава — 120—170 м; пятнистые биотит-амфиболовые сланцы с прослоями (мощностью 1—1,5 м) тонкосланцеватых кварцсодержащих амфиболитов — 160 м.

В основании верхней толщи находятся линзы конгломератов, залегающие среди двуслюдяных сланцев. Эта толща слагается внизу гранат-ставролитовыми, двуслюдистыми и кварц-серицитовыми сланцами, кварцитами, а вверху — биотитовыми сланцами с кианитом, силлиманитом, кордиеритом, ставролитом.

* Раздел составлен по материалам Л. И. Гарифулина, А. П. Белолипецкого и В. И. Болотова.

Петроминералогическое и геохимическое изучение пород серии [8] показало, что большая часть пород средней толщи относится к первично-эффузивным образованиям. Минеральные парагенезисы этих пород определяются [8, 57] главным образом ассоциациями: Hb+Pl+Q; Hb+Gr+Pl+Q; Hb+Bi+Pl+Q. Менее распространены разновидности с диопсидом, жедритом, куммингтонитом. Плагиоклаз варьирует от № 23 до № 38, железистость обыкновенной роговой обманки (Hb) находится в интервале 35—45 мол. % в полевошпатовых амфиболитах и 56—82 мол. % в гранатсодержащих породах. Гранат по составу пироп-альмандиновый, обогащенный гроссуляровой молекулой.

Количественно-минеральный состав, текстурно-структурные и петрохимические особенности позволяют различать среди амфиболсодержащих пород района [7] три главные разновидности: анхимономинеральные, полевошпатовые и гранатовые. Первые тесно связаны с телами метагипербазитов, содержат реликты магматических структур, отличаются повышенным содержанием магния, хрома, никеля и представляют продукт метаморфизма ультраосновных пород. Среди полевошпатовых амфиболитов встречаются разновидности с бластогаббровой структурой (метагаббро — амфиболиты), реже с реликтами бластодиабазовых и бластоофитовых структур, а также с миндалекаменной текстурой и местами с вкрапленниками лейстовидного андезина. Такие ортоамфиболиты представляют базальтоидные по составу метавулканиты.

Явным доказательством присутствия кислых производных в составе этого комплекса являются порфироиды, которые характеризуются минеральной ассоциацией: Bt+Mu (или серицит) $+Pl_{28-30}+Gr\pm Q$. Эти мелкозернистые сланцеватые породы, нередко переходящие в сланцы, заключают порфировидные агрегаты кварца и полевых шпатов. В основной массе породы преобладают эти же минералы, причем здесь встречается альбит и редко микроклин, а в виде примеси присутствуют биотит, серицит, турмалин, апатит, хлорит, рутил, пирит. Первоначально эти породы, повидимому, являлись кварцевыми порфирами и кварцевыми альбитофирами.

Ассоциирующие с описанными породами амфиболовые и биотит-амфиболовые плагиосланцы, не сохранившие реликтов первичных структур, по петрохимическим особенностям относятся А. П. Белолипецким и В. И. Болотовым [8] к метаандезитам и метаандезит-дацитам. Эти авторы указывают, что мусковитовые сланцы нижней части разреза верхней толщи (воронья-тундровская свита) по содержанию Si, Al, Ti близки к кварцевым альбитофирам и, вероятно, могут рассматриваться как продукты метаморфизма кислых лав, предварительно испытавших поствулканическую метасоматическую обработку (вынос Na, Ca, Mg, привнос Si, Al, K).

Наконец, тонкополосчатые полевошпатовые и гранатовые амфиболиты А. П. Белолипецкий и В. И. Болотов предположительно считают метаморфизованными туфами среднего состава.

Процессы регионального метаморфизма [8, 57], охватившие осадочно-вулканогенные образования зоны Колмозеро — Воронья, судя по парагенетическим ассоциациям, осуществлялись при относительно низком давлении (3—5 кбар) в интервале температур 580—650° С и соответствуют условиям перекристаллизации пород в ставролит-андалузит-кордиеритовой субфации амфиболовой фации. Метаморфизм этот, как полагают названные исследователи, является изохимическим, и поэтому петрохимические особенности метаморфитов, в целом, отвечают первичному составу пород.

Как видно из табл. 4, метавулканиты основного состава отвечают химизму толеитового базальта, слабо недосыщенного кремнеземом, а обогащенные SiO_2 разновидности по составу близки к кварцевому кератофиру. Для пород характерна натриевая специализация, небольшое преобладание железа над магнием, умеренные содержания титана.

Количественные соотношения основных, средних и кислых метавулканитов в описываемом комплексе сходны с комплексом района Чалка-Хаутовара Южной Карелии. А. П. Белолипецкий и В. И. Болотов рассматривают его как «контрастную серию», в которой главное значение имеет толща основных эффузивов, меньшую роль играет толща основных эффузивов, ассоциирующих с кислыми, и толща собственно кислых эффузивов.

Субвулканические образования представлены массивными плагиоамфиболитами, образующими линзовидные тела в северном крыле зоны. Эти тела не занимают определенного стратиграфического уровня, но обнаруживают близость состава с вмещающими метавулканитами и, вероятно, комагматичны с ними.

Металлогеническая специализация вулканитов зоны Колмозеро — Воронья определяется наличием маломощных залежей джеспилитов, колчеданных и сульфидно-никелевых рудопроявлений. Следует также заметить, что метавулканиты являются вмещающими породами для щелочных пегматитов с разнообразной и достаточно богатой редкометальной минерализацией.

ПОНОЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Этот комплекс составляет основной объем понойской свиты или толщи, распространенной в южной части Кейвского синклинория. Он, по определению Д. Д. Мирской [127], представляет «отложения геосинклинальной стадии» развития Кейвского прогиба, относится к нижнему протерозою и, залегая на архейском гранито-гнейсовом фундаменте, образует второй структурный этаж Кольской зоны карелид. Понойская свита подстилает описанную выше лебяжинскую свиту, сложенную главным образом лептитами.

Понойская свита выступает в эрозионном срезе в пределах узкой (до 4 км) протяженной (60 км) полосы (рис. 6) субширотного простирания с крутым падением пород (60—70°). В структурном отношении эта полоса трактуется как взброшенная текто-

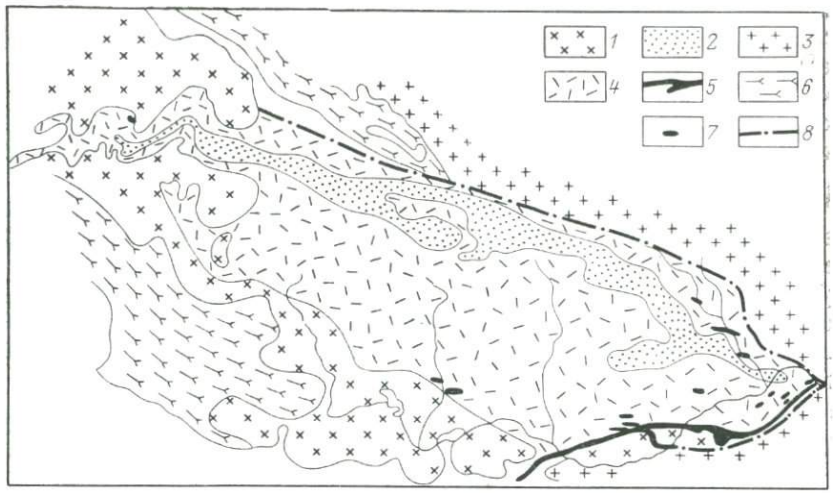


Рис. 6. Схематичная геологическая карта Кейвской зоны Кольского полуострова.

1 — щелочные граниты; *2* — кристаллические сланцы, местами с малокейвской терригенной толщей в основании; *3* — плагио-микроклиновые граниты; *4* — лебяжинская толща кислых метавулканитов; *5* — понойская толща средних — основных метавулканитов; *6* — плагиограниты; *7* — тела основных пород; *8* — разломы

ническая чешуя. Свита собрана в линейные складки, усложненные мелкой складчатостью II порядка, и разбита продольными и поперечными разрывными нарушениями. Главная часть видимого разреза сложена сланцеватыми и реже массивными полевошпатовыми амфиболитами (иногда с гранатом), метапорфиритами, метамандельштейнами, биотит-амфиболовыми и амфиболовыми гнейсами, магнетитовыми сланцами, лептитами. Несмотря на то что породы метаморфизованы в амфиболитовой фации и интенсивно смяты, в них сохраняются реликты первичных текстур и структур, позволяющие судить о том, что они образованы по эффузивам и туфам среднего (50%), основного (25%), кислого (8%) состава и по слоистым туфогенно-осадочным породам (17%), в том числе железистым сланцам.

Особенностью разреза является частое переслаивание пород различного состава — лав, туфов, туффитов и осадков. Мощность пластов изменяется в пределах от десятков дециметров до десятка метров. Характер строения разреза, довольно изменчивого в латеральном направлении, свидетельствует о подчиненной роли терригенных отложений в составе понойской толщи, отлагавшейся, вероятно, в обстановке мелководного, возможно, островного бассейна, с постоянным прогибанием, в пределах которого имел место мощный, преимущественно эксплозивный вулканизм с обильным образованием туфов.

Метаморфизм пород понойского комплекса характеризуется парагенезисом олигоклаз + амфибол + биотит + кварц ± кальцит ± ± альмандин, относящимся к амфиболитовой фации средних дав-

лений и температур 650—800° С. В узких зонах динамометаморфизма с кварц-полевошпатовыми инъекциями, вблизи контакта с плагиомикроклиновыми гранитами, в породах появляется диопсид. Кроме того, парагенезис минералов часто дополняется эпидотом. Ассоциация его с олигоклазом считается неравновесной [213] и может свидетельствовать о наложении регрессивной, более низкотемпературной стадии метаморфизма.

Химический состав метавулканитов комплекса охарактеризован всего лишь семью анализами (см. табл. 4), из которых видно, что породы относятся к переходным между основными и средними и условно могут быть разбиты на две группы. В первую группу входят метаэффузивы, близкие по составу к базальтам, во вторую — в основном метатуфы, тяготеющие к андезитам. В целом химизм этих пород близок к химизму хаутоваарско-парандовского комплекса.

Повышенное (местами) содержание в метавулканитах железа, наличие в них магнетита, а также железистых сланцев, обогащенных марганцем и фосфором, позволяет предполагать возможное наличие промышленно интересных железорудных концентраций. Такая металлогеническая специализация понойского комплекса сближает его с вулканитами некоторых структур Карелии, выполненных породами описываемой дацит-андезит-базальтовой формации.

Субвулканическая и гипабиссальная фации понойского комплекса представлены пластообразными и дайкообразными телами метагаббро, метагаббро-диабазов, обычно превращенных в габбро-амфиболиты полевошпатового и гранат-полевошпатового состава. Эти тела залегают как в породах комплекса, так и в вышележащих гнейсах лебяжинской свиты (лептитовый комплекс).

МИХАЙЛОВСКИЙ КОМПЛЕКС

Комплекс входит в состав михайловской серии КМА, развитой на Воронежско-Белгородском участке фундамента Русской плиты. Структурно этот участок относится к зоне саксаганид.

Вопрос о стратиграфическом положении михайловской серии остается дискуссионным. Одними исследователями она относится к верхнему архею, другими — к нижнему протерозою. Нами принята вторая точка зрения, изложенная в коллективной монографии, посвященной геологическому строению и всесторонней характеристике железорудных комплексов КМА [149].

Михайловская серия установлена в складчато-синклинальных структурах, разделяющих выступы — блоки реоморфизованного архейского фундамента, сложенного обоянским комплексом гнейсов, амфиболитов, мигматитов, гранитоидов. Перекрывает михайловскую серию (через кору выветривания и местами с базальными конгломератами) толща парасланцев, гнейсов и джеспилитов курской серии, раннепротерозойский возраст которой не вызывает сомнения.

Сложена михайловская серия преимущественно вулканитами основного состава с подчиненными кислыми вулканитами, железисто-кремнистыми и терригенными породами.

Вулканиты основного состава развиты главным образом в нижней части стратиграфического разреза михайловской серии. Кислые вулканиты сосредоточены исключительно в верхней части разреза серии (верхняя толща). В геологическом отношении как те, так и другие изучены еще очень слабо.

Породы михайловской серии метаморфизованы в условиях от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации регионального метаморфизма, при этом отмечается как вертикальная, так и латеральная зональность в распределении фаций метаморфизма.

Вулканиты нижней толщи представлены амфиболитами, обычно довольно однообразными во всех установленных структурах*. Характерная для них тонкая полосчатость является, вероятно, результатом метаморфической дифференциации и мигматизации (гранитизации), приводящей в крайнем проявлении к преобразованию амфиболитов в гранито-гнейсы.

Состав амфиболитов: роговая обманка (40—60%), плагиоклаз (30—50%), кварц (0—5%), акцессорные: сфен, титаномагнетит, ортит; вторичные: биотит (до 5—8%), эпидот.

Вулканиты верхней толщи, обычно слабее метаморфизованные, характеризуются сохранностью реликтовых магматических структур и отсутствием признаков регионально проявленной мигматизации. Явно эффузивные породы установлены здесь в структурных зонах, где развиты местные стратотипы верхней толщи: жигаевская, лучкинская и лебединская толщи. Представлены метаэффузивы тонкозернистыми аподиабазовыми амфиболитами, зеленокаменными породами и метаморфизованными кварцевыми порфирами. Зеленокаменные породы иногда наблюдаются (в жигаевской толще) в переслаивании с магнетит-куммингтонитовыми беднорудными кварцитами. Амфиболиты и зеленокаменные породы прорываются плагиогранитами яковлевского типа. Метаморфизованные кварцевые порфиры находятся в переслаивании с кварцитами и сланцами. В лебединской толще в ряде случаев отмечен переход последних в гранит-порфиры.

Среди метаэффузивов встречаются иногда литокристаллокластические туфы, характеризующиеся нечетко выраженной сланцеватой текстурой и реликтовой структурой. Обломки в них представлены кристаллами плагиоклаза, кварца и тонкозернистой основной эффузивной породой микробластоофитовой структуры.

Метаморфизованные кислые эффузивы — массивные или рассланцованные породы с вкрапленниками голубоватого кварца и, реже, полевых шпатов, заключенных в микрогранитовой основной массе с мелкими чешуйками серицита и биотита. Иногда отме-

---

* Нижняя толща михайловской серии, взятая отдельно, вероятно, относится к спилит-диабазовой формации и должна сопоставляться с соответствующими комплексами карелид. Вопрос этот требует еще изучения *(прим. ред.)*.

чаются скопления крупночешуйчатого биотита, образованного, вероятно, на месте бывших вкрапленников по темноцветным минералам.

О химическом составе рассмотренных пород дает представление табл. 4. Основные породы по химизму отвечают насыщенным толеитовым базальтам и по сравнению со средними составами базальтов и диабазов (по Р. Дэли), как правило, несколько обеднены глиноземом и обогащены железо-магнезиальными компонентами. Обращает внимание железистость, варьирующая от 50 до 74%. Большинство проанализированных пород характеризуются повышенной железистостью (средняя 0,72). Исключение составляют амфиболиты нижней и жигаевской толщ, имеющие железистость в пределах 50—57%, т. е. близкую к железистости средних составов базальтов и диабазов.

Среди метаморфизованных кислых эффузивов выделяются породы, близкие к среднему химическому составу кварцевых порфиров.

Некоторые отклонения выражены в меньшем содержании щелочей (особенно натрия) и в большем — железо-магнезиальных компонентов.

Средний состав рассматриваемого комплекса близок к андезито-базальту, от которого он отличается повышенным содержанием FeO и пониженным Na_2O.

В одной из скважин Стойло-Лебединского участка Старооскольского железорудного района в метавулканитах установлена рудная минерализация, представленная вкрапленностью пирротина и халькопирита (1—2%), пентландита, ильменита, борнита (десятые доли процента) и единичными знаками сфалерита, халькозина, миллерита, валлерита, кубанита, виоларита, кобальтина.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формация по геотектоническим условиям образования близка к двум ранее описанным формациям — спилит-диабазовой и лептитовой, занимая по вещественному составу как бы промежуточное между ними положение. Породы этой формации формируются обычно на поздних этапах начальной стадии развития протогеосинклиналей в условиях частной инверсии.

Характерной чертой дацит-андезит-базальтовой формации является крайняя невыдержанность вещественного и фациального состава, проявляющаяся, с одной стороны, в различных количественных сочетаниях вулканитов основного, среднего и кислого состава в разных структурно-фациальных зонах, а с другой, в соотношениях между лавовой и пирокластической фациями. Показательно также широкое развитие среди эффузивов порфировых разновидностей (диабазовых, андезитовых и дацитовых порфиритов).

Средний химический состав формации близок к андезит-базальту со значительным отклонением к андезиту, особенно по содержанию SiO_2, TiO_2 и железа. Индивидуальными особенностями

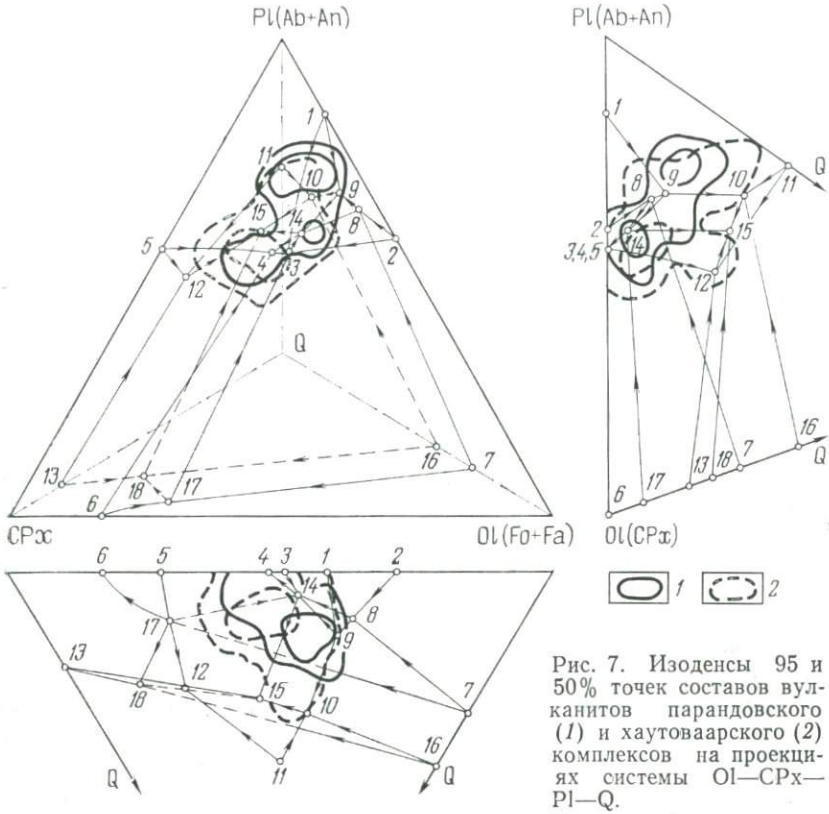


Рис. 7. Изодексы 95 и 50% точек составов вулканитов парандовского (*1*) и хаутоваарского (*2*) комплексов на проекциях системы Ol—CPx—Pl—Q.

Условные обозначения системы — см. рис. 3

химизма, отличающими эту формацию от спилит-диабазовой и лептитовой, являются несколько повышенная известковистость и пониженная щелочность.

На диаграммах системы Ol — CPx — Pl — Q (рис. 7) характерно появление двух максимумов, один из которых приходится на базальтоидные составляющие, а другой — на средние и кислые разновидности пород. В настоящее время неясно, связано ли это с наличием двух самостоятельных серий пород или с недостаточной представительностью промежуточных выборок. Несмотря на то что средний состав комплексов обычно отвечает андезит-базальту, эти породы редки в имеющихся в нашем распоряжении выборках анализов.

Ведущая металлогеническая специализация дацит-андезит-базальтовой формации — колчеданная, проявленная в некоторых регионах довольно крупными месторождениями.

Образование формации проходило, очевидно, в преимущественно подводных (но мелководных), частично наземных (островных) условиях с преобладающим центральным типом вулканических извержений.

Метавулканиты Среднего Приднепровья

В схеме районирования Украинского щита [182] выделяется крупный блок древнейшего докембрия, ограниченный на западе Криворожской структурно-фациальной зоной, а с востока — Орехово-Павлоградской зоной магнитных (железорудных) аномалий. Этот блок, представляющий срединный массив архея в зоне саксаганид [200], сложен днепровским комплексом мигматит-гранитов и разнообразными по составу и происхождению гранитоидами (саксаганскими, токовскими и др.), возраст которых находится в интервале 2600—2800 млн. лет [244].

В пределах этого блока распространены синклинальные структуры, сопряженные с брахиантиклинальными — изометрическими или вытянутыми меридионально структурами гнейсо-гранитного фундамента. Эти синклинальные структуры выступают в качестве реликтовых, сохранившихся от эрозии участков трех крупных синклинорных прогибов субмеридионального простирания, разграниченных внутренними антиклинориями. К западному — Базавлукскому прогибу относятся Верховцевская и Чертомлыкская синклинальные структуры, к центральному — Сурская и несколько мелких структур и к восточному — Конькский и Белозерский синклинории.

Осадочно-вулканогенные комплексы пород, выполняющие названные синклинали, в первых трех относятся к базавлукским сериям — нижней ($Б_1$) и верхней ($Б_2$), а в двух последних — к белозерским нижней (БН) и верхней (БВ) и к конкским — нижней (КН) и верхней (КВ) сериям. Первоначально все эти толщи объединялись А. Н. Козловской, М. И. Ожеговой и В. Н. Гладким [86] в конкско-верховцевскую серию архея, но позднее на основе К-Ar датировок стали рассматриваться Н. П. Семененко, В. Л. Бойко, А. А. Макухиной и В. Д. Ладиевой [138] и другими в качестве разновозрастных с указанными выше наименованиями. В настоящее время, после того как стала известна непригодность К-Ar метода для датирования возраста докембрийских вулканогенных осадочно-метаморфических толщ, поскольку в большинстве случаев получаемые цифры либо указывают время последнего метаморфизма, либо вообще не определяют никаких геологических событий, среди украинских геологов наметилось возвращение к первой точке зрения [68]. Этому способствуют прежде всего геологические данные, а именно принадлежность всех зеленокаменных толщ ко второму структурному этажу Приднепровского геоблока, их повсеместно приблизительно одинаковый характер метаморфизма — от амфиболитовой фации в прилежащих к гранитоидам периферических толщах до зеленосланцевой фации — во внутренних частях структур, занятых наиболее высокими в разрезе свитами; наконец, литолого-стратиграфическое сходство в главных чертах разрезов всех структур, при локальных их различиях в порядке чередования, мощностях и вещественном составе отдельных разновидностей пород.

Кроме того, к настоящему времени получены достаточно надежные цифры U-Pb-методом по циркону из слабометаморфизованных кислых эффузивов конкско-верховцевской серии, фиксирующие время их излияния на рубеже 3,1—3,0 млрд. лет (Н. П. Щербак — устное сообщение), а изохронным свинцовым методом датирован возраст гранитоидов (не моложе 2,7 млрд. лет), активно воздействующих на зеленокаменные и железорудно-сланцевые толщи конкско-верховцевского комплекса [70, 138].

Корреляция разрезов многочисленных скважин колонкового бурения в Белозерской, Конкской, Чертомлыкской, Верховцевской структурах, проведенная Г. Ф. Гузенко [64], показала возможность построения единой для Приднепровского региона сводной стратиграфической схемы конкско-верховцевской серии (табл. 5).

На основании литолого-петрографических особенностей пород в составе конкско-верховцевской серии (или разновозрастных конкских, белозерских и базавлукских осадочно-вулканогенных толщ) Н. П. Семененко и др. [182] выделяют формации ультрабазитовые, метабазитовые (спилитовые), кератофир-лептитовые (андезит-риолитовые), переслаивающиеся с железисто-кремнистыми (джеспилитовыми) и флишоидными (сланцевыми) формациями, и формации промежуточного состава: сланцево-кератофир-ультрабазитовые, метабазит-ультрабазитовые, метабазит-железисто-кремнистые, метабазит-андезит-порфир-зеленосланцевые, спилит-кератофир, сланцево-железисто-кремнистые и др. В рамках принятых нами критериев формационного анализа магматических образований наблюдаемые в разрезах разных структур комплексы вулканогенных пород принадлежат к двум типам формаций: 1) спилит-диабазовой и 2) дацит-андезит-базальтовой. К первой относятся метавулканиты нижней метабазитовой подсвиты нижней базавлукской, нижней конкской и нижней белозерской серий и нижней метабазито-песчаниково-сланцевой (промежуточной) подсвиты в верхних базавлукской, конкской и белозерской сериях. Ко второй формации, судя по переслаиванию в разрезах метабазитов, средних и кислых вулканитов, относятся верхняя «альбитофир-метабазитовая», а также тепловская свиты Базавлукского синклинория и их аналоги в других структурах.

Комплексы вулканитов спилит-диабазовой формации, начинающие разрезы конкско-верховцевской серии во всех структурах, включают выделяемые Н. П. Семененко [182] ультрабазитовые и метабазитовые (спилитовые) формации. Сложены они главным образом основными метаэффузивами, подчиненную роль играют метавулканиты ультраосновного (пикритового), а местами среднего, андезит-дацитового состава («апокератоспилиты») и спорадически отмечаются «апокератофиры» (метариолито-дациты). Прослои метаморфизованных осадочно-хемогенных пород, в том числе магнетитсодержащих, довольно редки (5—10% объема). Наибольшие части разрезов составляют ортоамфиболиты и амфиболовые сланцы, среди которых по петрографическим признакам выделяются: аподиабазовые и аподиабаз-порфиритовые ам-

Таблица 5

Сводная схема стратиграфии конкско-верховцевской серии

Свиты (серии)	Подсвиты	Состав пород	Мощность, м
Белозерская (верхняя базавлукская — $Б_2$; верхняя конкская—КВ; верхняя белозерская — БВ)	(Верхняя тепловская — $Б_2^3$; кремнисто-сланцевая — $БВ_2$)	Зеленые сланцы, амфиболиты, апоспилиты, андалузитовые и диабазовые апопорфириты, апокератофиры	300—1000
	Верхняя железисто-кварцито-сланцевая (средняя кератофир-туфопесчано-сланцевая — $Б_2^2$, железисто-кремнисто-сланцевая—$КВ_2$ — вулканогенно-сланцевая $БВ_1$)	Магнетитовые кварциты, карбонатно-магнетитовые, магнетит-карбонатные сланцы. Кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-биотитовые сланцы, подчиненные пласты зеленых сланцев и порфироидов	250—500
	Нижняя метабазит-песчанико-сланцевая (промежуточная ультрабазит-сланцевая $Б_2^1$; веселянская — КВ; вулканогенно-сланцевая $БВ_1$)	Кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-биотитовые сланцы, аркозовые и кварцевые метапесчаники, метатуфиты и туфы с подчиненными пластами зеленых сланцев, амфиболитов, порфироидов	Около 2000
Базавлукская (нижняя базавлукская — $Б_1$; нижняя конкская—КН; нижняя белозерская — БН)	Верхняя альбитофир-метабазитовая (верхняя метабазитовая — $Б_1^3$; верхняя зеленосланцевая $КН_3$), зеленосланцево-порфировая — $БН_3$	Зеленые сланцы, альбитофиры, апоспилиты, метадиабазы, амфиболиты, андезитовые и диабазовые апопорфириты, актинолиты (массивные и сланцеватые), редкие прослои железисто-силикатных кварцитов	Более 1000
	Средняя метабазит-сланцево-железисто-кварцитовая (восточно-грановская — $Б_1^2$; юльевская — $КН_2$; западная железисто-кремнисто-метабазитовая — $БН_2$)	Амфибол-магнетитовые, магнетит-амфибол-карбонатные кварциты, плагиоклаз-биотит-кварцевые, кварц-магнетит-амфиболовые, слюдяные и др. сланцы, метабазиты, амфиболиты, апоспилиты	500—700
	Нижняя метабазитовая ($Б_1^1$; $КН_1$ $БН_1$)	Амфиболиты, метадиабазы, апоспилиты, зеленые сланцы, актинолитовые породы с маломощными пачками магнетит-амфиболовых сланцев и магнетитовых кварцитов	500—3000

Примечание. В скобках даны названия стратиграфических подразделений в номенклатуре Н. П. Семененко с соавторами [182]. В названиях пород приставка «апо» (спилиты, кератофиры и т. д.) придается украинскими геологами слабометаморфизованным породам соответствующего состава и заменяет общеупотребительную приставку «мета» (спилиты, кератофиры и т. п.).

фиболиты, апоспилитовые амфиболиты — массивные, сланцеватые, порфиробластические. Они в большинстве случаев обладают бластическими структурами, изредка отмечаются реликты габбродиабазовых, офитовых, пойкилоофитовых, габброидных структур и первично-магматические вкрапленники плагиоклаза. Главными породообразующими минералами являются: обыкновенная роговая обманка, актинолит, плагиоклаз (альбит, олигоклаз, андезин); вторичные минералы — хлорит, эпидот, цоизит, биотит, серицит, кварц, карбонат, магнетит; в качестве акцессориев отмечаются сфен, апатит, ильменит, пирит, пирротин.

Количественно меньшую, чем амфиболиты, роль играют зеленые ортосланцы состава: альбит+эпидот+цоизит+хлорит± ±кварц±биотит, по-видимому, возникшие в результате метаморфизма базальтовых вулканитов и диафтореза амфиболитов. Ультраосновные — пикритовые вулканиты повсеместно преобразованы в тальковые, тальк-карбонатные, тальк-хлоритовые, тальк-серпентиновые сланцы.

«Апокератофировые» метаморфиты развиты спорадически, обычно встречаются в верхних частях пачек метабазитов в виде маломощных пластов. Они характеризуются серым цветом, часто в них присутствуют порфировые выделения (до 1—1,5 мм) кислого плагиоклаза (альбит, альбит-олигоклаз) и кварца. Основная микрозернистая масса состоит на 55—70% из этих же минералов, серицита (20—30%), хлорита (5—10%), вторичную роль играют биотит, карбонат; акцессорные минералы — апатит, циркон, рутил, сфен, магнетит, пирит, пирротин.

Весьма характерны для комплексов метавулканитов спилит-диабазовой формации межпластовые, иногда секущие тела массивных габбро-амфиболитов и метаультрабазитов. Последние объединяются Н. П. Семененко и др. [182] в самостоятельную «интрузивно-ультрабазитовую формацию». С нашей точки зрения, те и другие силлоподобные тела являются субвулканическими интрузиями, формировавшимися синхронно с осадочно-вулканогенными образованиями, т. е. принадлежат к одной с ними формации. Эти породы деформированы совместно с вмещающими вулканитами и изофациально с ними метаморфизованы с преобразованием в породы, состоящие из серпентина, талька, карбонатов, актинолита, тремолита, хлорита в разных количественных соотношениях. Минералогически они не отличаются от апопикритовых сланцев. При разбуривании ряда межпластовых тел метаультрабазитов в Чертомлыкско-Соленовской, Сурской, Белозерской и других структурах выявлена метаморфическая зональность (от периферии): роговообманковые амфиболиты→актинолит-тремолитовые сланцы→карбонатно-тальковые породы→серпентиниты→серпентинизированные перидотиты, оливиниты (только в крупных телах).

Петрохимическая характеристика пород приведена в табл. 6 по данным Н. П. Семененко и др. [182]. При выборе анализов и их группировке по главным типам пород мы руководствовались указаниями этих авторов. Следует заметить, что за редкими ис-

Таблица 6

Химический состав метавулканитов конкско-верховцевской серии [182]

Компоненты	Спилит-диабазовые ($Б^1_1$, $Б^1_2$, БН) комплексы										Дацит-андезит-базальтовые ($Б^3_1$, $Б^1_2$, $Б^3_2$, $БВ_1$) комплексы					
	Серпентиниты, тальк-карбонатные и др. породы (метаультрабазиты)			Амфиболиты и зеленые сланцы (метабазальты и метагабброиды)			Апокератофиры (среднее)	Карбонатно-тальк-хлоритовые породы (метаультрабазиты)			Ортоамфиболиты, альбит-кварц-биотит-хлоритовые сланцы (метабазиты)			Кварц-альбит-биотит-серицит-хлоритовые сланцы (апокератофиры)		
	Составы, крайние по SiO_2		Среднее	Составы, крайние по SiO_2		Среднее		Составы, крайние по SiO_2		Среднее	Составы, крайние по SiO_2		Среднее	Составы, крайние по SiO_2		Среднее
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	30,10	42,80	36,44	45,36	50,87	48,33	64,27	38,20	43,91	40,50	46,84	51,32	48,73	54,79	68,07	60,00
TiO_2	Сл.	0,33	0,15	0,75	0,75	0,78	0,48	0,24	0,41	0,25	0,42	1,18	0,72	0,53	0,20	0,57
Al_2O_3	0,73	8,76	3,29	17,07	15,31	14,77	16,25	1,72	9,00	4,10	16,90	14,93	15,67	17,86	14,67	16,35
Fe_2O_3	3,74	2,43	4,02	5,44	1,62	2,53	1,44	3,71	0,84	3,35	2,03	3,14	2,28	1,58	1,09	1,84
FeO	3,86	11,51	5,92	6,89	8,50	9,38	4,87	7,69	11,07	9,11	9,82	9,97	10,57	8,18	4,45	5,99
MnO	0,14	0,22	0,14	0,16	0,20	0,18	0,07	0,10	0,16	0,15	0,16	0,23	0,18	0,11	0,03	0,08
MgO	36,30	19,94	31,40	7,78	6,93	8,29	2,86	31,12	20,42	26,66	7,90	6,55	7,22	5,52	2,58	4,35
CaO	0,42	6,57	3,06	8,56	10,28	9,91	2,05	0,56	7,75	3,51	10,12	6,77	7,84	1,12	0,84	2,55
Na_2O	0,16	0,38	0,21	2,15	2,91	2,43	4,63	Сл.	0,17	0,17	2,38	2,24	2,65	2,74	2,12	2,75
K_2O	0,06	0,02	0,07	0,53	0,31	0,43	0,79	Сл.	0,11	0,02	0,33	0,71	0,55	2,00	3,60	1,67
H_2O^+	0,56	0,88	0,44	1,07	—	0,81	0,03	Сл.	0,02	0,10		—	0,10	0,06	0,25	0,29
P_2O_5	0,11	0,09	0,05	0,09	0,17	0,16	0,20	0,02	0,05	0,03	0,26	0,13	0,19	0,21	0,15	0,26
CO_2	14,32	0,88	7,28		0,51			0,44	0,21	0,32		0,14		0,64	0,17	0,49
П. п. п.	8,58	5,13	7,53	4,16	1,20	2,06	1,88	15,87	5,33	11,73	3,18	2,46	3,26	4,11	1,95	2,79
Сумма	99,08	99,94	100,00	100,01	99,56	100,00	99,82	99,67	99,45	100,00	100,34	99,73	99,96	99,45	99,99	99,98
$f_{общ}$	0,17	0,41	0,23	0,61	0,59	0,58	0,68	0,27	0,37	0,37	0,60	0,67	0,64	0,64	0,68	0,64
Количество анализов	1	1	16	1	1	12	2	1	1	4	1	1	5	1	1	11

Графы 1—16 — см. рис. 8

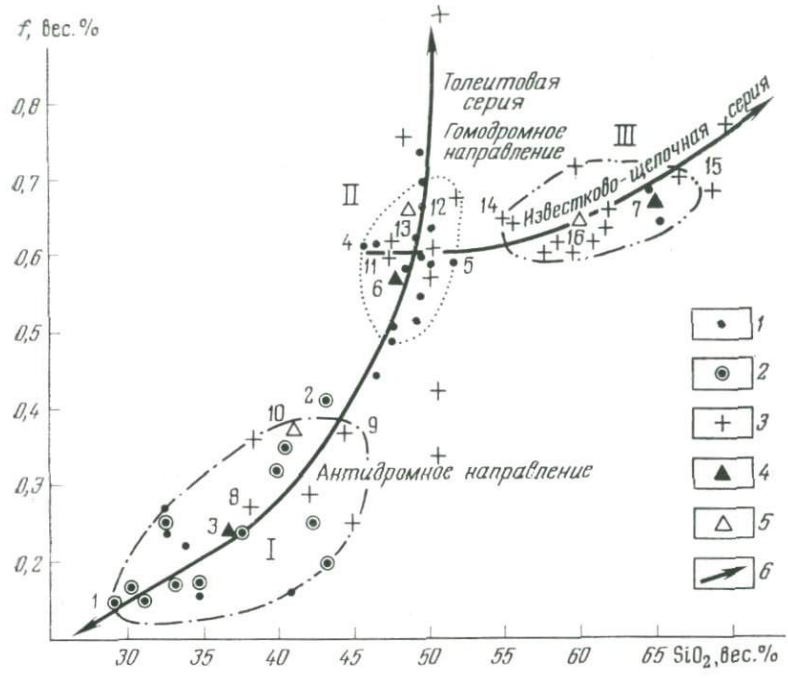


Рис. 8. Породы спилит-диабазовых и дацит-андезит-базальтовых комплексов конкско-вреховцевской серии на диаграмме Осборна (номера точек соответствуют графам табл. 6).

1 — метавулканиты спилит-диабазовой формации; *2* — метаультрабазиты коматиитового ряда; *3* — метавулканиты дацит-андезит-базальтовой формации; *4—5* — средние составы вулканитов (*4* — спилит-диабазовой и *5* — дацит-андезит-базальтовой формации); *6* — направления дифференциации. Поля: I — ультраосновных пород; II — толеитовых базальтов и габброидов; III — андезит-дацитов

ключениями, как это видно на диаграмме Осборна (рис. 8), полностью перекристаллизованные породы попадают в поля базальтоидов, ультрабазитов и андезит-дацитов, что свидетельствует об изохимическом характере метаморфизма.

Среди апоультрабазитовых метаморфитов (см. табл. 6) наиболее магнезиальным является серпентинит (графа 1), возникший по существенно форстеритовому оливиниту, а наиболее железистая — хлорит-актинолитовая порода (графа 2) апопироксенитового происхождения. Привлекает внимание то обстоятельство, что большая часть точек анализов, расположенных в поле ультрабазитов, характеризуется коматиитовыми соотношениями $CaO : Al_2O_3$ в интервале от 1,23 до 4,02 (среднее 2,57). Минералогически они относятся к тальк-карбонатным породам с примесью актинолита и (или) хлорита. Можно думать, что это соотношение не адекватно первоначальному магматическому, и возникло при вторичной карбонатизации пород в процессе их метаморфизма, поскольку в наименее «серпентинизированных дунитах» (точки без кружков в поле I) отношение $CaO : Al_2O_3 = 0{,}16—0{,}22$. Средний состав (графа 3) «метаультрабазитов» по содержанию главных породообра-

зующих окислов (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO и CaO) близок к перидотиту (по С. П. Соловьеву).

Главная масса анализов количественно наиболее широко распространенных амфиболитов роговообманково-олигоклазового состава находится в поле II толеитовых базальтов и габбро-диабазов. Состав отдельных разновидностей пород по содержанию SiO_2 находится в интервале 45,36% (графа 4) — 50,87% (графа 5), а общая железистость колеблется между 0,5 и 0,7, т. е. в сравнительно узких пределах. Можно предполагать, что именно эти породы отвечают исходному составу толеит-базальтовой магмы, глубинными дифференциатами которой являются, с одной стороны, субвулканические интрузии дунит-перидотитового состава, а с другой,— относительно редкие дифференциаты дацитового ряда (графа 7).

Комплексы вулканитов, которые мы относим к дацит-андезит-базальтовой формации, как уже отмечалось, включают «кератофир-лептитовые» формации в наименовании Н. П. Семененко [35], который связывает их с развитием андезит-дацит-риолитового вулканизма и выделяет разновидности, отличающиеся по соотношению лавовых покровов (кератофиров, спилитов, андезитов, пикритов), туфов и туффитов — туфопесчано-сланцевых пород. Наиболее полно эти комплексы представлены в Чертомлыкско-Соленовской и Сурской структурах.

В составе их преобладают «апокератофировые» толщи, нередко достигающие мощности в десятки и сотни метров. Они имеют мелкозернистое сложение, слоисто-сланцеватую или массивную текстуру, часто содержат вкрапленники кварца и кислого плагиоклаза. Количественные соотношения главных породообразующих минералов изменчивы: плагиоклаз (№ 8—20) —45—50%, кварц — 15—20%, серицит 15—30%, хлорит 8—10%; часто присутствуют биотит, карбонаты. Акцессорные минералы: апатит, циркон, рутил, сфен, магнетит, сульфиды.

Метапирокласты такого же минерального состава (кварц-альбит-серицитовые сланцы) образуют редко мощные (до сотен метров) пласты, но чаще маломощные пропластки (до нескольких метров) и отличаются четкой слоистостью и бластокластическими структурами.

Несколько меньшим распространением в составе комплексов описываемой формации пользуются более темные по окраске и менее богатые SiO_2 породы, именуемые украинскими геологами «апокератофиро-спилитами», которые представляют метаморфизованные андезитовые порфириты, кварцевые порфиры дацитового состава и спилитизированные базальтоиды. Их минеральный состав непостоянен, но главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (альбит, олигоклаз) 15—55%, кварц (10—25%), биотит (20—40%), роговая обманка (10—25%), эпидот — цоизит (2—15%), хлорит (1—8%); второстепенное значение имеют серицит, кальцит; акцессории: ильменит, лейкоксен, сфен, маг-

нетит, иногда отмечается турмалин. Туфогенные прослои отличаются тонкой слоистостью, сланцеватостью.

Петрохимические черты описанных разновидностей пород иллюстрируются анализами крайних по содержанию SiO_2 (графы 14 и 15) пород, которые ограничивают на диаграмме Осборна (см. рис. 8) поле III — андезит-дацитовых вулканитов и которые в целом характеризуются очень близкой железистостью (0,64—0,68). По соотношению щелочей среди этих пород имеются как существенно натровые, где $K_2O : Na_2O < 0{,}1$, так и весьма богатые калием, с величиной этого отношения 4,8, причем сумма щелочей (с учетом всей выборки анализов) колеблется от 3 до 7%.

Обычно в «апокератоспилитовых» толщах присутствуют и базальтоидные вулканиты, преобразованные в амфиболиты и амфибол-эпидот-альбит-хлоритовые сланцы. По химизму и редким реликтовым структурам они определяются как диабазы и диабазовые порфириты. Точки составов этих пород попадают в поле II — толеитовых базальтов, причем среднее (графа 13 в табл. 6) практически совпадает со средним составом базальта (по С. П. Соловьеву), в котором содержание SiO_2 около 49%, а железистость равна 0,65. Можно думать, что именно толеитовому базальту отвечала и родоначальная магма данного комплекса вулканитов, дифференциация которой привела к формированию в своей основе известково-щелочной серии пород.

Что касается ультрабазитовых членов данного комплекса, точки составов которых находятся в верхней части поля I, то эти породы весьма редки, вскрыты скважинами в Чертомлыкско-Соленовской структуре и, по мнению В. П. Бойко [138], представляют собой метаморфизованные перидотиты и пироксениты, причем средний химический их состав (графа 10) совпадает по положению на диаграмме Осборна с точкой среднего пикрита (по С. П. Соловьеву), координаты которой SiO_2 42,03; железистость — 0,39. По-видимому, именно этого состава вулканиты и явились исходными породами для возникших по ним хлорит-серпентин-тальковых и хлорит-карбонатно-тальк-актинолитовых сланцев, образующих относительно маломощные пачки. Такое предположение не противоречит антидромному направлению дифференциации толеит-базальтовой магмы в магматическом очаге.

Если в целом сравнить однотипные породы двух формационных комплексов конкско-верховцевской серии, то можно заметить (см. табл. 6), что представители спилит-диабазовой формации оказываются более бедными SiO_2 (в крайних своих разновидностях и в среднем), чем соответствующие породы дацит-андезит-базальтовой формации (графы 1—8, 2—9, 3—10). Также обстоит дело и с метабазитами (графы 4—11, 5—12, 6—13), но здесь амплитуда значительно меньше, а по средним цифрам практически имеет место совпадение кислотности. Аналогично ведет себя Al_2O_3, FeO и CaO, и у MgO наблюдается обратная картина. Это обстоятельство наводит на мысль о различиях в составах родоначальных магматических расплавов для комплексов каждого из выде-

ляемых нами формационных типов, обусловленных, возможно, разной глубинностью магматических очагов.

В металлогеническом отношении осадочно-вулканогенные образования Приднепровского блока, составляющие конкско-верховцевскую серию, характеризуются следующими чертами. Сами вулканиты в преобладающем большинстве безрудны. Лишь смешанные вулканогенно-осадочные толщи нередко включают сульфидную вкрапленность. В частности, в сланцево-кератофировых эффузивно-туфогенных образованиях регионально развита вкрапленность пирита, реже пирротина, халькопирита, пентландита, но промышленных месторождений, подобных известным в Карелии, пока не выявлено. Возможной причиной их отсутствия является относительно более низкая степень метаморфизма сульфидсодержащих вулканитов на Украине.

Вторичная наложенная сульфидизация отмечается местами в породах спилит-диабазовых комплексов в виде корочек, налетов по трещинам. Изредка наблюдается в ультрабазитах непромышленная хромитовая минерализация. Практически более интересными являются вулканогенно-осадочные толщи с прослоями железисто-кремнистых (джеспилитовых), сидерит-магнетит-кварцевых, гранат-магнетит-хлорит-амфиболовых и других магнетитсодержащих кварцитов, сланцев и роговиков. В большинстве случаев эти породы относятся к бедным железным рудам. Промышленные месторождения железистых пород выявлены в Чертомлыкской чешуе, в Белозерской и Конкской структурах.

Наибольшие перспективы в отношении полезных ископаемых имеют метаультрабазиты субвулканических залежей. С ними, в частности, связана сульфидная минерализация (пирит, иногда кобальтсодержащий, пирротин, пентландит). Спектральные анализы обычно показывают повышенное (против кларкового) содержание в метаультрабазитах Ni, Co, Cu. В глубокосерпентинизированнных ультрабазитах выявлены рудопроявления хризотил-асбеста и антофиллитового асбеста. В корах выветривания на ультрабазитах нередко имеет место формирование рудопроявлений и небольших месторождений силикатных никелевых руд и лимонитовых железных руд, природно легированных Ni, Co, Cr.

Следует, однако, заметить, что в целом магматогенные комплексы конкско-верховцевской серии в отношении металлоносности изучены еще далеко не достаточно.

Метавулканиты складчатого обрамления Сибирской платформы

Метавулканиты начальной стадии развития прогибов протогеосинклинального типа, обрамляющих Сибирскую протоплатформу, в настоящее время не охарактеризованы в формационном отношении. Формационный анализ этих образований еще только начинается, и пока нет должного фактического материала для подразделения их по формационным типам, подобным установ-

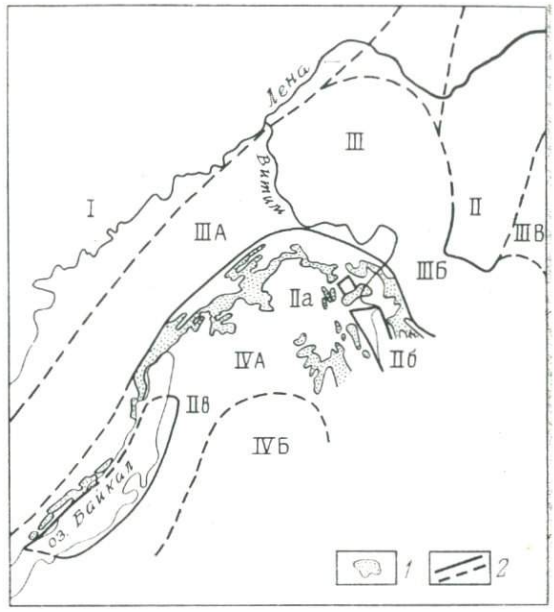


Рис. 9. Схема распространения нижнепротерозойских образований муйской серии в структурах Байкальской горной области [169].

1 — муйская серия; *2* — границы структурных зон: I — Ангарская платформа, II — юго-западный выступ Алданского щита (Чарская глыба), IIа — Северо-Муйская глыба, IIб — Южно-Муйская глыба, IIв — Байкальская глыба, III — внешний пояс раннего протерозоя (IIIА — Чуйская зона, IIIБ — Кодаро-Удоканская зона, IIIВ — Олекминская ветвь), IV — внутренний пояс раннего протерозоя (IVА — Муйская зона, IVБ — Гаргинская зона)

ленным в складчатых зонах фундамента Восточно-Европейской платформы.

Л. И. Салоп [169] в пределах Байкальской складчатой области выделяет внешний и внутренний складчатые пояса (рис. 9). Вулканогенные образования с подчиненными терригенными отложениями, развитые во внутреннем поясе, объединяются в муйскую серию. Эта серия залегает с угловым и стратиграфическим несогласием на кристаллических породах архея Северо-Муйской глыбы, испытала неоднородный метаморфизм в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций с зонами зеленосланцевого диафтореза, прорывается интрузиями муйского комплекса и несогласно (с размывом) перекрывается отложениями падринской серии среднего протерозоя.

В разрезе серии Л. И. Салоп выделяет две подсерии: парамскую — существенно терригенную (конгломераты, песчаники, эффузивы, известняки) и килянскую — вулканогенную (основные и средние, меньше — кислые эффузивы, туфы, туффиты, преобразованные в зеленые сланцы, порфироиды, амфиболиты). Именно эти вулканиты и составляют муйский вулканогенный комплекс. Его специфической чертой является фациальная изменчивость по простиранию и в разрезе. В целом наблюдается приуроченность основных эффузивов к низам разреза килянской подсерии, а кислых лав и туфов к ее верхней части. При сопоставлении разрезов внутренних частей пояса и его окраины устанавливается, что последние характеризуются преобладанием лав основного и среднего состава.

Первичный состав муйского комплекса: диабазы, спилиты, кератоспилиты, кератофиры, кварцевые кератофиры, реже альбитизированные кварцевые порфиры и фельзиты. Все породы в той или иной степени метаморфизованы.

Диабазы изменяются в амфиболиты и зеленые сланцы, взаимосвязанные постепенными переходами. В метадиабазах наблюдаются реликтовые структуры — диабазовая, гиалоофитовая, бластоофитовая. Главными минералами в этой группе ортопород являются альбитизированный плагиоклаз и хлорит, часто актинолит. Присутствуют в качестве второстепенных: эпидот, цоизит, карбонат, серицит, биотит, кварц, титаномагнетит, пирит.

В диабазовых метамандельштейнах основная масса та же, а миндалины выполнены карбонатом, хлоритом, кварцем и эпидотом. Спилиты минералогически сходны с метадиабазами, от которых отличаются беспорядочным расположением многочисленных иглоподобных лейст альбита. В кератоспилитах количество альбита более значительно, и широко распространены пилотакситовая и интерсертальная структуры.

Кератофиры и кварцевые кератофиры характеризуются нерезко выраженной порфировой текстурой. Главная масса порфировых выделений представлена альбитом, в основной массе и во вкрапленниках встречается кварц. Наряду с массивными, нередко отмечаются рассланцованные разновидности этих пород, превращенных в порфироиды. Структура основной массы кератофиров пилотакситовая, в кварцевых кератофирах — микропойкилитовая, фельзитовая, реже сферолитовая и гранофировая.

Более редки, чем кератофиры, кварцевые порфиры, которые лишь на отдельных участках развиты достаточно обильно. Наряду с кварцем порфировые вкрапленники в них сложены альбитом и микроклином.

Необходимо упомянуть о стратиграфическом аналоге муйской серии — нюрундуканской свите, развитой в Северном Прибайкалье, т. е. во фланговой части муйской серии. Породы этой свиты, метаморфизованные более глубоко и мигматизированные, представлены амфиболовыми, биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, ортоамфиболитами, в подчиненном количестве — слюдистыми сланцами и различными парагнейсами. В амфиболитах изредка отмечаются реликты эффузивных текстур и структур, остатки первичного плагиоклаза (№ 34—36).

Химизм пород муйского комплекса охарактеризован в табл. 7. Метабазальтоиды по химизму отвечают насыщенному толеитовому базальту с повышенным содержанием титана и щелочей, напоминая в этом отношении образования тикшозерской и парандовской серий. В отличие от метабазальтов лопия Балтийского щита, содержание K_2O в породах здесь в среднем превышает 1%, достигая в отдельных пробах 2,5% и немногим не достигает содержаний натрия в этих породах. Химизм кислых разновидностей пород весьма близок к кварцевым кератофирам (см. рис. 1).

Таблица 7

Химический состав пород муйского комплекса [170]

Компоненты	Метабазальтоиды			Кварцевый кератофир
	Составы, крайние по SiO_2		Среднее	
	1	2	3	4
SiO_2	44,08	53,85	51,86	74,57
TiO_2	4,01	0,60	1,30	0,29
Al_2O_3	12,14	17,64	16,37	14,60
Fe_2O_3	6,90	1,74	3,54	0,32
FeO	13,98	3,95	7,18	1,92
MnO	0,16	0,10	0,20	0,03
MgO	5,70	6,69	5,11	0,62
CaO	8,84	9,29	7,64	0,95
Na_2O	1,62	2,80	2,72	5,83
K_2O	0,76	0,76	1,17	0,38
П.п.п.	1,33	2,40	2,91	0,80
Сумма	99,68	99,52	100,00	100,31
f	0,79	0,46	0,68	0,78
$Fe_2O_3 : FeO$	0,49	0,44	0,49	0,17
Na_2O+K_2O	2,38	3,50	3,89	6,21
$Na_2O/(Na_2O+K_2O)$	0,68	0,80	0,70	0,94
Количество анализов	1	1	10	1

Общий характер муйского комплекса пород Л. П. Салоп [169] определяет как спилит-кератофировую формацию, указывая на преимущественно подводные условия ее формирования, о чем свидетельствуют шаровые лавы и переслаивание вулканитов с осадками морского типа.

Металлогения муйского комплекса, по современным данным, бедная. Во фланговых частях внутреннего пояса Байкальской горной области с нею связаны железистые кварциты, которые, по мнению некоторых геологов (А. Я. Жидков и др.), не входят в состав муйской серии и относятся к верхнему протерозою. Кроме того, в отдельных участках Витимо-Байкальского нагорья в ортосланцах муйской серии отмечены небольшие колчеданные залежи и зоны сульфидной минерализации.

Субвулканические образования муйского комплекса не пользуются широким распространением. Они представлены габброидами, кварцевыми порфирами, лейкократовыми гранитоидами.

Вся совокупность геологических, петрографических и металлогенических особенностей муйского вулканического комплекса позволяет нам относить его к дацит-андезит-базальтовой формации,

коррелируя с близкими по составу комплексами вулканитов лопия Центральной Карелии.

По литературным данным *, вулканиты начальных стадий формирования краевых протогеосинклинальных структур на территории Восточной Сибири присутствуют в составе метаморфических комплексов всех докембрийских складчатых поясов, обрамляющих Сибирскую протоплатформу.

В Джугджуро-Становой складчатой области урканская вулканогенно-терригенная серия верхнего архея мощностью около 7500 м [37] сложена амфиболитами, амфибол-плагиоклазовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами и сланцами с прослоями глиноземистых гнейсов и кварцитов.

В Тукурингрской складчатой зоне выделяется джелтулакская терригенно-вулканогенная серия нижнего протерозоя мощностью более 2500 м. В составе серии преобладают терригенные осадки (гравелиты, песчаники, сланцы); в подчиненном развитии присутствуют основные и кислые метавулканиты. Региональный метаморфизм пород — зональный в условиях от зеленосланцевой до низкотемпературной амфиболитовой фации.

В Монголо-Охотской складчатой области янканская вулканогенно-кремнисто-терригенная серия, вероятно нижнего протерозоя, расчленяется на три свиты (снизу): джалиндинскую (более 2400 м) существенно вулканическую; лагунойскую (2000 м) терригенно-вулканогенную и тыукитскую (до 2500 м) терригенную в своей основе. Вулканиты первой свиты представлены метадиабазами, диабазовыми метапорфиритами и туфами, апобазальтоидными зелеными сланцами. Подчиненное значение имеют кремнистые и глинистые сланцы. В лагунойской свите вулканогенная ее часть сложена метадиабазами, метаспилитами и базальтовыми метатуфами, а терригенная — песчаниками, сланцами, известняками [37].

В Онотском грабене Присаянского поднятия выделяются нижнепротерозойские свиты камчадальская и Соснового байца. Первая (1000 м) сложена главным образом амфиболитами с прослоями слюдяных сланцев, мраморов, кварцитов. Реликты первичных текстур и структур указывают на вулканогенное происхождение амфиболитов. В составе согласно залегающей выше свиты Соснового байца (700 м) имеет место переслаивание ортоамфиболитов и амфиболовых ортосланцев с железистыми и слюдистыми кварцитами; в подчиненном количестве присутствуют слюдяные парасланцы с гранатом, ставролитом. Метаморфизм пород соответствует эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной амфиболитовой фациям. Некоторые исследователи относят обе свиты к миогеосинклинальным образованиям. Другие [40] рассматривают их в качестве вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формации геосинклинального типа.

Все перечисленные вулканогенные и осадочно-вулканогенные ассоциации Сибири по структурной локализации, особенностям

---

* Описание разрезов упомянутых ниже комплексов дано в [198].

вещественного состава, времени формирования на ранних этапах развития краевых подвижных структур протогеосинклинального типа являются вероятными формационными аналогами вулканитов карелид-саксаганид. Судя по преобладанию в их составе метабазитов, большую часть их предположительно можно коррелировать со спилит-диабазовой формацией (урканская, янканская, камчадальская ассоциации и породы свиты Соснового байца). Муйская и джелтулакская ассоциации, скорее всего, относятся к дацит-андезит-базальтовой формации.

Некоторые петрологические аспекты происхождения вулканитов начальной стадии развития протогеосинклиналей

В петрохимическом отношении рассмотренный ряд спилит-диабаз-кератофировых формаций протогеосинклинального этапа характеризуется значительным сходством химизма.

На приведенных выше диаграммах системы Ol — CPx — Pl — Q (см. рис. 3, 6, 8) устанавливается бимодальность распределения главных разновидностей пород с максимумами в области базальтоидов, с одной стороны, и дацит-липаритов — с другой. Составы и тех, и других при этом близки между собой для разных формаций. Базальтоидные члены по химизму отвечают насыщенным толеитовым базальтам со слабо выраженным щелочным уклоном. Собственно щелочные базальты типа спилитов пользуются широким распространением лишь в составе лептитовой формации Северной Швеции. В кислых разновидностях пород щелочной уклон проявлен более отчетливо — здесь наибольшим развитием пользуются образования, отвечающие химизму кварцевых кератофиров с четко выраженной натровой специализацией, хотя изредка встречаются и ультракалиевые разновидности пород. Породы состава андезита не характерны для изученных образований и встречаются в подчиненном количестве. Такой бимодальный характер магматизма, в целом, типичен для раннедокембрийской земной коры и других регионов [256].

Ввиду ограниченности фактического материала проблема контрастности серий сейчас может решаться лишь альтернативно.

1. Базальтоиды представляют собой исходный (родоначальный) состав серий, и насыщенные кремнеземом породы являются их дифференциатами; отсутствие промежуточных разновидностей в этом случае можно объяснить недостаточной представительностью аналитического материала. Эта точка зрения является наиболее распространенной, имеет под собой данные экспериментальные, петрогеохимические, геологические и достаточно широко освещена в петрологической литературе [77, 95, 144], что позволяет нам здесь не останавливаться на ее разъяснении.

2. Базальтоиды и кератофиры представляют собой самостоятельные вулканогенные серии — комплексы в собственном смысле слова, независимые друг от друга и связанные парагенетически-

ми отношениями. Согласно В. С. Соболеву и В. В. Кепежинскас [190], Н. Л. и Г. Л. Добрецовым [66], формирование кислых комплексов может быть связано с коровыми очагами плавления, возникающими под влиянием поступающих из глубины базальтоидных расплавов, и с общей энергетической активизацией структурной зоны, контролирующей их размещение.

Судя по диаграммам системы Ol — CPx — Pl — Q, формирование магматических очагов кварц-кератофировых серий происходило в условиях высоких давлений. Исходя из существенно натриевой специализации расплавов можно думать, что ведущую роль здесь могла играть величина p_{H_2O}. Поскольку известно [78], что P_{H_2O} смещает котектику более эффективно, чем $p_{общ}$, не исключено существенное снижение глубинности процесса кислого магмообразования при повышенном значении p_{H_2O}. По форме и расположению максимумов относительно физико-химических координат можно сделать вывод о том, что p_{H_2O} в процессе формирования данной серии расплавов варьировало от 2 до 10 кб. Примерно на этих глубинах, видимо, находились и промежуточные магматические очаги толеитовых базальтоидных серий, что могло обеспечить поступление дополнительного тепла и флюидной фазы, необходимых для реализации подобной модели.

Для гимольской серии карелид Карелии В. М. Чернов и др. [28], используя диаграммы П. Ниггли и А. Н. Заварицкого и диаграмму Осборна изменения $(FeO+Fe_2O_3) : (MgO+FeO+Fe_2O_3)$ в зависимости от величины SiO_2, показали, что геллефлинты, порфироиды, сланцы и гнейсы, относимые ими к формации лептитов, почти все попадают в эмпирически выделенные на этих диаграммах поля изверженных пород липарит-дацит-андезитового ряда известково-щелочной серии. Для этих пород характерно преобладание натрия над калием.

Этот вывод о вулканогенной природе собственно лептитов карелид Балтийского щита, представленных до метаморфизма эффузивами и туфогенными породами с небольшой примесью осадочного материала, хорошо согласуется с результатами петрографического изучения слабометаморфизованных разновидностей пород (порфироидов и др.). Сравнение химического состава последних и сильнометаморфизованных пород этих формаций, не содержащих реликты магматических минералов и структур, т. е. с лептинитами типа гнейсов и сланцев, показывает слабое изменение состава при метаморфизме и дает возможность использования петрохимических критериев для генетических выводов о природе лептинитов. Для этих целей попытаемся использовать тетрагональную диаграмму «Q—Ab—An—Or», построенную на известных экспериментальных данных и хорошо себя зарекомендовавшую при изучении гранитоидных ассоциаций [158].

На рис. 10 видно, что собственно лептиты гимольской серии карелид Балтийского щита, т. е. слабометаморфизованные породы явно вулканогенной природы, занимают объем кристаллизации надкотектического кислого плагиоклаза, и химизм их ассоциации

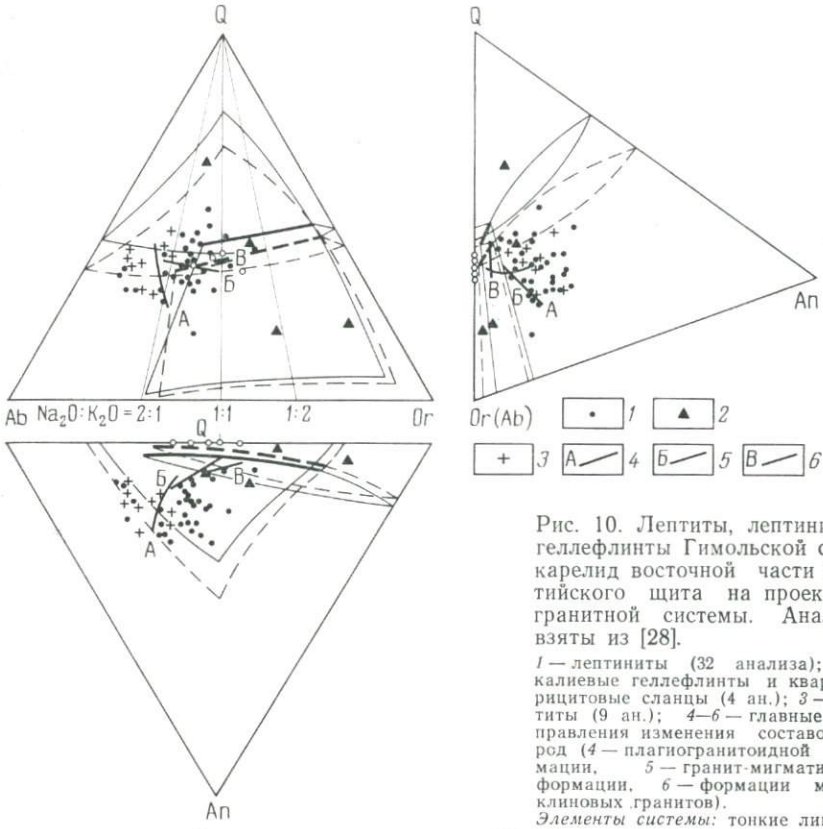


Рис. 10. Лептиты, лептиниты и геллефлинты Гимольской серии карелид восточной части Балтийского щита на проекциях гранитной системы. Анализы взяты из [28].

1 — лептиниты (32 анализа); *2* — калиевые геллефлинты и кварц-серицитовые сланцы (4 ан.); *3* — лептиты (9 ан.); *4—6* — главные направления изменения составов пород (*4* — плагиогранитоидной формации, *5* — гранит-мигматитовой формации, *6* — формации микроклиновых гранитов).

Элементы системы: тонкие линии — проекции поверхностей кристаллизации при p_{H_2O}=0,5 кбар; тонкие пунктирные линии — то же, при p_{H_2O}=3 кбар; жирные линии — проекции линии «тройной» котектики при p_{H_2O}=0,5 кбар; жирный пунктир — то же, при p_{H_2O}=3 кбар; не залитые кружочки — точки минимума (М) системы или точки совместной кристаллизации кварца и самых низкотемпературных щелочных полевых шпатов в условиях солидуса при p_{H_2O} от 0 до 3 кбар. Основы построения и анализа таких диаграмм изложены в книге 1 данной монографии, а также в [158]

соответствует химизму пространственно связанных с ними существенно плагиоклазовых гранитоидов с отчетливым преобладанием натрия над калием (больше 2 : 1). Таким образом, можно полагать, что составы собственно лептитов, по-видимому, отвечали составам разнообразных вулканитов типа кварцевых андезитов, существенно натриевых дацитов и риолитов.

Многие из лептинитов этих структур (лейкократовые гнейсы и сланцы) имеют составы, близкие лептитам с величинами Na_2O/K_2O всегда более 1. Общая направленность изменения их составов на диаграмме, особенно по относительному постоянству отношения щелочей, также соответствует направлению изменения составов (дифференциации) ранних плагиогранитоидов. О «плагиогранит-диоритовом» характере этой ассоциации также свидетель-

ствует и значительное содержание в лептинитах нормативного анортитового компонента.

Все эти данные, видимо, подтверждают вывод, что среди различно метаморфизованных ранних пород карелид Балтийского щита имеется много средних и кислых вулканитов известково-щелочной серии существенно натриевого ряда. На основе геологических и петрохимических общностей сейчас можно ставить вопрос о первичной когенетичности этих лептинитов карелид с ранними интрузивными плагиогранитоидами — глубинными аналогами вулканитов.

В карельских структурах Балтийского щита калиевые разности лептинитов нехарактерны и встречаются редко в виде калиевых геллефлинтов и их изменений в кварцево-серицитовые сланцы (*3* и *2* на рис. 10). Сказать что-либо определенное о генезисе этих пород сейчас нельзя. Представляется ясным лишь то, что по разбросу точек составов на диаграмме их трудно связывать генетически друг с другом и с отчетливо преобладающими вулканитами натриевого ряда.

Существенно калиевые разновидности лептитов Швеции и Финляндии, а также лебяжинского комплекса Кольского полуострова, лептитов Осницкой структуры Украинского щита [216] и Молданубикума Чешского массива, относящиеся по особенностям химизма к вулканитам трахилипаритового состава, вещественно сопоставимы с формацией микроклиновых гранитов свекофеннид. Ф. П. Митрофанов на основании физико-химического анализа тех и других [111] делает вывод об их когенетичности и о возможностях генерации таких кислых расплавов, обогащенных калием, в пределах чарнокит-гранулитового слоя земной коры (см. также главу V).

Однако следует заметить, что с позиций внутрикорового анатектического образования лептиторождающих магматических масс трудно объяснима ассоциация с лептитами железорудных отложений, которые в Гимольско-Костомукшской структурной зоне образуют промышленные месторождения. Ряд рудных тел известен и в структурных зонах северной Финляндии и Швеции. Формирование железорудных толщ, следуя В. М. Чернову, П. М. Горяинову и др., связывается с вулканическими продуктами основного состава.

Продукты кристаллизации базальтовой магмы обычно присутствуют среди количественно преобладающих кислых и средних вулканитов гимольской и других серий, поэтому не исключено, что ассоциация железных руд с лептитами не является генетически обусловленной. Возможно, здесь играет роль относительно меньшая глубина генерации основных расплавов в антиклинорных лептитоносных структурах. По этой причине такие расплавы могут быть богаче железом, чем базальтоидные обогащенные магнием магмы более глубинного происхождения, свойственные синклинорным структурам.

ГЛАВА III

ФОРМАЦИИ ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СТАДИИ (ДОСКЛАДЧАТЫЕ И РАННЕСКЛАДЧАТЫЕ ФОРМАЦИИ)

Введение

В пространственной связи с протогеосинклинальными вулканическими и вулканогенно-осадочными комплексами пород находятся тела гипербазитов, массивы существенно габброидного состава и интрузивных плагиогранитоидов. Нередко в литературе высказывается мнение о принадлежности этих интрузий вместе с вулканитами к единой офиолитовой формации [134]. Однако комагматичность этих интрузий с вулканитами большинством исследователей не признается, что не позволяет объединять их в единую полифациальную магматическую формацию. Вместе с тем эти гипербазиты и габброиды сходны по своей структурной локализации по приуроченности к глубинным разломам, секущим толщи вулканитов и определяющим тектонические контакты тел с гранито-гнейсами фундамента. Они также сходны по геологическому возрасту, отношению к складчатым деформациям и в целом предшествуют региональному метаморфизму. По времени внедрения гипербазитовые и габбровые интрузии относятся к ранним протогеосинклинальным образованиям, сформированным до кульминации складчатых движений и до гранито- и мигматитообразования.

По вещественному составу ряд раннескладчатых интрузий может быть подразделен на три интрузивные формации: собственно гипербазитовую (дунит-гарцбургитовую), представляющую аналог формации альпинотипных гипербазитов неогея, габброидную, отвечающую габбро-диорит-диабазовой формации неогея, по Ю. А. Кузнецову [95], и плагиогранитоидную.

Гипербазитовая формация *

Гипербазитовая формация широко представлена во всех раннедокембрийских подвижных поясах на территории СССР. Комплексы пород гипербазитовой формации известны на Балтийском щите, Украинском кристаллическом массиве, Воронежской антеклизе фундамента Русской плиты, на Алданском и Анабарском щитах, в докембрийском складчатом обрамлении Сибирской платформы.

На Балтийском щите в пределах карелид выделяется несколько структурных зон, контролирующих распространение раннепротеро-

---

* Вводный текст, а также заключение по гипербазитовым комплексам восточной части Балтийского щита написаны В. В. Сидоренко.

зойских комплексов гипербазитов, которые в региональной литературе нередко именуются «гипербазитовыми поясами» или иногда «серпентинитовыми поясами». Наиболее представительными из них по количеству массивов и типичности проявления являются пояса: Северо-Карельский, Пулозерско-Коросозерский (Восточная Карелия), Нотозерский (западная часть Кольского п-ова). К менее крупным, вероятно, формационно еще нерасчлененным (полиформационные?) гипербазитовым поясам здесь относятся Хаутоваарский (Южная Карелия) и Аллареченский (западная часть Кольского п-ова). Пока слабо изученными являются пояса, выделяемые С. И. Заком,— Воронья-Титовский и Южный Имандра-Варзугский в Кольской зоне ранних карелид.

СЕВЕРО-КАРЕЛЬСКИЙ ПОЯС

Пояс приурочен к области сочленения Северо-Карельской зоны карелид с Беломорским массивом архея и включает около сотни небольших и средних по размеру тел гипербазитов, сосредоточенных в полосе шириной 10—20 км, протягивающейся на расстояние около 300 км из районов Куолаярви до широты Тикшозеро. Простирание пояса в целом параллельно Куолаярви-Панаярвинской и Кукасозерско-Тикшозерской синклинорным структурным зонам. В пределах пояса выделяются три участка максимальной концентрации гипербазитовых тел: Куолаярвинский, Ортсас-Каменнозерский, Кукасозерско-Тикшозерский (рис. 11).

Гипербазиты Куолаярвинской группы структурно входят в Куолаярвинский синклинорий. Они залегают в осадочно-вулканогенных образованиях нижнего протерозоя, на различных уровнях стратиграфического разреза, в контакте литологически разнородных толщ. Эта группа представлена мелкими в 1—3 км^2, согласными, линзо- и пластообразными, реже пластово-секущими телами гипербазитов, участвовавшими в складчатых деформациях и местами будинированных. Контакты их с вмещающими породами, как правило, тектонические. По составу гипербазиты отвечают серпентинизированным оливинитам и перидотитам (гарцбургитам), которые в краевых частях массивов, а иногда и в центральной части превращены в хлорит-серпентиновые, хлорит-тремолитовые, хлорит-тремолит-тальковые сланцы. Первичные магматические минералы (оливин и ромбический пироксен) и структуры (панидиоморфная) сохраняются в гипербазитах в виде редких реликтов.

Ортсас-Каменноозерская группа гипербазитов приурочена к системе разломов, развитых в районе северо-западнее оз. Соколозера, где происходит резкая смена субширотного простирания структур карелид на субмеридиональное. Тела гипербазитов залегают здесь в тектонитах краевой части Беломорского массива, переработанной в карельское время.

По условиям залегания, размерам, форме, составу и строению гипербазитовые массивы этого участка очень близки к гипербази-

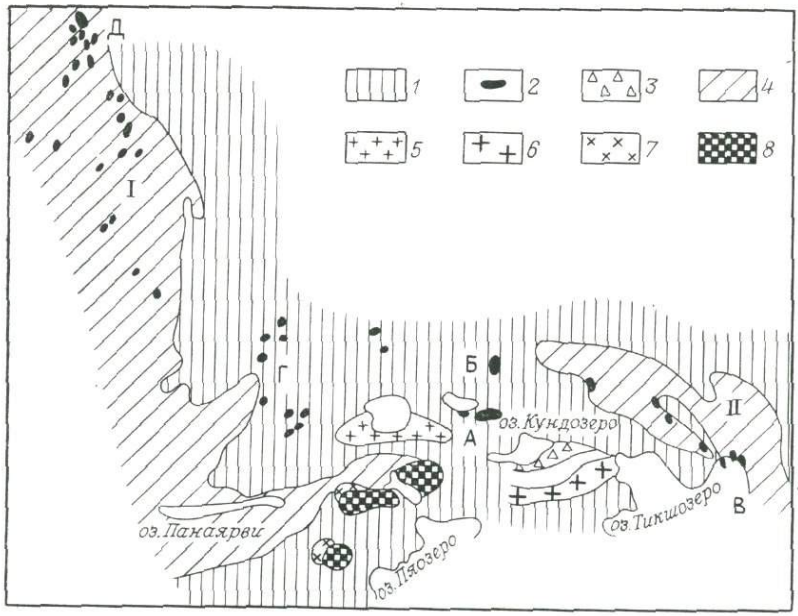


Рис. 11. Схема размещения массивов гипербазитов в Северо-Карельской структурно-фациальной зоне карелид.

1 — гнейсы и гранито-гнейсы беломорского комплекса — бластомилонитизированные, мигматизированные и частично реоморфизованные в связи с раннекарельской складчатостью; *2* — тела раннепротерозойских гипербазитов (А — Невгозерский массив, Б — Ханкусярвинский массив, В — Кукасозерско-Тикшозерская группа, Г — Ортсас-Каменнозерская группа, Д — Куолаярвинская группа); *3* — Кундозерский магматический комплекс габброидов и кварцевых диоритов; *4* — осадочно-вулканогенные образования нижнего протерозоя Куолаярви-Паноярвинской (I) и Кукасозерско-Тикшозерской зон карелид (II); *5* — граниты Соколозера; *6* — калиевые граниты Койгерского массива; *7* — палингенные гранитоиды; *8* — Олангский комплекс дифференцированных габбро-гипербазитовых интрузий среднего протерозоя

там Куолаярвинской группы. Специфической особенностью некоторых из них является тонкополосчатая текстура, выраженная чередованием прослоев, обогащенных тремолитом, серпентином или тальком, по-видимому, отражающая первичную магматическую расслоенность массивов гипербазитов.

Гипербазиты Кукасозерско-Тикшозерской группы размещаются в тектонической зоне субширотного простирания, залегая в бластомилонитизированных гранито-гнейсах беломорской серии, в контакте этих гнейсов с осадочными и вулканогенными, глубоко метаморфизованными породами кукасозерской и ириногорской свит лопского отдела нижнего протерозоя, реже в пределах последних. Наиболее крупными и относительно хорошо изученными телами гипербазитов этой группы являются Невгозерский и Ханкусярвинский массивы.

Невгозерский массив (рис. 12) представляет собой трещинное пластообразное тело размером 1×6—7 км, вытянутое согласно с направлением складчатости вмещающих пород и круто падающее на юг. Западная часть массива залегает в реоморфизованных

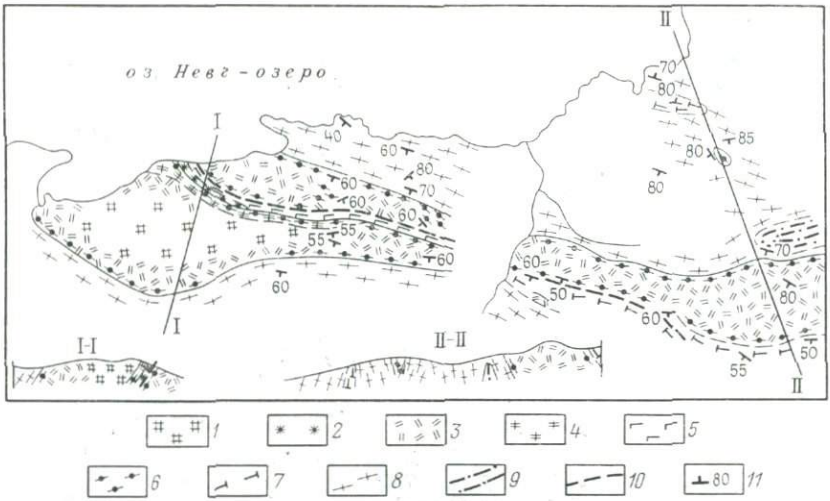


Рис. 12. Схематическая карта Невгозерского гипербазитового массива, по А. И. Богачеву.

1 — оливиниты; *2* — пироксениты; *3* — серпентиниты (по оливинитам); *4* — апоперидотитовые серпентиниты; *5* — ортоамфиболиты, биотит-амфиболовые ортогнейсы (по габброидам); *6* — хлорит-амфиболовые сланцы (по гипербазитам); *7—9* — вмещающие породы (*7* — амфиболиты, *8* — биотитовые гнейсо-граниты, биотит-амфиболовые гнейсы, *9* — кварц-слюдяные сланцы); *10* — разрывы; *11* — сланцеватость

гранито-гнейсах архея, а восточная в непосредственном контакте с кукасозерской свитой нижнего протерозоя.

Массив сложен в основном серпентинизированными оливинитами, среди которых встречаются линзовидные участки метапироксенитов. Степень серпентинизации пород возрастает в направлении от центра к краевым частям массива, при этом в эндоконтактовой зоне шириной 1—5 м метаоливиниты превращены в хлорит-тремолит-тальковые, часто с карбонатом, сланцы.

Метаоливиниты массива обладают панидиоморфнозернистой или петельчатой структурой. Оливин представлен хризолитом с содержанием 15—25% фаялита. Ортопироксен относится к бронзиту, содержащему 18—20% $FeSiO_3$. Характерно высокое (до 10%) содержание в породах магнетита.

Гипербазитовый массив Ханкусярви (рис. 13) имеет в плане неправильную, а в разрезе линзовидную форму и вытянут в меридиональном направлении на 2,5 км при максимальной ширине 1,2 км. Вмещающие породы представлены бластомилонитизированными гранито-гнейсами архея и сланцами нижнего протерозоя. С контурами массива конформна его внутренняя полосчатость и трахитоидность. Контакты повсеместно согласные.

Массив сложен почти неизмененными оливинитами и гарцбургитами. Только в эндоконтактовой зоне в виде оторочки развиты серпентиниты, а в отдельных участках — сланцы карбонат-цоизит-амфиболового и хлорит-цоизит-амфиболового состава, представляющие собой продукт метасоматической (?) переработки оливинитов.

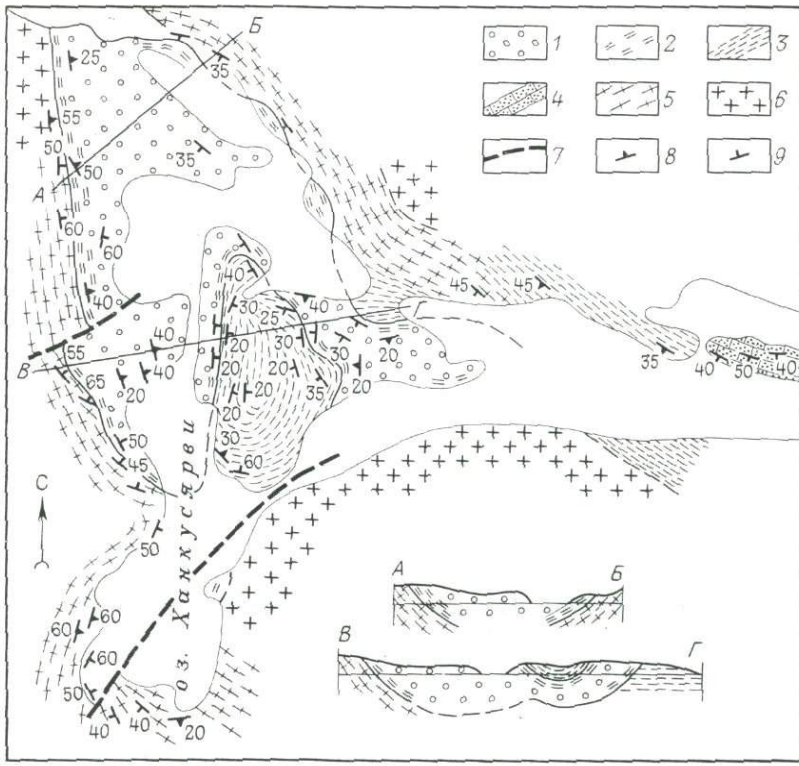


Рис. 13. Схематическая геологическая карта массива Ханкусярви, по М. М. Лаврову.

1 — оливиниты, гарцбургиты; *2* — серпентиниты; *3* — биотитовые гнейсы и сланцы; *4* — кварцито-сланцы; *5* — биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы; *6* — плагиомикроклиновые граниты; *7* — разрывные нарушения; *8* — ориентировка трахитоидности; *9* — гнейсовидность и сланцеватость

В оливине содержание фаялита 19—25%, пироксен представлен энстатитом, содержащим до 95% $MgSiO_3$. Так же, как и в породах Невгозерского массива, здесь обильная вкрапленность магнетита в серпентинизированном оливине.

Остальные массивы Кукасозерско-Тикшозерской структурной зоны залегают среди вулканогенно-осадочных метаморфизованных образований нижнего протерозоя или в разломах на контакте с гнейсо-гранитами и мигматитами фундамента карелид. Все они малого размера, за исключением установленного геофизическими методами, но пока еще не вскрытого бурением крупного массива, замыкающего на юге Северо-Карельский гипербазитовый пояс на широте Лохгубы Топозера.

Малые массивы всего пояса имеют преимущественно серпентинитовый (аподунитовый) или актинолит-тремолитовый (апопироксенитовый) состав, а в эндоконтактах превращены в амфиболиты и зеленые, богатые хлоритом, сланцы. М. М. Лавров [102] рас-

сматривает серпентинизацию гипербазитов как автометаморфический процесс. С аллометаморфизмом и метасоматозом карельского времени (в зонах рассланцевания и в контактах с секущими жилами гранитов и пегматитов) связано, по его мнению, образование актинолита, тремолита, хлорита, карбонатов, талька, реже роговой обманки, биотита, флогопита. Для отдельных массивов устанавливается появление в контактовых зонах скарноподобных пород, обогащенных хлоритом, амфиболом, цоизитом, диопсидом.

В петрохимическом отношении гипербазиты Северо-Карельского пояса характеризуются [102, 103] низкой щелочностью (менее 0,5%) и пониженным содержанием CaO (не более 2%), высокими величинами отношения молекулярных количеств магния к суммарному железу (от 7 до 16), низким содержанием TiO_2 и малой величиной отношения Ti : Cr = 0,9—1,5, повышенным содержанием железа (в среднем 10—12%), а также никеля (0,3—1%), хрома (0,3—1%) и кобальта (0,03—0,1%).

Геохимическое изучение гипербазитов этого пояса показало, что в неизмененных оливинитах содержание элементов группы железа близко к кларковым. Особенностью этих пород является постоянное присутствие меди и цинка (0,01—0,001%). В серпентинитах, кроме того, типичны молибден и свинец (до 0,01%).

Главным концентратором никеля в неизмененных гипербазитах является оливин. Содержание сульфидного никеля ничтожно, что свидетельствует, по мнению М. М. Лаврова [103], о низком парциальном давлении серы в процессе кристаллизации ультраосновного расплава и исключает возможность нахождения первичных, сингенетических сульфидных никелевых руд. Хром (среднее содержание 0,4—0,5%) концентрируется в основном в магнетите неизмененных гипербазитов, а при метаморфизме последних переходит в состав вторичных минералов (серпентина, амфибола, хлорита). Ванадий, титан и кобальт входят в магнетит и оливин.

Северо-Карельский серпентинитовый пояс, в связи с интенсивной деформированностью и серпентинизацией гипербазитовых тел, малыми размерами последних и однородностью первичного состава, является бесперспективным на обнаружение в нем хромитовых месторождений. Имеется, по-видимому, некоторая потенциальная возможность нахождения связанных с ним метаморфогенных месторождений сульфидного никеля. Определенный интерес представляет сингенетическая магнетитовая минерализация.

В целом, можно заметить, что гипербазиты Северо-Карельского пояса по своим геологическим (морфология тел, участие в складчатых деформациях, авто- и аллометаморфизм) и петрохимическим чертам близки к альпинотипным *.

---

* В последние годы некоторые исследователи [96] ставят вопрос о том, что в составе Северо-Карельского гипербазитового пояса объединяются две разновозрастные группы гипербазитов разной формационной принадлежности: одна, связанная с собственно гипербазитовой магмой, и вторая как продукт дифференциации базальтовой магмы. Эта точка зрения пока еще не пользуется всеобщим признанием (*прим. ред.*).

Подобно Северо-Карельскому, этот пояс локализован в прилежащей к Беломорскому массиву складчато-синклинальной структуре ранних карелид. Гипербазиты здесь составляют так называемый «лопский гипербазитовый комплекс» [189], представленный группой серпентинизированных ультрабазитов и серпентинитов (рис. 14). Нижеследующая характеристика гипербазитов этого пояса опирается на исследования последних лет [19, 185, 186, 188, 189], учитывающие в полной мере и все современные материалы геологических и геофизических поисково-разведочных организаций.

Гипербазитовый пояс образует, в целом, дугообразно выгнутую к северо-западу зону шириной до 10—15 км, прослеженную к настоящему времени на расстояние около 140—150 км. Зона гипербазитов контролируется синклинально-складчатой структурой, выполненной вулканогенно-осадочными глубокометаморфизованными толщами пород парандовской серии нижнего протерозоя. Массивы серпентинизированных гипербазитов локализованы в глубинных разломах на границах пород парандовской серии с гранито-гнейсовым фундаментом или в пределах последнего на простирании прогибов ранних карелид.

Обнаженность района слабая, и непосредственному изучению по скважинам подвергались пока несколько наиболее крупных тел на участках Коросозера, Пулозера, р. Кумбуксы.

Массивы метагипербазитов, судя по геофизическим данным, представлены согласными в плане со структурой вмещающих пород телами с крутым падением. Максимальная прослеженная длина тел достигает 2,5 км, мощность порядка 500—700 м, но преобладающее число массивов достигают первых сотен метров в длину и десятков метров в ширину. Характерной чертой является участие гипербазитовых тел в складчатых деформациях, чем обусловлено наличие в них многочисленных зон рассланцевания, смятия, брекчирования, сложенных различными аллометаморфическими породами.

В изученных телах неизмененных магматических пород не встречено. В центральных частях тел развиты антигоритовые серпентиниты следующего состава: 90—95% серпентин, 5—10% магнетит, вкрапленность сульфидов (доли %) — пирит, пирротин, халькопирит, редко — пентландит. Судя по реликтам первичных структур, полагают, что породы состояли на 60—70% из оливина и 30—40% ортопироксена, т. е. имели гарцбургитовый состав. Рудная минерализация имеет вторичный характер, причем сульфидная вкрапленность является эпигенетической.

Метаморфические преобразования серпентинитов в краевых и внутренних зонах рассланцевания выражаются в образовании оталькованных и карбонатизированных серпентинитов, хлорит-тремолитовых амфиболитов, хлоритовых сланцев, иногда жилоподоб-

ных тел клинопироксенитов (авгит-диопсид) и родингитов (диопсид-гранат-цоизитовые породы).

По данным общей петрохимической корреляции [186, 187], в серпентинитах выделяются две антагонистические группы элементов: 1) Mg, Ni, Cr и 2) Al, Fe^{++}, Fe^{+++}, Ti, Ca, K, из которых первая отражает начальную магматическую стадию формирования *гипербазитов (выделение оливина, хромита), а вторая — конечную* кристаллизацию (пироксены).

Главная масса сульфидного никеля в серпентинитах связана с вторичным процессом — сульфидизацией антигорита за счет привноса серы извне [188]. Наличие во вмещающих породах колчеданной минерализации дает возможность предполагать миграцию серы в процессе метаморфизма в пределах гипербазитового пояса и тем самым допускать возможность обнаружения здесь эпигенетических сульфидных месторождений никеля в связи с гипербазитами. Следует также иметь в виду первичную и вторичную минерализацию серпентинитов [188].

Геологические и петрохимические особенности пород Пулозерско-Поросозерского гипербазитового комплекса позволяют В. Д. Слюсареву и В. С. Куликову [189] сопоставлять его с альпинотипными гипербазитами фанерозоя многих районов мира.

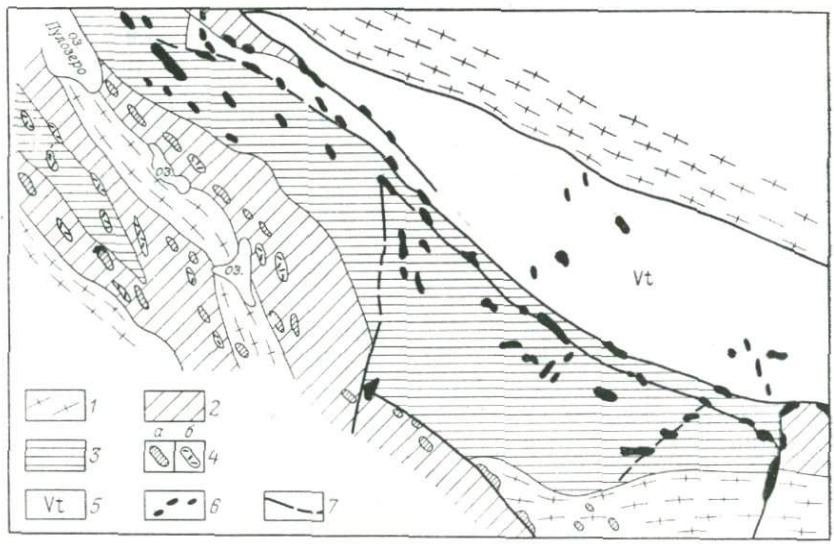


Рис. 14. Гипербазиты и габброиды Пулозерско-Коросозерского пояса (составил В. В. Сидоренко по материалам В. Д. Слюсарева и В. С. Куликова).

1 — гнейсы и гранито-гнейсы архея; *2* — парандовская серия; *3* — надвоицкая серия; *4* — интрузии (*а* — серпентиниты, *б* — габбро-амфиболиты); *5* — серия Ветренного пояса; *6* — метапироксениты, оливиниты, метагаббро, метагаббро-диабазы; *7* — главные разломы

НОТОЗЕРСКИЙ ПОЯС

Цепь многочисленных тел этого пояса, который называется еще «серпентинитовый пояс», протягивается на расстоянии около 200 км (рис. 15). Наряду с геологическими исследованиями пояс в разное время был охвачен аэромагнитными, наземными магнитными и гравиметрическими съемками, в результате которых наметилась связь гипербазитовых интрузий с разломом, проходящим вдоль южной границы гранулитового комплекса хребта Сариселяйтунтури.

В настоящее время [25] в составе Нотозерского гипербазитового пояса насчитывается шесть относительно крупных и около ста небольших линзовидных и пластовых интрузивных тел. Характер-

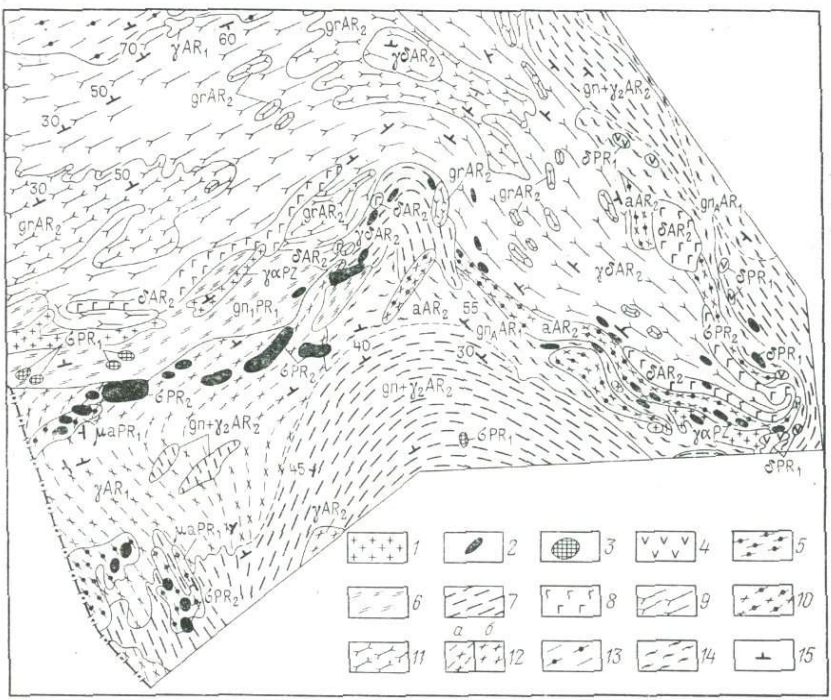


Рис. 15. Геологическая карта района развития Нотозерского гипербазитового пояса, по Л. Я. Харитонову и Л. Н. Потрубович.

Нижний протерозой: *1* — щелочные граниты и сиениты; *2* — массивы Нотозерского гипербазитового пояса; *3* — перидотиты, пироксениты и габбро; *4* — габбро, габбро-нориты, габбро-анортозиты и анортозиты; *5* — сланцеватые амфиболиты тундр Кареки и Термы; *6* — двуслюдяные сланцы свиты Корва. *Архей:* *7* — мигматиты; *8* — габбро-нориты, габбро-анортозиты и лабрадориты Сальных тундр; *9* — основные гранулиты; *10* — гранатовые, плагио-гранатовые и плагио-гранат-клинопироксеновые амфиболиты; *11* — кислые гранулиты; *12* — гнейсо-граниты (*а* — существенно олигоклазовые, *б* — существенно микроклиновые); *13* — нерасчлененный комплекс гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов с подчиненными пироксеновыми и амфиболовыми гнейсами; *14* — гнейсы амфиболовые, гранат-амфиболовые и биотит-амфиболовые с подчиненными биотитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами и амфиболитами; *15* — сланцеватость

ным для всего комплекса является принадлежность его к чисто гипербазитовым магматическим образованиям; признаков габброидов нигде не устанавливается.

Гипербазиты пояса пространственно приурочены к мигматизированным гнейсам и амфиболитам беломорской серии архея, точнее к зоне их сочленения с нижнепротерозойскими двуслюдяными сланцами Корва-тундры. На востоке отчасти они залегают в породах гранулитовой формации Кольского полуострова, испытавшей метаморфизм в связи с карельской складчатостью. Структурно массивы расположены в крыльях и в замковой части крупного Кандалакшского антиклинория, причем к его крутому северному крылу приурочены наиболее крупные массивы гипербазитов, а в относительно пологом юго-западном крыле размещены мелкие линзообразные или силлоподобные интрузии.

Массивы гипербазитов этого пояса являются послескладчатыми по отношению к структурам архея, но подвергаются деформациям в раннекарельское время, преобразуясь при этом в различные магнезиальные сланцы. Таким образом, возраст гипербазитового пояса геологически определяется как раннепротерозойский. Главной магмоподводящей структурой можно считать тектоническую зону, расположенную на границе между гнейсами беломорской серии и гранулитами, которая устанавливается как геологическими, так и геофизическими методами.

Наложенные деформации проявились в разных участках пояса с разной интенсивностью. На участке гор Карека и Терма, например, все тела гипербазитов преобразованы в высокомагнезиальные сланцы, тогда как в других местах они сохранили первоначальное внутреннее строение.

Крупные гипербазитовые тела обладают четкой «первичной расслоенностью». Контакты их с вмещающими породами тектонические, согласные, но «слои», как правило, лежат на 10—15° положе контактов, причем снизу вверх по разрезу интрузива происходит их постепенное выполаживание. Например, в массиве Падос-тундра на расстоянии около 600 м «слои» выполаживаются от 60° внизу до 20—25° вверху. Ширина «слоев» колеблется от единиц сантиметров до десятков метров, изредка до 100 м. Границы между ними четкие и часто довольно ровные.

Главными породами, участвующими в сложении массивов, являются дуниты, гарцбургиты (больше всего) и бронзититы. Все они в той или иной степени серпентинизированы и (или) амфиболизированы. Составы породообразующих минералов приведены в табл. 8. Оливины соответствуют хризолиту; пироксен определяется как бронзит. Оливин обычно замещается серпентином, а по пироксену развиваются антофиллит и куммингтонит.

Во всех породах присутствует хромит состава (из дунитов): Cr_2O_3 28,92%, MgO 15,01%, Al_2O_3 8,59%, Fe_2O_3 37,41%. Скопления его очень редки и незначительны по объему.

Кроме указанных типов пород в составе комплекса нередко встречаются различные промежуточные по минеральному составу

Таблица 8

Химический состав главных минералов гипербазитов Нотозерского комплекса

Компоненты	Оливин дунитов			Пироксен бронзититов		Серпентин серпентинитов
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	40,19	40,39	40,35	56,21	55,34	42,15
TiO_2	0,03	Сл.	0,15	0,19	0,08	0,14
Al_2O_3	0,20	1,00	0,39	2,15	1,88	3,96
Fe_2O_3	1,19	0,03	—	0,48	0,15	1,91
FeO	10,80	11,32	11,02	7,13	6,97	5,22
MnO	0,18	0,17	0,18	0,18	0,14	0,09
MgO	45,80	44,95	45,77	31,04	32,26	32,89
CaO	—	—	0,34	1,55	1,42	2,05
N_2O	0,15	0,05	0,06	0,08	0,09	—
K_2O	0,07	0,06	0,07	0,05	0,07	—
H_2O^-	0,17	0,42	0,34	0,32	0,10	0,27
H_2O^+	0,83	0,36	0,52	0,19	0,54	8,83
Ca_2	0,16	—	—	—	0,05	0,44
CS_2O_3	—	0,34	0,15	0,59	0,76	1,27
Ni	0,28	0,45	0,44	0,10	0,09	0,15
Cu	0,005	0,005	0,006	0,008	Не опр.	—
Co	0,017	0,016	0,016	0,008	0,01	0,04
S	—	0,03	0,03	—	—	0,05
Сумма	100,07	99,59	99,83	100,28	99,95	99,46

1, 4, 6 — гора Падос-Тундра; 2, 5 — гора Ягельная; 3 — гора Хаплаут.

разновидности, например пироксенсодержащие оливиниты (10—15% бронзита), оливиновые пироксениты (10—15% оливина) и другие, которые по существу соединяют три основных типа пород в единый ряд от дунитов до бронзититов.

Анализ парагенетических соотношений породообразующих минералов и хромита показывает, что первым из расплава выделился хромит, затем небольшое количество оливина. После этого наступил этап массовой кристаллизации магмы с одновременным образованием оливина и ортопироксена. Кристаллизация завершилась выделением бронзита.

Последующая история пород определялась процессами метаморфизма. Степень метаморфизма гипербазитов большей частью зависит от размеров интрузивных тел. Небольшие массивы метаморфизованы полностью, а в центральных частях крупных тел сохраняются неизменные магматические породы. Изучение показало [24, 25], что преобразование гипербазитов происходило в две стадии: первая (главная) стадия — автометаморфизм, сопровождаемый биметасоматозом, протекал во время остывания интрузив-

ного тела в интервале температур от 700 до 400° С в присутствии свободной воды, поступавшей из вмещающих пород; вторая стадия была синхронной с деформациями тел гипербазитов в период наложенной складчатости.

В первую стадию были образованы преимущественно α-хризотил, антигорит, куммингтонит и антофиллит, в меньшем количестве пеннин, клинохлор, тальк, кальцит, магнезит и магнетит. Почти все перечисленные минералы имеют две и более генерации.

Вторая стадия метаморфизма гипербазитов выразилась в интенсивном рассланцевании пород, в дальнейшем метаморфизме ядерных частей крупных массивов и в перекристаллизации пород, метаморфизованных в первую стадию. Минералы, возникшие в это время, отличаются от минералов первой стадии в основном только морфологически.

Таблица 9

Средний состав комплексов гипербазитовой формации Балтийского щита

Компоненты	Северо-Карельский	Пулозерско-Коросозерский	Нотозерский	Хаутоваарский	Копосовский	Аллареченский
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	38,73	37,70	46,17	40,42	39,07	40,82
TiO_2	0,15	0,12	0,11	0,32	0,32	1,30
Al_2O_3	2,13	0,99	1,09	5,16	2,33	4,71
Fe_2O_3	6,11	8,23	2,11	5,11	5,93	5,89
FeO	4,98	6,15	7,79	6,56	8,68	11,01
MnO	0,13	0,18	0,12	0,19	0,19	0,20
MgO	35,55	34,54	37,89	29,03	34,05	23,90
CaO	2,03	0,69	1,23	3,84	1,83	5,61
Na_2O	0,08	0,05	0,10	0,11	0,25	0,55
K_2O	0,03	0,03	0,08	0,02	0,29	0,34
Cr_2O_3	0,30	0,22	0,95	0,35	0,62	0,38
П.п.п.	10,08	11,32	3,31	8,89	6,44	5,28
C	—	—	—	—	1,95	—
Or	0,22	0,22	0,51	0,11	1,77	1,69
Ab	0,72	0,60	0,90	1,09	2,22	4,79
An	6,00	2,89	2,34	14,21	9,70	6,78
Di	4,16	1,04	3,13	4,89	—	14,97
Hy	16,62	13,18	41,44	30,29	9,54	21,51
Ol	69,53	78,14	49,23	45,52	72,69	39,69
Mt	2,43	3,75	2,34	3,38	3,43	3,29
ilm	0,32	0,15	0,21	0,63	0,64	2,47
f	0,24	0,29	0,21	0,29	0,30	0,41
Количество проб	40	41	10	70	20	13

1 — по [242]; 2 — по [189]; 3 — по [25]; 4 — по [19]; 5, 6 — по [18].

Химический состав гипербазитов этого и других комплексов Балтийского щита иллюстрирует табл. 9. По железистости они, согласно критерию Г. Хесса, занимают промежуточное положение между типичными (альпинотипными) гипербазитами и породами габбро-перидотит-дунитовой формации. В отличие от предыдущих комплексов, Нотозерский характеризуется низкой степенью окисленности железа и высоким содержанием хрома. Количество нормативного ортопироксена в нем превышает 40%.

Совокупность геологических и петрохимических данных, таких как согласное залегание интрузивов, отсутствие габбровых разновидностей, четкая первичная расслоенность, выполаживание «слоев» снизу вверх по разрезу интрузива, контактовое воздействие на вмещающие породы, магматические структуры гипербазитов, постоянный минеральный и химический составы пород, наличие первичной линейности свидетельствуют в данном случае о самостоятельности гипербазитов комплекса и его магматическом происхождении.

Состав родоначальной магмы предположительно был близок к составу малоизмененного гарцбургита.

Металлогеническая специализация гипербазитов Нотозерского комплекса отличается обогащением их окисным никелем при крайне низком содержании меди и кобальта и повышенном количестве хрома (до 1—1,5%). Отношение хрома к никелю колеблется от 2 : 1 до 6 : 1. В породах практически нет первичных сульфидов, содержание серы редко превышает 0,06%. Вся совокупность данных свидетельствует о том, что интрузивы Нотозерского гипербазитового пояса, скорее всего, являются бесперспективными в отношении первичных сульфидных медно-никелевых руд.

АЛЛАРЕЧЕНСКИЙ ПОЯС

К северу от Нотозерского, отделенный от него тектоническим блоком гранулитов Лапландии, находится Аллареченский пояс, включающий более 150 тел, контролируемых в своем размещении системой разломов, рассекающих архейские (кольская серия) и нижнепротерозойские (тундровая серия) толщи. По данным А. И. Богачева и В. И. Кочнева-Первухова [18], в Аллареченском поясе ассоциируются разновозрастные гипербазиты двух типов. Первый по времени образования «копосовский тип» (комплекс) представлен серпентинизированными оливинитами, нередко гиперстенсодержащими с акцессорными (в сумме до 10%) рудными минералами: хромитом, магнетитом, пирротином, халькопиритом. Второй, относительно несколько более молодой «аллареченский тип» (комплекс), включает существенно гарцбургитовые массивы с подчиненными дифференциатами состава оливинитов и (в эндоконтактах) гиперстенитов. Метаморфические преобразования пород состоят в отальковании и актинолитизации. Для этих тел характерны густовкрапленные и сплошные медно-никелевые сульфидные руды.

но крупные месторождения в связи с небольшими размерами интрузий, по-видимому, отсутствуют.

Из табл. 9 следует, что породы копосовского комплекса в сравнении с аллерече́нским более магнезиальны, но менее железисты и малотитанисты. Именно этот комплекс интрузий, производных перидотитовой магмы, как считают упомянутые выше исследователи, и относится к гипербазитовой формации, тогда как второй представляет габбро-перидотитовую формацию (по Ю. А. Кузнецову).

Следует, однако, заметить, что суждение о наличии в одной структурной зоне двух различных формационных типов гипербазитов вызывает некоторые сомнения, ибо для этого необходимо допускать формирование различных магматических очагов приблизительно одинаковой глубинности и близких во времени, что маловероятно. Не исключено предположение о том, что выделенные в качестве разных формационных типов массивы гипербазитов представляют единый эпигенетический ряд дифференциатов, формировавшихся не одноактно, а в значительном интервале времени в процессе развития Аллареченской зоны глубинных разломов. С физико-химических позиций подобная дифференциация магмы с некоторым возрастанием количества SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, CaO, снижением содержания MgO, при более или менее постоянном количестве суммарного железа в последних порциях магматических расплавов, вполне реальна. В подтверждение этого уместно сослаться на комплекс гипербазитов Хаутоваарской структуры в Центральной Карелии.

ХАУТОВААРСКИЙ ПОЯС

Хаутоваарский пояс приурочен к субмеридиональному глубинному разлому, очевидно, контролирующему распространение толщи метавулканитов тунгудской серии [161]. В зоне разлома на расстоянии около 90 км протягивается цепочка небольших межпластовых и трещинных интрузий гипербазитов (0,2—0,3 км в длину при мощности от 20 до 50 м). Они представлены нацело серпентинизированными оливинитами и перидотитами. Наибольший среди них Хюрсюльский массив (10 км×2,5—3,0 км), по данным М. Г. Попова [152, 153], имеет дифференцированное строение — в придонной части преобладают серпентинизированные оливиниты, гарцбургиты, оливиновые вебстериты, а в апикальной — амфиболизированные клинопироксениты, горнблендиты и амфиболовые феррогабброиды, причем нет никаких геологических оснований для исключения этого массива из состава комплекса. Реконструкция первоначального состава массивов основана на наличии реликтов магматических минералов: оливина (Fa 21%), авгита, гиперстена, титаномагнетита, бурого амфибола ряда баркивикит — керсутит (в оруденелых участках), андезина № 30—35 (в феррогаббро).

Средний химический состав пород Хаутоваарского гипербазитового комплекса показывает (см. табл. 9), что по среднему содержа-

нию CaO и MgO они занимают промежуточное место между средними составами пород аллареченского и копосовского комплексов, по общей железистости идентичны с Пулозерско-Коросозерскими метагипербазитами и, в целом, вполне вписываются в петрохимические координаты гипербазитовой формации.

По мнению исследователей Хаутоваарского комплекса гипербазитов [19, 152], их вещественный состав, изменяющийся от оливинитов и, включая Хюрсюльский массив, до габброидов, отражает путь кристаллизации родоначальной магмы при постоянном содержании суммарного железа и некотором возрастании количества SiO_2 в процессе кристаллизационной дифференциации, т. е. путь, возможный и для взятых в целом гипербазитов Аллареченского района. В отличие от последних Хаутоваарский комплекс обладает титаномагнетитовой рудной специализацией и не содержит сульфидно-никелевого оруденения.

* *
*

Обобщая данные по охарактеризованным выше гипербазитовым комплексам Балтийского щита можно сделать следующие выводы.

Состав гипербазитов в пределах каждого из упомянутых поясов и для всего региона в целом относительно однороден, что, по-видимому, отражает слабую степень дифференциации родоначальной магмы.

По химическому составу породы близки к среднему типу гарцбургита и дунита (по С. П. Соловьеву).

Наряду с общими чертами химизма гипербазиты разных поясов обнаруживают и некоторые провинциальные различия. Они выражаются в относительно более «кислом» составе гипербазитов Кольского полуострова по сравнению с гипербазитами Карелии, в меньшем содержании в первых титана, пониженной их железистости и повышенной щелочности. Кроме того, гипербазиты Восточной Карелии в отличие от северо-карельских и кольских имеют меньшую магнезиальность, большую железистость и известковистость. Высокое значение характеристики «*в*» (55—62) и соответственно низкое «*S*» и «*Q*», крайне малые щелочность ($Na_2O+K_2O=$ $=0{,}1\%—0{,}3\%$), известковистость и титанистость ($TiO_2=0{,}15—$ $0{,}17\%$) и высокая магнезиальность ($MgO=28—34\%$) при относительно низкой железистости (параметр M/F, число Г. Хесса= $5{,}3—8{,}5$ и $f_{общ}=13—17\%$) дают основание относить гипербазиты Карело-Кольского региона к гипербазитовой (дунит-оливинит-гарцбургитовой) формации протогеосинклинального этапа развития подвижного пояса карелид и рассматривать их как производные ультраосновной (перидотитовой) магмы.

Это заключение находится в полном соответствии с тектоническим положением, геологическими и минералогическими особенностями рассматриваемых гипербазитов, а именно: тесной пространственной и структурной связью их с глубинными разломами; приуроченностью к структурам, сложенным преимущественно су-

щественно вулканогенными образованиями начальных этапов развития протогеосинклинали; формой и размерами гипербазитовых тел; отношением их к складчатости, региональному метаморфизму вмещающих пород, а также к гранитному магматизму; первичным минеральным составом гипербазитов и характером их вторичных изменений (интенсивная серпентинизация, оталькование).

ЖЕЛЕЗНОГОРСКИЙ КОМПЛЕКС

Этот комплекс является примером гипербазитовых формаций саксаганид. Дунит-гарцбургитовая (гипербазитовая, по Ю. А. Кузнецову) ассоциация, названная на юго-востоке Воронежского кристаллического массива сергеевским [139], а в пределах КМА — железногорским [221], или жидеевским [94], комплексом, а также «комплексом до- и раннеорогенных базит-гипербазитовых интрузий архея» [44, 148], включает многочисленные интрузии, концентрирующиеся в виде двух поясов: а) Белгородско-Михайловского (протяженность около 400 км) и б) Орловско-Тимского (500 км). Пространственно пояса совпадают с двумя известными полосами (юго-западной и северо-восточной) железистых кварцитов КМА, приуроченными к Белгородско-Михайловской и Тим-Ястребовской синклинальным структурам [87].

При общем северо-западном простирании гипербазитовых поясов, имеющих прерывистый характер, местами устанавливаются виргации структурных зон. Например, в северной части Белгородско-Михайловский гипербазитовый пояс разделяется на две ветви — Михайловскую и Комаричскую, окаймляющие Дмитриев-Льговский архейский гнейсо-гранитовый блок. В южной части Орловско-Тимского гипербазитового пояса также имеет место разделение его на две ветви: Оскольско-Валуйскую и Оскольско-Павловскую, огибающие Россошанско-Алексеевский гнейсо-гранитовый блок. Не исключено, что оба гипербазитовых пояса трассируются и далее к югу в глубокопогребенном докембрийском фундаменте Днепровско-Донецкой впадины, соединяясь с аналогичными гипербазитовыми поясами Украинского кристаллического щита.

Оба пояса весьма неравномерно насыщены телами ультраосновных пород. Подчиненное значение в строении некоторых массивов гипербазитов имеют габброиды, отличающиеся повышенным содержанием основного плагиоклаза и отсутствием оливина.

Цепочки гипербазитовых массивов располагаются кулисообразно или в виде линейно-вытянутых тел вдоль зон глубинных разломов, параллельных осям складчатых структур. Они размещаются среди выполняющих эти прогибы вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований (метабазиты, спилиты, кератоспилиты, кератофиры и их туфы) михайловской серии [149], а также местами в периферических частях архейских гнейсо-гранитовых блоков, подчиняясь, в целом, тектоническим нарушениям, сопряженным с зонами главных глубинных разломов. Тесная пространственная

связь гипербазитов с вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями диабаз-спилит-кератофировой формации и преимущественная приуроченность их к верхним частям разреза михайловской серии свидетельствуют о становлении ультраосновных массивов в ранние стадии формирования этих протогеосинклинальных прогибов, в частности, вероятно, после излияния лав основного состава, но ранее проявления регионального метаморфизма и гранитоидного магматизма.

Тела гипербазитов по геолого-геофизическим данным представляют собой удлиненные линзообразные в плане и пластовые по форме залежи с невыдержанными по простиранию и падению мощностями. Многочисленные мелкие тела, имеющие согласное залегание, ограничиваются по мощности несколькими метрами и протяженностью до первых сотен метров. Максимальные размеры геофизических полей относительно более крупных тел характеризуются протяженностью в 1,5—2,5 км при ширине 0,3—0,5 км. Видимая мощность подобных тел по разрезам скважин колеблется от 25—75 до 100—120 м.

Ультраосновные породы железногорского комплекса вследствие полиметаморфизма почти полностью утратили первичный состав и структурные особенности. Они представлены исключительно метаморфическими аналогами: 1) серпентинитами — лизардитовыми, лизардит-антигоритовыми и антигоритовыми, 2) апосерпентинитовыми тальк-карбонатными и карбонатными породами; 3) апопироксенитовыми амфиболитами, тремолититами, тальк-тремолитовыми породами. В отдельных наиболее крупных телах устанавливаются все три названных группы пород. На основании анализа взаимных переходов метаморфических разновидностей ультраосновных пород, реликтово-псевдоморфных структур и взаимоотношений вторичных породообразующих минералов устанавливается апоперидотитовый и апопироксенитовый ряды изменений в следующей последовательности: а) перидотит (дунит)→лизардитовый серпентинит→антигоритовый серпентинит→тальк-карбонатные и карбонат-тальковые породы; б) пироксенит-амфиболит (с реликтами пироксена)→тремолититы (актинолиты)→тальк-тремолитовые породы и соответствующие им по составу сланцы.

Об исходных для серпентинитов породах позволяют судить немногочисленные данные по составу породообразующих минералов, единичные зерна которых выделены из минералогических проб. По оптическим характеристикам, рентгеноструктурному и химическому анализам оливин относится к форстериту (Fa_{5-11}), ромбические пироксены отвечают гиперстену (Fs_{38-32}), клинопироксены — диопсид-салиту ($En_{33-50}Wo_{45-48}Fs_{5-20}$); зеленовато-бурая, зеленая и бесцветная роговые обманки обладают различной железистостью ($f=24$—28 мол. %). Акцессорная ассоциация: хромшпинелид, халькопирит, пирит, хромсодержащий магнетит, титаномагнетит, ильменит, рутил, лейкоксен, гематит, сидерит, миллерит, молибденит, галенит, киноварь, сфалерит, циркон, апатит, дистен, ставролит, турмалин, гранаты, самородная медь.

В совокупности с рядом петрохимических признаков эти данные свидетельствуют о принадлежности серпентинов к аподунитовым, апогарцбургитовым и, возможно, аполерцолитовым образованиям.

Тальк-карбонатные и карбонат-тальковые породы состоят из магнезита, брейнерита, доломита и талька, кое-где сохраняются реликтово-псевдоморфные структуры и реликтовый антигорит, который совместно с хромсодержащим магнетитом почти нацело замещает хромшпинелиды. Постоянно встречаются пирит, пирротин, халькопирит в виде мелкой вкрапленности.

Апопироксенитовые амфиболиты, тремолитизированные амфиболиты, *тремолититы, актинолититы слагают самостоятельные* пластовые тела (5—10 м) или присутствуют в виде маломощных (1—8 м) прослоев совместно с серпентинитами и тальк-карбонатными породами. Они состоят преимущественно (до 85%) из обыкновенной роговой обманки двух типов: зеленой ($f=32$ мол. %) с включениями ксеноморфных зерен магнетита (3—7%) и бледно-зеленой крупнотаблитчатой ($f=24$ мол. %), содержащей редкие реликты хризолита (Fa_{15-18}), гиперстена (En_{67}) и диопсида (En_{45} Wo_{43} Fe_{12}), а также выделения магнетита (2—3%). В небольшом количестве в протолочках отмечаются пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, кобальтин, молибденит, киноварь, марказит, гематит, гранаты, сфен, дистен, флюорит, циркон, апатит.

В тремолитсодержащих амфиболитах главными минералами являются магнезиальный тремолит ($f=20\%$), тальк, брейнерит, отмечаются реликтовые зерна хризолита (Fa_{16}), гиперстена (Fs_{65}), диопсида, хромпикотита, а в протолочках только что упомянутый набор акцессорных минералов.

В петрохимическом отношении ультрабазиты железногорского комплекса (табл. 10) характеризуются высокой магнезиальностью, низким содержанием железа при значительном преобладании окисного и низкой титанистостью. По-видимому, в результате вторичной переработки произошло частичное изменение первичного состава, так как в нормативном составе некоторых пород появляется ортоклаз, в общем неизвестный в подобных образованиях. В ассоциируемых с *гипербазитами подчиненных габброидах степень окисленности* железа значительно слабее, и наблюдается преобладание магния над суммой железа. Содержание титана низкое, так же как и суммы щелочей.

Для пород железногорского комплекса характерно высокое содержание магния и хрома, крайне низкое — титана, кальция, алюминия, фосфора, серы, почти полное отсутствие щелочей, сравнительно невысокие значения общей ($\Sigma FeO=8{,}0$) и молекулярной ($f=10{,}8$) железистости. Это позволяет относить серпентиниты рассматриваемого комплекса к «гипермагбазитам».

На это же указывают высокие значения коэффициента M/f (8,5) и Cr/Al (отношения 29,4), а также довольно низкие величины Ti/Fe (1,2) и Ti/Mg (0,3). Равномерное распределение петрогенных элементов в разрезах метагипербазитовых тел свидетельствует о слабой степени дифференцированности интрузий. Исполь-

Таблица 10

Химический состав ультрабазитов железногорского комплекса по [226]

Компоненты	1	2	3	4
SiO_2	32,10	32,32	45,89	34,10
TiO_2	0,20	0,08	0,37	0,19
Al_2O_3	0,53	2,61	5,10	1,18
Fe_2O_3	7,77	8,88	6,95	6,89
FeO	1,51	2,53	7,32	1,83
MnO	0,13	0,09	0,18	0,18
MgO	39,73	29,85	19,72	36,17
CaO	0,20	6,24	10,24	3,09
Na_2O	0,14	0,03	0,26	0,09
K_2O	0,02	0,10	0,10	0,09
П.п .п.	17,39	17,08	3,48	16,19
Сумма	99,72	100,01	99,61	100,00
f	0,19	0,28	0,42	0,19
Fe_2O_3 : FeO	5,15	3,51	0,95	3,76
Na_2O+K_2O	0,16	0,33	0,36	0,18
$Na_2O/(Na_2O+K_2O)$	0,87	0,70	0,72	0,50
Количество анализов	1	1	1	18

1 — аподунитовый серпентинит; 2 — тальк-карбонатная апосерпентинитовая порода; 3 — апопироксенитовая порода; 4 — среднее по комплексу.

зование классификационной диаграммы И. А. Малахова [120] позволяет установить, что исходные для серпентинитов породы были представлены главным образом гарцбургитами и в меньшей степени — дунитами.

Тальк-карбонатные и карбонат-тальковые породы характеризуются пониженным содержанием кремнезема и магния и повышенным — кальция, углекислоты и воды.

Апопироксенитовые амфиболиты характеризуются высокой степенью изменчивости содержания таких компонентов, как железо и магний, чем подтверждается их метасоматическая природа [223, 224]. По величине коэффициента M/F (3,0—5,5), а также высокой в целом общей (Σ FeO = 11,8) и молекулярной (f = 25,4) железистости, отношениям Ti/Fe (3,4) и Ti/Mg (2,1) эти породы тяготеют к «ультрафербазитам». По сравнению с серпентинитами в них заметно возрастает роль щелочей, в частности калия.

Сравнение железногорских гипербазитов с составом аналогичных пород некоторых докембрийских гипербазитовых поясов Украинского щита, Балтийского щита, Северной Америки [12], Южной Африки [72], а также последокембрийских альпинотипных ги-

пербазитов Урала [120], Алтае-Саянской области [142, 147] показывает, что ультраосновные породы железногорского комплекса вещественно сходны с ними и также более железисты и менее магнезиальны, чем молодые гипербазиты.

Металлогения железногорского комплекса определяется повышенными фоновыми содержаниями в серпентинитах хрома, никеля и кобальта (в 1,5—2 раза выше кларковых значений, по А. П. Виноградову). В апопироксенитовых породах значительно возрастает содержание титана, ванадия и меди. Количественная оценка степени связи между концентрациями как петрогенных, так и рудных элементов на основе многократной корреляции [20] позволяет выделить в серпентинитах группу Mg — Ni, положительно коррелирующуюся с Co, Fe^{++}, Si, Al, расположенными в порядке ослабления связей. Весьма показательно также сонахождение в одной ассоциации Cr, Fe^{+++} и обособление их от Mg и Al. Подобный характер ассоциаций свидетельствует о том, что на ранних этапах кристаллизации происходила миграция никеля в ранние силикаты магния. Существование устойчивого антагонизма между никелем и серой, по данным многократной корреляции, а также резкий дефицит последней делают почти невозможной концентрацию сульфидного никеля. Никель накапливается в корах выветривания, где его содержание достигает 0,5—0,7 вес. % [223].

Исходя из современных представлений о генезисе хромитовых месторождений [68], промышленные концентрации хрома возможны, если хромшпинелид первым выделяется из кристаллизующегося расплава. В породах железногорского комплекса основная масса хромшпинелидов выделялась одновременно с оливином и ортопироксеном и вследствие этого даже при довольно высокой концентрации хрома (0,47 вес. % Cr_2O_3) нельзя рассчитывать на промышленное накопление хромшпинелидов в процессе магматической кристаллизации. Однако имеет место замещение хромшпинелидов в процессе метаморфизма пород хромсодержащим магнетитом, где содержание Cr_2O_3 достигает 8—10 вес. % [226] и отсюда возникают некоторые возможности практически интересного хром-магнетитового оруденения.

Самостоятельное практическое значение имеют тальк-карбонатные и карбонат-тальковые породы, с которыми связаны проявления магнезита.

ГИПЕРБАЗИТЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

На Украинском участке саксаганид в пределах Криворожско-Кременчугской зоны раннескладчатые массивы ультраосновных и более редких основных пород не пользуются широким распространением, хотя и установлены почти во всех сериях, развитых здесь суперкрустальных образований — криворожской, ингулецкой и др. Они представлены здесь небольшими, разбросанными по разрезу, линзовидными телами метапироксенитов и серпентин-тремолитовых сланцев. Возможно, что сюда же относится пластовое тело актино-

нолит-тремолит-тальковых сланцев, залегающих в основании криворожской железорудной толщи.

Довольно многочисленные интрузии ультрабазитов — базитов выявлены в Среднем Приднепровье среди пород конкско-верховцевской серии во всех синклинорных структурах. Здесь преобладают линзовидные тела аподунитовых и апоперидотитовых серпентинитов (антигорит-хризотиловых, антигоритовых) и тальк-хлорит-тремолит-актинолитовых ортосланцев, тальк-карбонатных пород, антофиллитов, тремолититов, актинолититов, нередко флогопитизированных, эпидотизированных, окварцованных.

Украинские геологи считают этот комплекс архейской офиолитовой формацией, но, возможно, в его составе присутствуют пока не отчлененные гипербазиты нижнего протерозоя. На основании петрохимических критериев М. М. Иливицкий выделил среди ультрабазитов два типа: «гипермагбазиты» — производные перидотитовой магмы и «ультрафербазиты»— производные габбровой магмы. Однако формационная принадлежность тех и других в рамках принятой в настоящей работе классификации пока остается не ясной.

Аналогичное положение с возрастным и формационным расчленением гипербазитов имеет место в районах их широкого распространения в Побужье [210] и Приазовье [211]. В обоих районах картируются участки концентрации многочисленных мелких, редко средних по величине, линзовидных и пластообразных тел ультраосновного и реже основного состава, метаморфизованных так же, как только что упомянутые выше. Они залегают среди пироксеновых кристаллосланцев, гнейсов и мигматитов архея и объединяются по вещественному признаку в габбро-перидотитовую формацию [210, 246], а в геотектоническом смысле рассматриваются в качестве офиолитовой формации, включающей всю совокупность вулканогенных, интрузивных и осадочных метапород архейской геосинклинали. Ввиду невозможности по литературным данным уточнить принадлежность тех или иных пространственно локализованных групп этих ультрабазитов и базитов к формационным типам нашей классификации, мы не останавливаемся более подробно на описании их вещественного состава и металлогенических особенностей.

НЕКОТОРЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

В складчатом обрамлении Сибирской платформы в протогеосинклинальных прогибах, выполненных осадочно-вулканогенными образованиями, также выделяются раннескладчатые гипербазитовые комплексы. Пока очень слабая в целом их изученность в формационном аспекте не позволяет в настоящее время дать развернутую характеристику, подобную сделанной для карелид Балтийского щита. По этой причине мы ограничиваемся краткими сведениями о некоторых из них.

Интрузии Муйского гипербазитового комплекса размещаются в зоне глубинных разломов, разделяющей внутренний и внешний пояса байкалид. Линзовидные тела гипербазитов имеют здесь цепочечное (поясовое) распределение среди вулканических и осадочно-вулканогенных образований кератофир-спилит-диабазового состава, входящих в муйскую серию нижнего протерозоя. Верхняя возрастная граница комплекса устанавливается по присутствию гальки серпентинизированных гипербазитов (серпентинитов) в конгломератах среднепротерозойских толщ.

Массивы ультрабазитов обычно небольших размеров — от нескольких метров до десятков, реже сотен метров в длину. Исключение составляют лишь несколько массивов в Средне-Витимском нагорье — Парамский (18×5 км), Келямский (12×2,5 кв. км) и несколько меньший Шаманский. Мелкие тела гипербазитов, как правило, нацело серпентинизированы и представлены серпентинитами. Только в этих относительно крупных массивах среди серпентинитов отмечаются участки, сложенные гарцбургитами и дунитами. Изредка встречаются верлиты и пироксениты. Не исключено, что многие мелкие тела серпентинитов являются «мертвыми интрузиями» или протрузиями.

По химическому составу наименее измененные ультрабазиты комплекса близки к среднему типу дунита и гарцбургита и по соотношению главных породообразующих окислов являются альпинотипными.

Металлогеническая специализация муйских гипербазитов проявлена сингенетическими хромитовыми рудами, связанными с дунитовыми обособлениями в массивах Парамском и Шаманском, и скоплениями хризотил-асбеста в апогарцбургитовых преимущественно хризотиловых серпентинитах. С гидротермально-метасоматическими образованиями серпентин-тремолит-карбонатного состава (по ультрабазитам) связано сульфидное полиметаллическое рудопроявление.

Аналогичный состав, морфологию и строение имеют тела ультрабазитов енисейского гипербазитового комплекса в Енисейском кряже, залегающие в вулканогенных толщах кератофир-спилит-диабазового состава, слагающих большую часть енисейской метаморфической серии нижнего протерозоя. В отличие от массивов гипербазитов муйского комплекса здесь широко развиты тальковые и актинолитовые сланцы в краевых зонах ультрабазитовых тел. Ведущей металлогенической специализацией комплекса является магнетитовое оруденение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гипербазитовая формация образуется на ранней стадии развития протогеосинклиналей в пространственной, структурной и генетической связи с зонами глубинных разломов до главной складчатости и формирования мигматитов и гранитоидов.

Гипербазитовые тела формации имеют всегда четко выраженное цепочечное — поясовое расположение, образуя значительные по протяженности (десятки, до сотен километров) «гипербазитовые»—«серпентинитовые» пояса, в пределах которых наблюдается неравномерно-кучное распределение массивов.

Размеры гипербазитовых тел обычно небольшие (единицы или первые десятки квадратных километров), форма — линзо- или пластообразная, согласная со структурой вмещающих пород; реже встречаются пластово-секущие и весьма редко — секущие тела.

Контактовое воздействие гипербазитов на вмещающие породы, как правило, не устанавливается; по мнению некоторых исследователей, не исключена возможность, что многие гипербазитовые тела являются «протрузиями».

Подавляющее количество массивов гипербазитов имеют простое, недифференцированное строение и редко встречаются относительно крупные дифференцированные и иногда первично расслоенные интрузии.

Первичный минеральный состав формации — дунит-оливинит-гарцбургитовый. Другие разновидности ультраосновных пород — лерцолиты, верлиты, пироксениты — мало распространены. Главными первичными минералами являются высокомагнезиальный оливин, энстатит, диопсид-авгит.

Основные породы — габброиды и особенно промежуточные — габбро-пироксениты, габбро-перидотиты для формации не характерны. Местами встречающиеся в пространственной ассоциации с гипербазитами габброиды образуют самостоятельные массивы и не обнаруживают с ними генетической связи.

Породы гипербазитовой формации всегда метаморфизованы в условиях, изофациальных с вмещающими толщами.

Наиболее распространенными метаморфическими разновидностями пород формации являются апогарцбургитовые, аподунитовые серпентиниты, тальковые, тальк-актинолит-тремолитовые, тальк-карбонатные сланцы.

Породы формации характеризуются высокой магнезиальностью при относительно низкой железистости и известковистости, крайне низкой щелочностью и титанистостью. Эти особенности химизма позволяют относить их к производным ультраосновной — гипербазитовой магмы.

По сравнению с соответствующими образованиями неогея породы раннедокембрийской гипербазитовой формации обладают повышенной железистостью и пониженной магнезиальностью (рис. 16.)

Ведущей металлогенической специализацией раннедокембрийской гипербазитовой формации являются хромитовое, силикатно-никелевое, реже магнетитовое оруденение. Неметаллические полезные ископаемые, связанные с формаций, представлены хризотил-асбестом и магнезитом.

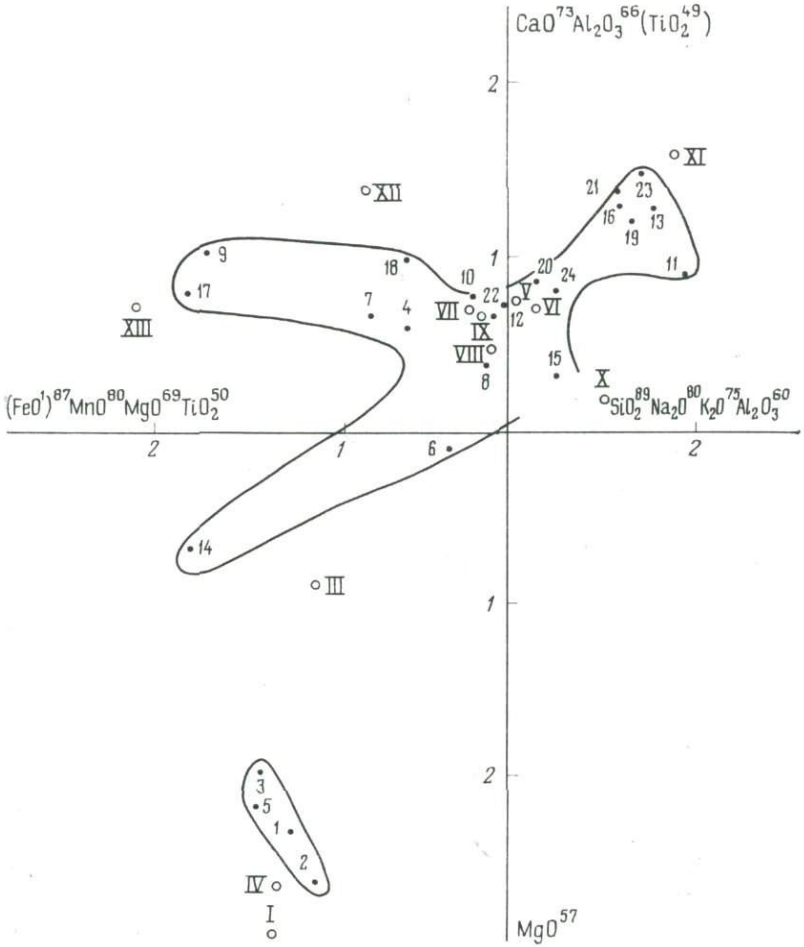


Рис. 16. Диаграмма главных компонент для формаций интрузивных пород протогеосинклинального этапа ($FeO' = Fe_2O_3 + FeO$).

Гипербазитовая формация: 1 — гипербазиты Северо-Карельского пояса; 2 — гипербазиты Нотозерского пояса; 3 — гипербазиты Хаутоваарского пояса; 4 — габброиды Хаутоваарского пояса; 5 — гипербазиты железногорского комплекса; 6 — габброиды железногорского комплекса. *Габброидная формация:* 7 — габброиды Коросозерской интрузии, 8 — габброиды Кундозерской интрузии. *Формация габбро-анортозитов зон глубинных разломов.* Джугджурский комплекс: 9 — гипербазиты, 10 — габброиды, 11 — габбро-анортозиты; анабарский комплекс: 12 — габброиды, 13 — анортозиты; кейвский комплекс: 14 — гипербазиты, 15 — габброиды, 16 — анортозиты; цагинский комплекс: 17 — гипербазиты, 18 — габброиды, 19 — анортозиты; комплекс Главного хребта: 20 — габброиды, 21 — анортозиты; колвицкий комплекс: 22 — габброиды, 23 — анортозиты, 24 — ксенолит из трубки взрыва о. Телячий.

Средние составы типичных интрузивных пород. По Р. Дэли: I — дунит, III — верлит, IV — гарцбургит, V — среднее габбро «вообще», VI — среднее габбро, VII — оливиновое габбро, VIII — норит, IX — оливиновый норит, X — диорит, XI — анортозит, XII — косьвит, по С. П. Соловьеву [192]; XIII — казанскит, по О. А. Богатикову [15]

Габброидная формация

КОМПЛЕКСЫ КАРЕЛИД КАРЕЛИИ

На территории Карелии имеется несколько комплексов габброидов, принадлежащих данному формационному типу.

Наиболее широко интрузии габброидов развиты в субширотном отрезке карельской ветви зоны сочленения карелид и беломорид — в районе озер Кундозеро, Ромбак, р. Койгера, Шапка-озеро, Виксозеро. Они протягиваются цепочкой параллельно поясу гипербазитов несколько южнее последнего. Вторым районом распространения этих интрузий является зона Ветренного пояса, где габброиды наиболее тесно ассоциируют с гипербазитами. Третий участок относительной концентрации массивов габброидов (их более 10) закартирован в районе Кривого Рога (среднее течение р. Кемь) в зоне Беломоро-Карельского глубинного разлома. Наконец, четвертый участок развития пород описываемой формации — это Хаутоваарская структура.

Рассматриваемые интрузии в целом изучены слабо. В большинстве случаев они имеют небольшие размеры (первые сотни квадратных метров до 1—2 км^2), и лишь изредка площадь отдельных массивов достигает 15—20 км^2 (Кундозерский массив). Форма их пластообразная, дайкообразная, реже штокообразная, часто дискордантная по отношению к складчатой структуре вмещающих толщ. Массивы локализуются обычно в отложениях нижнего протерозоя и нередко в выступах фундамента, в непосредственной близости от протогеосинклинальных трогов. По петрографическим особенностям среди пород, слагающих эти тела, выделяются габбро, габбро-нориты, реже перидотиты и пироксениты, габбро-диабазы. Все эти разновидности развиты в разных количественных пропорциях. Характерно резко подчиненное значение ультраосновных пород по отношению к габброидам.

В настоящее время относительно полные сведения имеются только по массиву габброидов района Корос-озера (Ветренный пояс) и по Кундозерской интрузии (Северная Карелия).

Коросозерская интрузия, вскрытая скважинами, располагается в зоне контакта серпентинитов с туфогенно-осадочными породами парандовской серии и представляет собой согласное, крутопадающее тело длиной в 2 км при мощности 400—500 м [189]. Непосредственные контакты габброидов с серпентинитами и породами нижнего протерозоя не вскрыты.

Центральная часть интрузивного массива сложена габбро-амфиболитами, а в эндоконтактовых зонах шириной 10—12 м развиты актинолитовые сланцы. Кристаллизационная сланцеватость параллельна контактам и согласна с вмещающими породами. По данным В. Д. Слюсарева и В. С. Куликова [189], интрузия дифференцирована и первично расслоена на меланократовые и лейкократовые габброиды. Структура меланократовых разновидностей — нематобластовая, лейкократовых — бластогаббро-офитовая, текстура — сланцеватая. Главные минералы — обыкновенная сине-зеле-

ная роговая обманка и соссюритизированный анадезин; второстепенные — хлорит, эпидот; акцессорные — сфен, ильменит, титаномагнетит.

Кундозерский интрузивный массив габброидов детально изучался М. М. Лавровым [102, 103], В. В. Сидоренко [184]. Подобно Коросозерскому, этот массив является пластообразной интрузией, круто падающей на север. В плане он имеет неправильную форму с неровными извилистыми контактами. Длина массива около 7 км, ширина 2—3 км. Интрузия дискордантна по отношению к структуре вмещающих пород, приурочена к широтному разлому и залегает в контакте бластомилонитизированных беломорских мигматитов с гнейсо-гранодиоритами, слагающими Виксозерский антиклинальный выступ комплекса основания карелид [242]. В северо-восточном контакте массива наблюдается зона закалки. Интрузия дифференцирована. Первично-магматические породы, не затронутые процессами регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, представлены габбро, габбро-норитами, габбро-диабазами. В ничтожном количестве (в виде шлиров) присутствуют ультрабазиты.

Вся западная и северо-западная часть Кундозерского массива (около 40% площади) сложена интенсивно амфиболизированными габброидами, габбро-амфиболитами и мономинеральными ортоамфиболитами, а восточная — в основном диоритоподобными породами («диоритоидами»), в меньшей степени эндербит-чарнокитами и метасоматическими гранитами, являющимися продуктами гранитизации (чарнокитизация, диоритизация) габброидов (рис. 17).

Неизмененные габброиды слагают разрозненные мелкие реликтовые участки («глыбы») среди амфиболизированных и гранитизированных их разновидностей. Они обладают габбровой, габбро-офитовой или типично диабазовой структурой. Главные минералы представлены плагиоклазом-лабрадором, гиперстеном с железистостью 30% и авгитом. Спорадически встречаются биотит, роговая обманка и кварц в форме микрографического срастания с альбитом. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит и титаномагнетит.

Амфиболизированные габброиды, габбро-амфиболиты, ортоамфиболиты связаны между собой и с неизмененными габброидами постепенными переходами. В структурно-минералогическом отношении они близки к метагаббroидам Коросозерской интрузии*.

Эндербит-чарнокиты слагают в Кундозерском массиве линзо-, жило- и гнездообразные участки с неясными расплывчатыми границами. Они часто обрамляют «глыбы» неизмененных или слабо чарнокитизированных габброидов, проникая в последние и распо-

* Подробное описание всех пород Кундозерского массива с оптическими константами минералов, количественно-минералогическим подсчетом и данными химических анализов приведены в [242].

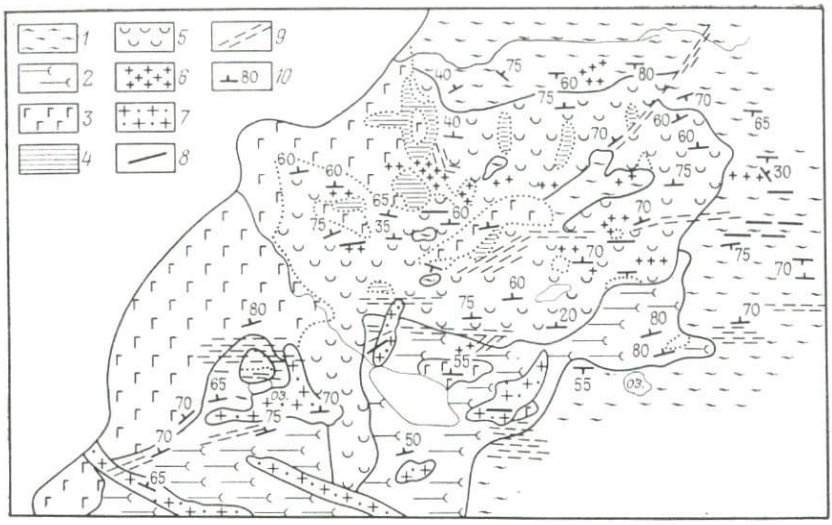


Рис. 17. Геологическая карта Кундозерского массива. Составил В. В. Сидоренко.

1 — биотит-амфиболовые, амфиболовые гнейсы и гнейсо-граниты архея (беломорская серия); *2* — фундамент карелид (плагиограниты — гранодиориты); *3* — амфиболизированные габбро и габбро-нориты (метагаббро, метагаббро-нориты); *4* — эндербиты и чарнокиты (метасоматические); *5* — диориты, кварцевые диориты и гранодиориты; *6* — микроклиновые, реже плагио-микроклиновые граниты с голубым опаловидным кварцем; *7* — бластомилониты по интрузивным чарнокитам; *8* — дайки основного состава (диабазы, габбро-диабазы, диабазовые порфириты, габбро-нориты); *9* — зоны интенсивного рассланцевания и милонитизации пород; *10* — элементы залегания рассланцевания и гнейсовидности

лагаясь между габброидами и диоритоидами. Эндербитам и собственно чарнокитам свойственна такситовая текстура и гетеробластово-коррозионно-метасоматические структуры (антипертиты замещения, коррозия и замещение плагиоклазом и кварцем гиперстена) с реликтами габбровой или офитовой структуры. Характерной особенностью их минерального состава является постоянное присутствие минералов двух генетически различных групп: реликтовой габбровой, к которой относятся пироксены, плагиоклаз, амфибол (биотит?), и вновь образованной метасоматической группы, представленной ортоклазом и кварцем.

Диоритоподобные породы, занимающие значительную площадь в восточной части Кундозерского массива, по составу отвечают кварцевым диоритам и гранодиоритам. Для них так же, как для эндербит-чарнокитов, характерна такситовая текстура и гетеробластовая, часто коррозионно-метасоматическая с реликтами офитовой структуры. Изредка встречаются кварцевые диориты магматического облика, имеющие типичную диоритовую или гипидиоморфную структуру. В минеральном составе диоритов наблюдаются те же особенности, что и в эндербит-чарнокитах. Взаимоотношения диоритов с габброидами неодинаковые. Наряду с постоянно наблюдающимися постепенными переходами, кварцевые диориты местами образуют в габброидах мелкие интрузивные тела жилообразной

формы или дают образования типа «эруптивной брекчии», состоящей из обломков чарнокитизированных габброидов, сцементированных кварцевым диоритом или гранодиоритом. Эти факты в совокупности с текстурно-структурными и минералогическими особенностями диоритов позволяют сделать предположение об их сложном метасоматическо-реоморфическом происхождении за счет габброидов, испытавших чарнокитизацию.

Конечный продукт гранитизации габброидов — существенно микроклиновые и плагио-микроклиновые граниты развиты главным образом среди диоритов в виде жилообразных и неправильной формы мелких тел с нечеткими границами и связаны с ними постепенными переходами. Для гранитов типично неравномерное кучное распределение породообразующих минералов и метасоматические, коррозионные, реже порфиробластические структуры. Условия залегания, текстурно-структурные и минералогические особенности указывают на их метасоматическую природу.

Сопоставление средних химических анализов габброидов Кундозерской и Коросозерской интрузий позволяет говорить об их большом петрохимическом родстве, выраженном в близких значениях почти всех петрохимических параметров. Некоторые, в целом незначительные, различия улавливаются в относительно более высокой основности габброидов Коросозерского массива и в меньшем содержании в них титана и щелочей (табл. 11). Аналогичную близость по химизму обнаруживают обе рассматриваемые интрузии с лопийской вулкано-плутонической ассоциацией.

Тесная пространственная ассоциация массивов габброидов с вулканогенными образованиями лопия и выявленное их петрохимическое родство с последними позволяют предполагать вероятную парагенетическую связь между ними и рассматривать габброиды как гипабиссальные аналоги лопских вулканитов. Не исключено, что в дальнейшем, при детальном изучении подобных интрузий габброидов в Карелии и других регионах появится возможность объединения их с вулканитами дацит-андезит-базальтовой формации в единую формационную вертикальную серию — вулкано-плутоническую формацию, и рассматривать габброиды как интрузивную субформацию.

Общие петрохимические особенности габброидов довольно четко выявляются в сравнении со средним (по Дэли) типом габбро. Они выражаются значительным преобладанием железа над магнием и закисного железа над окисным, отраженном в относительно высокой железистости габброидов, низким для них значении параметра $M/F=1$ и очень низким коэффициентом окисленности железа, в среднем не превышающем 0,3, а также в несколько пониженной щелочности (особенно для габброидов типа коросозерских) и известковистости.

Сопоставление по химизму габброидов и альпинотипных гипербазитов Карелии (с учетом, конечно, их разной основности) указывает на отсутствие между ними генетической связи и позволяет относить их к разным формационным типам, как продукты раз-

Таблица 11

Химический состав пород габброидного комплекса Карелии

Компоненты	Кундозерский массив			Коросозерский массив
	Габбро-норит	Лейкократовый габбро-норит	Среднее	Среднее
	1	2	3	4
SiO_2	47,84	55,69	51,83	46,29
TiO_2	1,94	0,91	1,16	0,89
Al_2O_3	17,46	11,46	15,80	13,58
Fe_2O_3	3,38	1,68	3,75	4,69
FeO	8,89	7,81	7,75	10,44
MnO	0,22	0,28	0,19	0,32
MgO	6,02	8,07	6,29	8,02
CaO	10,02	9,24	8,24	10,87
Na_2O	2,19	2,91	2,31	2,12
K_2O	0,42	1,30	1,10	0,40
П.п.п.	1,68	0,88	1,58	2,38
Сумма	100,06	100,23	100,00	100,00
f	0,67	0,54	0,65	0,65
Fe_2O_3 : FeO	0,38	0,21	0,48	0,45
Na_2O+K_2O	2,61	4,21	3,41	2,52
$Na_2O/(Na_2O+K_2O)$	0,84	0,69	0,68	0,84
Количество анализов	1	1	12	7

1—3 — по В. В. Сидоренко; 4 — по [189].

личных по составу исходных магм (соответственно, базальтоидной и гипербазитовой). В известной мере это подтверждается некоторой пространственной разобщенностью этих образований и отсутствием в массивах альпинотипных гипербазитов и габброидов пород промежуточного между ними состава.

Согласно данным В. Д. Слюсарева и В. С. Куликова [189], для Коросозерской интрузии габброидов характерна сингенетическая окисно-железо-титановая минерализация (ильменит, титаномагнетит) и в меньшей степени эпигенетическая сульфидная минерализация. Последняя по составу рудных минералов, морфологическим признакам и тесной ассоциации с продуктами гидротермального метаморфизма идентична рудной минерализации лопийского андезит-диабазового комплекса.

Металлогения Кундозерского массива габброидов специально не изучалась. Некоторые косвенные данные (обилие магнетита, ильменита и титаномагнетита в пробах — протолочках габброидов

и повышенное содержание титана в последних) позволяют предполагать и для этого массива сингенетическую окисно-железо-титановую минерализацию. Сульфидное оруденение в Кундозерских габброидах проявлено крайне слабо.

МАЙСКО-ДЖАНИНСКИЙ КОМПЛЕКС

Комплекс проявлен в центральной и восточной частях Джугджуро-Становой и Маймаканской ветвей, но пока изучен очень слабо. Он представлен габбро-амфиболитами, ортоамфиболитами, габбро-диоритами, отчасти горнблендитами, пироксенитами и перидотитами. Пространственно и возможно генетически он связан с метавулканитами основного и среднего состава, входящими в состав станового метаморфического комплекса [130].

Породы Майско-Джанинского комплекса слагают несколько относительно крупных конкордантных массивов и целый ряд мелких пластовых и секущих тел, располагающихся в зонах разломов. Подавляющая часть интрузивных тел габброидов характеризуется грубополосчатым строением, обусловленным перемежаемостью лейкократовых и меланократовых габбро-амфиболитов и габбро-диоритов, в которых в виде шлировых выделений лентообразной формы встречаются горнблендиты, габбро-нориты и пироксениты. Изредка ультраосновные породы дают в габброидах секущие жилы. Ориентировка шлиров в габброидах и ксенолитов вмещающих пород совпадает с полосчатостью.

Габброиды этого комплекса в сравнении со средним типом габбро характеризуются повышенной магнезиальностью и пониженной щелочностью. Ультраосновные породы отличаются от средних составов (по Дэли) обогащенностью щелочами и большей железистостью. Все породы комплекса имеют четко проявленный натриевый профиль и являются производными базальтоидной магмы. С ними связаны рудопроявления титана, железа, скопления талька и тремолит-асбеста.

Метаморфизм майско-джанинского комплекса, так же как и вмещающих пород, отвечает условиям амфиболитовой фации. Формирование его, очевидно, имело место до главной фазы становой складчатости, с которой связано образование древнестановых гранитоидов, оказывающих активное воздействие на габброиды описываемого комплекса.

МУЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Муйский комплекс Байкальской складчатой области пространственно тесно ассоциирует с вышеописанным одноименным комплексом гипербазитов и метаморфическими образованиями муйской серии нижнего протерозоя. Представлен сильно амфиболизированными и соссюритизированными габбро, габбро-диабазами, кварцевыми габбро, габбро-диоритами, оливиновыми габбро, габ-

бро-норитами и габбро-пегматитами. В резко подчиненном количестве по отношению к габброидам изредка встречаются перидотиты и пироксениты.

Породы комплекса в различных количественных сочетаниях слагают обособленные от гипербазитов, но располагающиеся в той же зоне глубинных разломов самостоятельные, обычно мелкие недифференцированные массивы, оказывающие (в отличие от гипербазитов) контактовые воздействия на вмещающие породы муйской серии. Экзоконтактовые изменения выражены в образовании узких зон актинолит-эпидот-альбитовых роговиков. Сами габброиды комплекса подвергаются активному воздействию со стороны складчатых гранитоидов, образование которых связано с главной фазой раннепротерозойской складчатости. Возрастные взаимоотношения габброидов с гипербазитами не установлены.

По химическому составу все породы муйского комплекса близки к соответствующим средним (по Дэли) типам пород и являются производными базальтовой магмы.

С муйским комплексом габброидов связаны титано-магнетитовое и медно-никелевое рудопроявления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Габброидная формация, так же как и формация альпинотипных гипербазитов, в своем становлении тесно связана со структурами зон глубинных разломов и образуется до главной складчатости и до формирования гранитоидов в тесной пространственной, а, возможно, и парагенетической ассоциации с образованиями дацит-андезит-базальтовой формации.

Для габброидной формации характерна пространственная ассоциация с гипербазитами, но при этом габброиды образуют самостоятельные, обособленные от гипербазитов массивы.

Интрузии этого формационного типа имеют, как правило, небольшие размеры (от сотен квадратных метров до 1—2 км^2), согласную пласто- и линзообразную или секущую дайкообразную форму и простой (недифференцированный) существенно габброидный состав (габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты, габбро-нориты, реже оливиновое габбро). Резкоподчиненное положение по отношению к габброидам занимают ультраосновные породы (пироксениты, перидотиты), спорадически встречающиеся в виде шлиров только в крупных (15—20 км^2) габброидных интрузивах.

Главными метаморфическими производными пород формации являются метагаббро, метагаббро-диабазы, габбро-амфиболиты, ортоамфиболиты. Парагенетические минеральные ассоциации в этих породах и их типично бластические структуры (с реликтами офитовой и габбро-диабазовой структур) свидетельствуют о метаморфизме в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой до собственно амфиболитовой фаций регионального метаморфизма.

Реликты первичных минералов (основного плагиоклаза и пироксенов) сохраняются редко.

По химическому составу породы габброидной формации отвечают, с небольшим отклонением, средним типам (по Дэли) и являются производными базальтовой магмы.

Ведущая металлогеническая специализация формации представлена сингенетической окисно-железисто-титановой минерализацией (титаномагнетит, ильменит). С отдельными комплексами габброидов связаны также сульфидно-медно-никелевые рудопроявления непромышленного значения.

Плагиогранитоидная формация *

Во многих частях протогеосинклинальных структур степень регионального метаморфизма не достигла уровней ультраметагенных образований катазоны. На этих верхних уровнях наиболее легко могут быть выделены массивы ранних интрузивных гранитоидов плагиоклазового состава разных фаций формирования. В глубоко же эродированных структурах с обнаженными уровнями ультраметаморфид катазоны установление этих домигматитовых гранитоидов крайне затруднено в связи с их последующими глубокими ультраметагенными преобразованиями в мигматит-граниты. Вероятно, этим обусловлен тот факт, что примеров описаний таких гранитоидов еще немного.

Характеристика этой формации в нашей более ранней книге [158] базировалась на данных по гранитоидам Западно-Карельской подзоны карелид [58], на материалах по «гранодиоритовой и трондьемитовой провинциям» свекофеннид Финляндии [248, 249, 274], позднеархейским плагиогранитоидам Канады [21] и раннепротерозойским «гранодиоритам типа Коффиссука» Западной Африки [254], на описаниях онотского и саганшулутского комплексов раннего докембрия Восточного Саяна [158]. Здесь это описание только дополняется другими отечественными примерами.

По нашему мнению, комплексы этой формации имеют важнейшее значение для формирования гранито-гнейсового слоя земной коры. Интрузии глубинных магм плагиогранитоидного состава, так же как и их вероятные вулканогенные эквиваленты, являлись главным поставщиком кислого эндогенного вещества в верхние уровни земной коры. Его последующий метаморфизм и ультраметаморфизм мог легко приводить к формированию значительной массы автохтонных мигматитов, гранитов и гнейсов, столь характерных для раннедокембрийских структур земной коры.

В протогеосинклинальных внутриконтинентальных структурах карелид Балтийского щита интрузивные плагиогранитоиды этого формационного типа сейчас устанавливаются довольно широко.

---

* Вводный текст к формации написан Ф. П. Митрофановым.

Породы плагиогранитоидной формации Западной Карелии описаны Г. О. Глебовой-Кульбах [58]. Здесь в лептито-терригенных породах парандовской серии размещены интрузивные тела гранитоидов плагиоклазового состава.

Эти однофазные тела гранитоидов интрудируют зеленосланцевые и эпидот-амфиболитовые метаморфиты, а также приурочены к тектоническим контактам их с гнейсо-мигматит-гранитоидными глыбами архейского фундамента. Контакты интрузивных тел очень четкие, нередко эруптивного характера (ксенолиты, апофизы, мелкозернистые краевые фации, контактовый метаморфизм и пр.). Одни тела — конкордантные, конформные и гармоничные со складчатыми структурами раннекарельской парандовской серии. Большей частью это антиклинал-плутоны, залегающие в ядрах антиклинальных структур. Внутреннее строение их характеризуется гнейсогранитной краевой фацией и гранитной фацией центральных частей. Мелкие тела и согласные жилы такого типа будинированы. Другие тела этого комплекса имеют межформационный характер. Это пластовые образования, дайки, мелкие хонолиты. Они приурочены к разломам, ограничивающим глыбы фундамента, относятся к типу дискордантных, конформных, дисгармоничных тел.

Во всех гранитоидах отчетливо проявлены эндо- и экзоконтактовые фации. В эндоконтактах развиты гибридные породы, устанавливается мелкозернистая краевая фация. Гипабиссальность гранитоидов проявлена в наличии жильных плагиогранит-порфиров и в отсутствии пегматитов. Экзоконтактовые изменения обычно устанавливаются в ореоле, измеряемом в десятки и сотни метров: в апикальных контактах — биотитизация и окварцевание вмещающих пород, в глубинных сечениях более крупных тел — мигматизация и плагиоклазовый порфиробластез. В этих сечениях и гранитоиды имеют пегматоидный характер, а контакты тел становятся расплывчатыми, диффузными.

Породы комплекса представлены плагиоклазовыми гранодиоритами и плагиогранитами; в краевых фациях часты диориты. Плагиоклаз имеет состав олигоклаза или альбита, реже андезина. Из темноцветных преобладает биотит, но встречается амфибол и мусковит. Характерны вторичные процессы минералообразования. С одной стороны, это минералы, связанные с наложенным катаклазом и бластомилонитизацией пород,— альбит, эпидот, серицит, хлорит, кальцит, иногда придающие породам облик гельсинкитов. С другой стороны, в этих раннескладчатых гранитоидах почти всегда присутствует микроклин, развитие которого свызывается с более поздними процессами кремниево-калиевого метасоматоза.

Г. О. Глебова-Кульбах считает возможным относить интрузивные породы комплекса к одному когенетическому ряду с натриевыми средними и кислыми вулканитами (лептитами) и с габброидами.

Таблица 12

Химические анализы образцов пород плагиогранитоидной формации по [58]

Компоненты	20	25	23	16	8	10	12	576	593	502	3	2	231	30	2370д	33
SiO_2	66,00	63,02	51,54	67,54	66,76	68,42	67,56	65,86	70,54	57,20	69,46	58,26	57,05	69,30	69,96	71,10
TiO_2	0,32	0,36	0,64	0,34	0,34	0,35	0,35	0,50	0,34	0,73	0,30	0,79	0,32	0,32	0,23	0,21
Al_2O_3	15,24	20,40	17,37	16,33	17,16	15,37	15,97	14,93	13,09	16,04	15,00	17,23	18,21	15,34	16,23	15,32
Fe_2O_3	2,00	1,00	4,37	1,95	1,13	1,77	1,46	1,82	1,35	2,24	1,35	2,87	3,41	1,42	0,31	1,95
FeO	1,73	2,26	4,03	0,83	0,86	0,72	1,00	2,58	2,17	5,26	0,92	3,21	2,90	1,29	1,76	0,83
MnO	0,02	0,05	0,03	0,05	—	Сл.	Сл.	0,09	0,04	0,17	0,05	0,12	0,04	0,01	—	0,04
MgO	2,18	1,89	5,40	1,16	1,28	1,34	1,16	1,72	1,06	4,29	1,44	3,78	4,12	1,49	1,33	—
CaO	2,88	2,69	7,82	2,27	1,96	2,02	2,16	2,86	2,14	5,85	1,82	4,83	5,20	2,14	2,19	2,00
Na_2O	5,02	5,75	4,62	5,75	5,40	5,86	5,24	4,00	3,30	3,15	4,55	3,92	3,44	4,72	4,88	5,15
K_2O	3,80	1,75	2,58	3,15	3,22	2,68	4,02	4,60	5,20	4,00	2,94	3,16	4,32	3,30	3,66	2,50
P_2O_5	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,19	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
CO_3	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
F	Н. о.	Сл.	Н. о.	Сл.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
H_2O	0,16	Н. о.	0,16	Н. о.	0,02	0,22	0,14	0,20	0,20	Н. о.	0,03	0,25	0,07	0,04	0,18	0,08
П.п.п.	0,85	1,65	1,51	1,21	1,40	0,76	0,74	0,96	0,62	0,93	0,15	1,40	1,08	0,75	—	0,85
Сумма	100,20	100,82	100,07	100,58	99,53	99,51	99,80	100,12	100,05	99,86	99,01	100,01	100,16	100,12	100,73	100,03
Or	25,8	12,4	24,3	20,5	20,7	17,6	25,4	31,6	34,3	32,5	19,0	23,8	32,3	22,3	23,2	15,7
Ab	49,2	57,1	45,8	52,8	49,9	54,5	47,8	39,5	31,1	37,2	42,8	41,6	36,4	45,7	44,2	45,5
An	9,0	15,6	29,9	9,9	11,0	8,2	9,4	10,3	6,2	24,8	9,8	25,3	27,0	6,5	11,6	10,5
Q	16,0	14,9	0	16,8	18,4	19,7	17,4	18,6	28,4	5,5	28,4	9,3	4,3	25,5	21,0	28,3

Продолжение табл. 12

Компоненты	29	23 113	40153	19	1	9	7	64	2060а	77	105	85	291А	108	97	99	Среднее
SiO_2	71,22	73,22	74,60	64,42	69,78	70,52	70,94	65,34	71,72	75,74	73,86	69,65	70,50	70,72	75,36	75,10	68,14
TiO_2	0,23	0,09	0,26	0,68	0,36	0,25	0,28	0,50	0,29	—	0,40	0,20	0,25	0,29	—	—	0,33
Al_2O_3	15,49	14,64	13,98	17,22	15,02	14,84	14,80	16,12	14,78	12,50	12,98	15,82	16,75	14,57	13,21	14,16	15,60
Fe_2O_3	0,66	0,15	0,16	1,80	0,82	0,77	0,85	1,90	1,08	1,07	1,16	1,26	1,78	1,47	0,81	0,90	1,42
FeO	0,86	1,25	1,18	1,86	1,76	1,22	1,07	3,02	1,49	1,58	1,15	0,76	0,82	2,16	0,72	0,28	1,66
MnO	0,01	—	—	0,01	0,03	Сл.	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	—	—	0,03
MgO	1,12	0,60	0,71	2,00	1,61	1,03	1,10	2,18	1,25	0,83	0,92	0,72	0,80	1,61	0,67	0,62	1,60
CaO	1,62	0,90	0,64	3,22	1,25	1,19	1,43	3,00	2,40	0,90	2,15	1,64	1,64	1,86	0,80	1,64	2,43
Na_2O	4,86	3,94	4,43	5,48	4,20	3,64	4,00	4,48	3,45	3,46	4,52	4,83	4,28	3,93	4,18	4,36	4,48
K_2O	3,48	4,52	3,06	2,16	3,60	4,20	3,64	1,71	1,78	4,24	1,52	2,70	2,71	2,31	4,18	2,88	3,21
P_2O_5	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,09	0,07	0,08	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	—
CO_3	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,14	0,69	0,38	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,15	Н. о.	Н. о.	Н. о.	—
F	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,1	Н. о.	Н. о.	Н. о.	—
H_2O	0,16	0,28	0,15	0,18	0,01	0,12	0,08	0,40	0,08	—	0,02	—	0,40	0,08	0,09	—	—
П.п.п.	0,73	—	—	0,72	0,91	0,74	0,74	1,35	0,86	0,22	0,92	2,22	0,48	0,88	0,54	0,49	—
Сумма	100,44	99,59	99,17	99,75	99,58	99,28	99,42	100,22	99,21	100,55	99,71	99,82	100,19	99,90	100,56	100,43	—
Or	21,9	28,5	19,8	14,3	24,1	28,7	23,7	11,8	11,9	26,6	9,5	17,6	18,0	15,2	26,0	17,9	—
Ab	44,0	35,3	40,2	52,4	40,7	34,9	38,3	45,0	33,0	31,2	41,0	44,1	38,6	37,7	37,1	38,6	—
An	8,6	4,8	3,3	17,8	5,1	0,7	4,0	18,6	13,4	4,7	11,3	8,8	7,7	10,8	4,0	8,4	—
Q	25,5	31,4	36,7	15,5	30,1	35,7	34,0	24,6	41,7	37,5	38,2	29,5	35,7	36,3	32,9	35,1	—

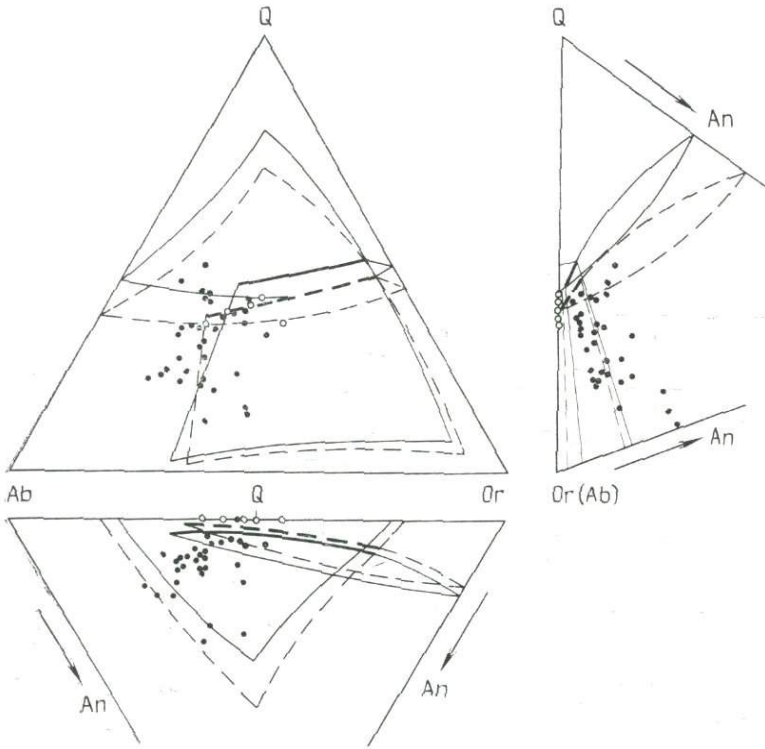


Рис. 18. Составы пород плагиогранитоидной формации Западно-Карельской зоны карелид (32 анализа) на проекциях гранитной системы [158]. Анализы взяты из [58].

Условные обозначения системы — см. рис. 10

Ею отмечается связь с породами этого комплекса залежей серного колчедана, а также проявления сульфидов меди, свинца и цинка, вкрапленности молибденита.

Химизм пород этого комплекса охарактеризован в табл. 12 и на рис. 18. Видно, что это щелочноземельные породы калий-натриевого ряда, дифференцированные от диоритов до гранитов. Как и во всех докембрийских комплексах этого типа, некоторая обогащенность калием может быть связана с наложенными процессами, и поэтому величина отношения натрия к калию для таких пород не может считаться характерной и определяющей. В целом же ряд дифференциации пород комплекса отвечает магматической направленности.

САЙОЗЕРСКИЙ КОМПЛЕКС

В Центральной Карелии габбро, диориты, кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты наблюдаются в виде небольших трещинных интрузий среди лопийских вулканогенных пород Хаута-

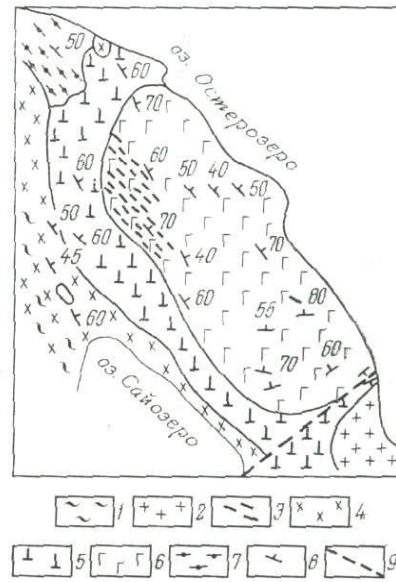


Рис. 19. Сайозерский комплекс.
1 — зоны наложенного бластокатаклаза и микроклинизации; *2* — поздний микроклин-плагиоклазовый пегматоидный гранит; *3—6* — породы многофазного сайозерского комплекса (*3* — дайки диабазов и диоритовых порфиритов, *4* — плагиограниты, *5* — тоналиты, *6* — габбро и габбро-нориты); *7* — биотит-амфиболовые гнейсы; *8* — плоскопараллельная ориентировка породообразующих минералов; *9* — линия разлома

ваарско-Сегозерской зоны. Размер интрузий колеблется в широких пределах от даек мощностью в несколько метров до массивов, площадь которых исчисляется квадратными километрами. Сформировались они до проявления региональной мигматизации (2700—2800 млн. лет) [50], в период которой выступают в качестве субстрата.

В составе сайозерского комплекса, развитого в Центральной Карелии к юго-востоку от оз. Сегозера, выделяются три группы пород: габбро и габбро-нориты; диориты, кварцевые диориты и тоналиты; плагиограниты. Каждая из групп образует самостоятельную трещинную интрузию (рис. 19) и представляет фазу внедрения с эруптивными контактами и с ксенолитами более ранних пород. Широким развитием пользуется дайковая фация (габбро-диабазы, диоритовые порфириты).

В геологическом разрезе района четко выделяются два вмещающих комплекса: нижний — существенно вулканогенный и верхний — существенно терригенный. Породы сайозерского комплекса залегают среди вулканогенных пород (андезитов и метадиабазов) и находятся в составе галек конгломератов, слагающих низы терригенного комплекса, что довольно четко определяет их геологическое положение.

Нижний комплекс с большим количеством метавулканитов основного состава, прорванных интрузиями габбро, диоритов и плагиогранитов, сопоставим с комплексами, характеризующими офиолитовую стадию эвгеосинклиналей [10], а верхний терригенный комплекс с метаандезитами типичен для инверсионной стадии развития таких структур. Таким образом, геологическое положение габбро-плагиогранитной формации лопийской протогеосинклинали Карелии сопоставимо с раннегеосинклинальным положением габбро-плагиогранитных формаций фанерозойских эвгеосинклиналей.

Наиболее ранними образованиями сайозерского комплекса являются амфиболовые габбро. Среди них различаются мезократовые, лейкократовые и меланократовые разновидности. Изредка встречаются плагиоклазиты в виде небольших линз и жил, а также

мелкие обособления пегматоидных разновидностей и габбро-пегматитов. Главными минералами этих пород являются основной плагиоклаз варьирующего состава (35—65%) и роговая обманка (13—64%). В качестве реликтовых метастабильных минералов встречаются диопсид и гиперстен. Иногда присутствует кварц (1—3%). Второстепенные и вторичные минералы — хлорит, эпидот, альбит, биотит, сфен.

Породы второй фазы (диориты и тоналиты) имеют активные интрузивные контакты с габбро и в свою очередь прорываются плагиогранитами. Характерной особенностью их является неравномерное распределение кварца, образующего иногда гнездообразные скопления. Содержание его колеблется от 2 до 30%. Вместе с роговой обманкой (2—37%) главным темноцветным породообразующим минералом является биотит, содержание которого составляет 2—15%. Плагиоклаз представлен основным олигоклазом и андезином (№ 28—38). Вторичные минералы — хлорит, эпидот, альбит, сфен.

Плагиограниты третьей фазы характеризуются высоким содержанием кварца (28—50%). Плагиоклаз имеет довольно постоянный состав (№ 26—33). Темноцветный минерал представлен биотитом в количестве от 2 до 20%.

Все породы сайозерского комплекса претерпели наложенный региональный метаморфизм в фациях от зеленосланцевой до амфиболитовой. Эти метаморфические преобразования происходили, видимо, еще на стадии погружения до формирования конгломератов, так как в гальке конгломератов породы метаморфизованы, так же как и в пределах массивов.

Раннескладчатые (домигматитовые) интрузивные плагиогранитоиды широко распространены и в окраинных протогеосинклинальных областях Сибири. Так, в Саяно-Тувинской складчатой области они известны и в Присаянской системе (онотский комплекс плагиогранитов, гранодиоритов, диоритов [1, 158], и в Восточно-Саянской складчатой системе (часть саганшулутского комплекса плагиогранитов и гранодиоритов [69, 158] и в Сангиленском массиве.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА

Раннескладчатые гранитоиды устанавливаются во всех разновозрастных структурно-метаморфических комплексах (см. табл. 14 — гранитоиды «γ_1») Западного Сангилена.

Биотитовые и двуслюдяные микроклин-плагиоклазовые граниты Хоромнугского массива (III γ_1) расположены согласно среди терригенно-карбонатных пород, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма (рис. 20).

В центральной части массива структура гранитоидов гипидиоморфнозернистая, текстура массивная, а в зоне эндоконтакта фиксируется зона краевых гнейсов шириной 300—400 м. Огнейсованность краевых пород массива гармонична с боковыми вмещаю-

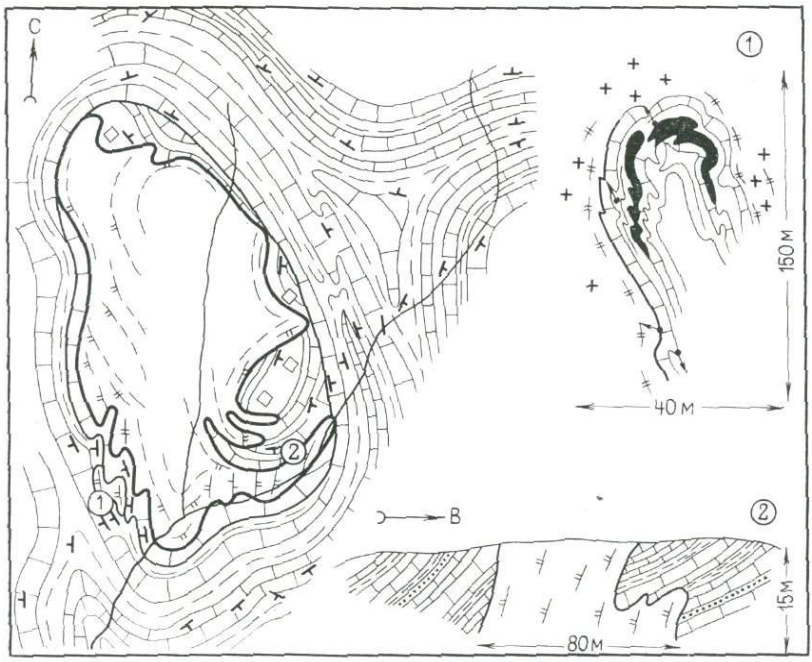


Рис. 20. Хоромнугский массив плагиогранитоидной формации. Составлено с использованием данных Н. В. Рогова.

Все тело вместе с пологой кровлей слагает крупную будину в складчатых структурах $III F_2$ рамы. Деталь 1 — краевое огнейсование при будинировании; черным показаны ортотектиты. Деталь 2 — интрузивная апофиза в пологой кровле

щими породами, смятыми в изоклинальные складки с субвертикальными осевыми поверхностями. В расположении этих складок отмечаются явления «втека» их в краевые ортогнейсы массива, разворачивание осевых поверхностей складок в зависимости от поверхности контакта, случаи будинирования краевой зоны Хоромнугского массива.

В то же время в апикальной части массива среди гранитоидов устанавливается несколько пологих слоев мраморов, прорванных апофизами гранитоидов, которые могут интерпретироваться как сохранившиеся в центральной части массива реликты прежней складчатой структуры рамы.

Эти соотношения показывают, что становление интрузивных гранитоидов Хоромнугского массива происходило после деформаций, формирующих пологие структуры рамы ($III F_1$), но до складкообразующих деформаций, приводящих к образованию субвертикально ориентированных складок ($III F_2$).

Вторичное рассланцевание гранитоидов ($III S_2$) представляет собой процесс преобразования первичной гранитовой структуры в гранобластовую, массивной текстуры — в гнейсовидную, полосчатую, что сопровождается новообразованием мусковита, эпидота,

раскислением плагиоклаза. Иными словами, породы, слагающие массив, частично метаморфизуются в условиях эпидот-амфиболитовой фации, т. е. изофациально с региональным метаморфизмом вмещающих пород. Часто отмечается, что краевые ортогнейсы подвергаются еще процессам перекристаллизации с образованием крупных кристаллов плагиоклаза, кварца и микроклина и, таким образом, служат субстратом для образования ультраметагенных пегматоидных гранитов (ортотектитов).

Гранитоиды хоромнугского типа довольно широко распространены и в зонах амфиболитовой фации, где они, как правило, представлены небольшими пластовыми или будинообразными телами. Здесь гранитоиды в большинстве случаев почти нацело рассланцованы, приобретают облик гнейсов, что значительно затрудняет их обнаружение. Кроме того, эти ортогнейсы часто еще перекристаллизовываются и приобретают облик массивных ортотектитов, при этом будинообразная форма тел свидетельствует о наложенных деформациях, а массивная структура новых, ультраметагенных гранитоидов заставляет предполагать, что их формирование шло уже после проявления главных процессов складкообразующих деформаций.

Многие разновидности гранитоидов этого типа в зоне наложенного ультраметаморфизма подвергаются прямому воздействию процессов мигматизации, выступая в качестве субстрата. Новообразованный материал в них (неосома) сложен лейкократовыми плагиогранитами и микроклин-плагиоклазовыми гранитами III m_2.

Относительно слабо измененные гранитоиды устанавливаются только в центральной части Хоромнугского массива, сложенного главным образом микроклин-плагиоклазовыми гранитами и адамеллитами (кварц 25—30%, плагиоклаз 35—40%, калиевый полевой шпат 20—30%, биотит 5%, мусковит и эпидот в сумме до 5%). Весьма характерным является постоянное присутствие двух генераций плагиоклаза (№ 20 и № 4—7), причем альбит образует небольшие зерна, пятна в олигоклазе, каемки на контакте с кристаллами микроклина. Породы интенсивно мусковитизированы и эпидотизированы.

По мере продвижения от центра массива к его периферии увеличивается степень переработки гранитоидов, которая выражается в образовании новой генерации микроклина, представленной удлиненными линзообразными зернами, и вытянутых агрегатов пластинчатого кварца («гранулиты», по Н. В. Рогову) [165], в появлении гнейсовидной текстуры. В зоне эндоконтакта гранитоиды полностью превращены в лейкократовые гнейсы гранитного состава с агрегатами гранулированного кварца. Небольшие тела гранитоидов этого типа почти нацело превращены в ортогнейсы, в которых сохраняются реликтовые участки с первичными магматическими структурами.

Однако преобразование гранитоидов в подавляющем большинстве случаев на этом не завершается. Ортогнейсы выступают в качестве субстрата при образовании мигматитов и ортотектитов

III m_{2-3}. Формирование последних начинается с развития порфиробластов микроклина и плагиоклаза, пластинчатый кварц исчезает, и в ортогнейсах образуются обособления, сложенные округлыми зернами кварца. Постепенное зарастание ортогнейса этими минералами приводит к образованию участков неправильной формы и жил, сложенных пегматоидными крупнозернистыми гранитами, иногда гранатсодержащими. Новообразованные пегматоидные граниты часто содержат реликты ортогнейсов, в которых в свою очередь устанавливаются реликты гранитоидов. В условиях амфиболитовой фации ортогнейсы подвергаются частичному плавлению с образованием субавтохтонных жил, сложенных лейкократовыми микроклин-плагиоклазовыми гранитами.

Раннескладчатые гнейсо-плагиогранодиориты и гнейсо-плагиограниты Ортоадырского массивы II γ_1 (см. табл. 14) слагают тела, полностью согласные и гармоничные со складчатой структурой рамы (рис. 21).

Породы моренского комплекса раннего протерозоя, вмещающие Ортоадырский массив, полностью вторично преобразованы наложенными складкообразующими деформациями среднепротерозойского тектоно-метаморфического цикла. Эти новые складки III F_2 облекают массив и накладываются на все ранние плоскостные текстуры массива и рамы, затушевывая более древние структурные элементы, поэтому непосредственное рассмотрение взаимоотношений этих гранитоидов со структурами раннепротерозойского цикла не представляется возможным.

В связи с этим единственным способом, позволяющим определить место данных гранитоидов в общей последовательности геологических событий, является изучение их взаимоотношений с разновозрастными ультраметагенными процессами.

Наложение мигматизации на гранитоиды выражается в образовании в них нечетко оконтуренных жил, линз, пятен, сложенных ортотектитовым материалом (часто с гранатом), аналогичным по составу с жильным материалом мигматитов рамы. Большая часть новообразованного ортотектитового материала, по-видимому, была сформирована в результате процессов собственно моренского (раннепротерозойского) ультраметаморфизма. Этот вывод делается на основании следующих наблюдений: жильный новообразованный материал изгибается в складки с северо-восточным простиранием осевых поверхностей, а тела ортотектитов совместно с гранитоидами Ортоадырского массива, по которым они образуются, рассланцованы и будинированы, при этом плоскости рассланцевания пересекают линии контактов тел.

Более поздняя (среднепротерозойская) мигматизация проявлена значительно в меньших масштабах и фиксируется в основном в зонах контактов. Мигматитовая полосчатость в этом случае нескладчатая, параллельная осевым поверхностям складок IIIF_2, а гранитный материал в жилах не несет следов рассланцевания. Тела субавтохтонных ортотектитов этой генерации пересекают мигматитовую полосчатость II m_2 и кристаллизационную сланцеватость II S_2.

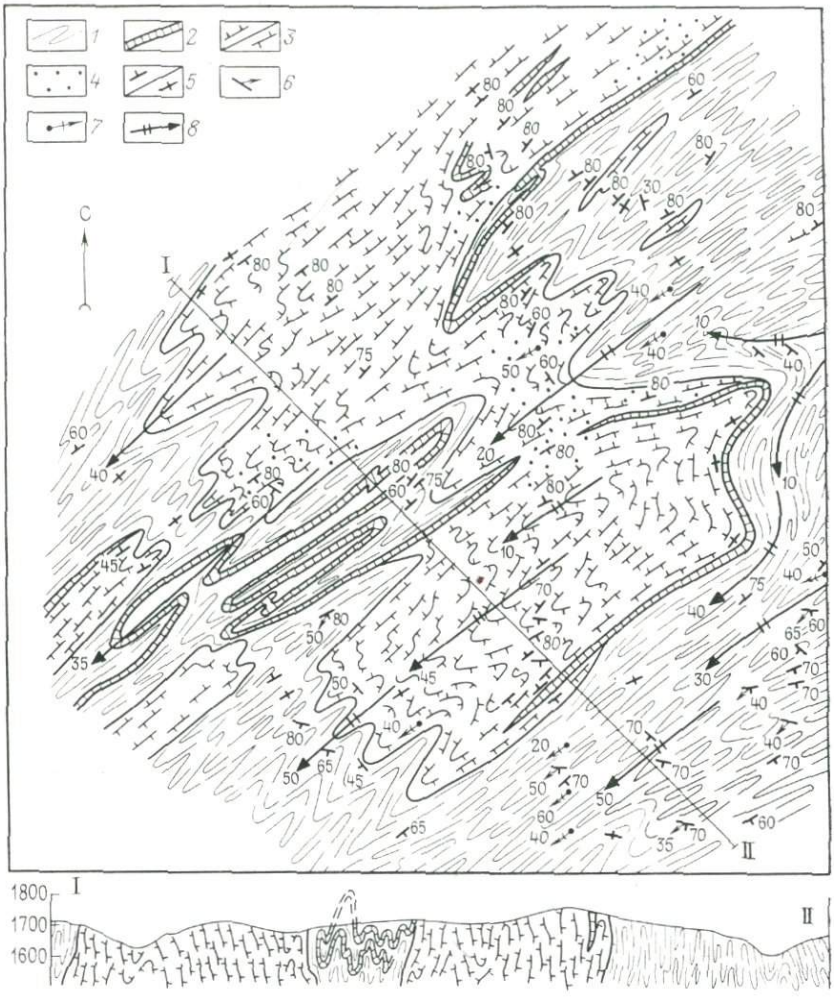


Рис. 21. Структурно-геологическая карта Ортоадырского массива раннескладчатых гранитоидов.

1 — мигматиты и гнейсы моренского комплекса нижнего протерозоя; *2* — горизонты мраморов (мощность вне масштаба); *3* — гнейсовидные плагиогранодиориты; *4* — участки наложения мигматизации на гранитоиды Ортоадырского массива; *5* — направление сланцеватости (наклонное и вертикальное); *6* — направление погружения шарниров малых складок; *7* — *направление погружения линейности; 8* — *обобщенное* направление простирания осевых поверхностей и погружения шарниров складок $III F_2$

Более широкое изучение последовательности образования ультраметагенных гранитоидов раннего протерозоя показывает, что образование собственно гранитных мигматитов начинается не ранее этапа $II D_2$, поэтому эта мигматизация служит относительной верхней границей времени формирования пород Ортоадырского массива. Иначе говоря, образование массива происходило до этапа изоклинальных складок $II F_2$. Нижняя возрастная граница по-

род массива устанавливается по наличию в них ксенолитов уже метаморфизованных пород моренского комплекса с различной ориентировкой кристаллизационной сланцеватости. При этом здесь фиксируется только одна система кристаллизационной сланцеватости, которая сопоставляется с системой II S_1.

Только таким образом для гранитоидов Ортоадырского массива решается, что их внедрение на уровень моренского комплекса происходило в промежуток между этапами II D_1 и II D_2.

Все гранитоиды ортоадырского типа обладают гнейсовидной текстурой и по составу представлены в основном плагиогранодиоритами, реже плагиогранитами, микроклин-плагиоклазовыми гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Их состав колеблется в следующих пределах: кварц 10—30%, плагиоклаз 50—60%, калиевый полевой шпат 0—20%, амфибол 0—10%, биотит 3—13%, мусковит и эпидот до 2%. В кварцевых диоритах иногда встречается моноклинный пироксен.

В полициклически сформированной Сангиленской структуре интрузивные раннескладчатые гранитоиды существенно плагиоклазового состава устанавливаются также и в более древнем архейском цикле и в более молодых — рифейском (см. табл. 13) и салаирском [146]. Первые являются представителями эндербитовой формации прогеосинклинального этапа [119], а последние — плагиогранитной формации Ю. А. Кузнецова [95]. Это показывает, что ранняя интрузия плагиогранитоидной магмы была свойственна всем этапам геологического развития мобильных зон.

Материалы по докембрийским гранитоидам этого типа уточняют их структурно-метаморфическую характеристику и показывают, что общей чертой для всех них является приуроченность момента их формирования к промежутку времени между этапами образования пологой системы рассланцевания S_1 и изоклинальных складок с субвертикально ориентированными осевыми поверхностями F_2. Этот факт тем более интересен, что согласно модели развития деформационного цикла, предложенной Ю. В. Миллером, лежачие складки и соответственно пологая система кристаллизационной сланцеватости S_1 образуются в условиях радиального сжатия, а складки F_2 с крутыми осевыми поверхностями и субвертикальная система сланцеватости S_2 — тангенциального. По-видимому, момент смены поля тектонического напряжения был наиболее благоприятен для интрудирования крупных масс гранитообразующей магмы.

Второй характерной особенностью раннескладчатых гранитоидов Западного Сангилена является отсутствие пространственной и временной связи их с породами основного состава, внедрение которых приурочено либо к поздней стадии стабилизации структур, либо к ранней стадии осадконакопления. Об этом свидетельствует повсеместное наложение ранних складок F_1 на все базиты и прорывание этих складок телами гранитоидов.

Третьей общей особенностью является отсутствие генетической связи этих гранитоидов с ультраметагенными процессами. Грани-

Таблица 13

Химические анализы образцов Ортоадырского и Хоромнугского массивов плагиогранитоидной формации

Компоненты	Ортоадырский			Хоромнугский		
	45	44	111-3	138	140	142
SiO_2	67,68	68,65	58,81	73,10	71,96	72,08
TiO_2	0,24	0,47	0,66	0,33	0,32	0,33
Al_2O_3	16,86	15,32	19,46	11,97	14,48	11,86
Fe_2O_3	0,88	1,56	1,53	3,14	0,32	3,82
FeO	2,07	2,48	4,42	0,82	1,87	1,15
MnO	0,07	0,05	0,10	0,03	0,05	0,04
MgO	0,97	1,55	2,15	0,85	0,64	0,34
CaO	3,30	3,46	6,17	0,78	1,33	1,40
Na_2O	3,63	4,09	3,40	5,34	4,11	5,23
K_2O	2,83	1,70	1,81	3,30	3,36	3,00
P_2O_5	0,18	0,04	0,27	—	—	0,02
CO_2	—	—	0,03	—	—	—
H_2O	0,02	0,75	0,31	0,32	0,08	0,72
П.п.п.	0,71	—	1,06	—	1,03	0,04
Сумма	99,44	100,12	100,18	99,98	99,55	100,03

тоиды являются более ранними, домигматитовыми интрузивными образованиями и, больше того, сами являются субстратом для формирования мигматитов и сопутствующих им пород.

Уровни магмообразования для этих гранитоидов, вероятно, находились ниже современного гранито-гнейсового слоя. В Сангилене они прорывают даже обнаженный гранулитовый структурный этаж и содержат ксенолиты эндербитов и гранулитов. Может быть этим объясняется и их относительная сухость. С раннескладчатыми гранитоидами не связаны пегматиты, в зонах их экзоконтактов не проявлены гидротермальные процессы.

Химические анализы пород только что охарактеризованных Ортоадырского и Хоромнугского массивов приведены в табл. 13. Разнообразие состава связано, видимо, и с «первичными» причинами (дифференциация, гибридизм, влияние состава рамы) и с вторичными, наложенными метаморфическими процессами. Как бы там ни было, видно, что гранитоиды этих комплексов относятся к калий-натриевому ряду с заметным преобладанием натрия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все примеры раннескладчатых плагиогранитоидов этого формационного типа, приведенные здесь и в нашей более ранней книге [158], показывают, что эти породы являются интрузивными образованиями разных фаций магматической кристаллизации (от абиссальных до субвулканических) и продуктами последующих метаморфических и ультраметагенных преобразований. В зональных

метаморфидах протогеосинклинальных структур они преобразуются в сланцы диафторического характера (в зеленосланцевой фации), в альбит-эпидот-мусковитовые гельсинкиты (в эпидот-амфиболитовой фации), в ортогнейсы — бластомилониты и в плагиогранито-гнейсы — мигматиты (в амфиболитовой фации) и даже, возможно, в эндербитовые гранулиты (в гранулитовой фации). Это объясняет значительное непостоянство их состава, трудность обнаружения их среди гнейсов и мигматитов, замаскированность их первичной интрузивной природы. В тех случаях, когда последняя установлена, определяется, что становление тел и массивов этого типа обычно происходило в одну фазу, и формировался сингенетический ряд пород «существенно плагиоклазовый гранит — гранодиорит — диорит». Глубинные жильные породы, такие как пегматиты, для этой формации не характерны.

В ряде районов эти плагиограниты — гранодиориты — диориты считаются когенетичными с кислыми и средними вулканитами натриевого ряда (лептитами). Особенно убедительно геохимическими методами это устанавливается канадскими исследователями для тел этих гранитоидов в вулканогенных позднеархейских прогибах. Если это так, то объемы кислого и среднего эндогенного вещества в протогеосинклинальных прогибах становятся действительно огромными и могут сами собой обеспечить вещественную основу для последующего ультраметагенного внутрикорового гранитообразования. Реализация такой возможности отчасти показана в этом разделе и будет еще рассмотрена в следующей главе.

В некоторых регионах породы этой формации рассматриваются комагматичными с плутонитами базитового состава, в других же указывается, что по ряду признаков габброиды являются гораздо более ранними, чем плагиогранитоиды. Пример последнему дает структурный анализ в Западном Сангилене. Кроме того, давно известно, что малые объемы базитов и огромные массы плагиогранитоидов во многих структурах затрудняют рассмотрение их как комагматичных образований [151, 274]. Вопрос этот очень сложный, не может считаться сейчас решенным, тем более что возможно существование и того и другого варианта.

В том же, что касается собственно раннедокембрийских интрузивных плагиогранитоидов, обладающих сходством составов и геологического положения и в древнейших вулканогенных структурах Земли (с возрастом более 3500 млн. лет) и в про- и в протогеосинклинальных комплексах земной коры, то мы их склонны считать (вместе с соответствующими вулканитами лептитового типа) прямыми производными андезитового палеослоя, слагающего в настоящее время низы гранулитового уровня земной коры. Не вызывает сомнения, что первичное формирование этих пород не связано с ультраметагенными процессами верхних уровней земной коры. Тем не менее, последние в значительной степени преобразуют эти глубинные гранитоиды и, ультраметаморфизуя их, превращают в структурно-вещественное состояние нового качества, в породы другого формационного типа.

ГЛАВА IV

ФОРМАЦИИ РАННЕИНВЕРСИОННОЙ СТАДИИ ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР

Плагиогранит-мигматитовая формация (соскладчатая) *

Комплексы этого формационного типа развиты во всех раннедокембрийских структурах земной коры, слагая значительную массу мигматитовых полей. Они установлены и достаточно хорошо изучены в карелидах и свекофеннидах Балтийского щита, в саксаганидах Украинского щита, в становидах фундамента и обрамления Сибирской платформы, в протерозоидах Восточного Саяна и других складчатых областей Сибири, а также во всех других раннедокембрийских структурах СССР и за рубежом [158].

Эта формация характерна для глубинных зон протогеосинклинальных областей обоих типов — материкового и окраинного. Комплексы пород приурочены к метаморфидам в основном амфиболитовой фации умеренных и низких давлений стратиформно-зонально-метаморфизованных протогеосинклинальных вулканогенно-осадочных толщ и их реоморфизованному прогеосинклинальному фундаменту.

Как будет видно из дальнейшего описания комплексов этой формации, их состав отличается разнообразием, хотя в большинстве случаев в них преобладают мигматиты и граниты существенно плагиоклазового состава.

Комплексы плагиогранит-мигматитовой формации материкового типа выделяются в антиклинальных зонах карелид карельской части Балтийского щита, сложенных образованиями низов протогеосинклинальных толщ лопия, среди которых местами устанавливаются тектонические блоки пород фундамента. Породы лопия испытали прогрессивный региональный метаморфизм амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, который в блоках фундамента фиксируется как наложенный процесс. В результате эти разновозрастные структуры в настоящее время составляют единый структурно-метаморфический ярус ребольских раннеинверсионных геоантиклинальных поднятий.

РЕБОЛЬСКИЙ КОМПЛЕКС

Ребольский комплекс мигматит-гранитов Западной и Центральной Карелии наилучшим образом выделяется в структурах относительно слабо измененных более поздней селецкой складчатостью. Одним из критериев для отнесения мигматит-гранитов к

* Вводный текст написан Ф. П. Митрофановым.

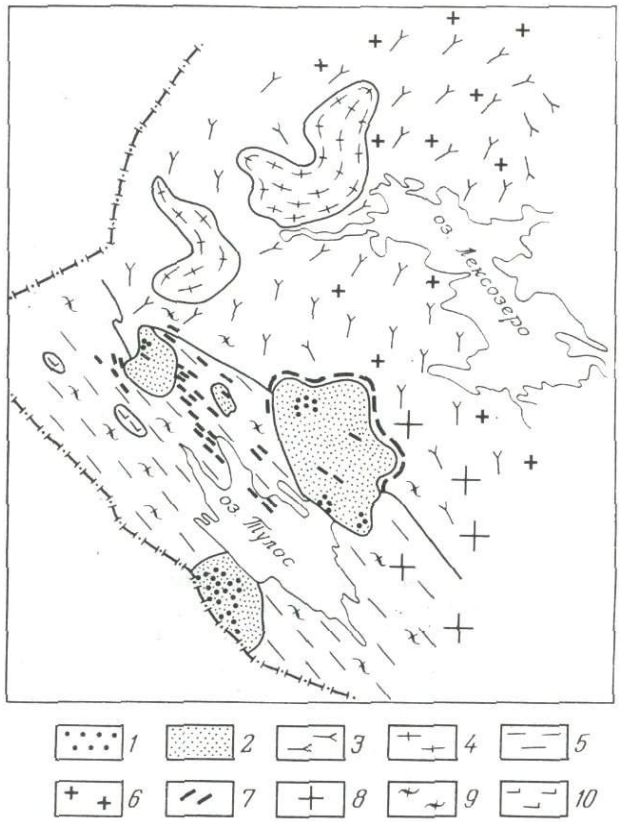


Рис. 22. Схематическая геологическая карта района озер Лексозеро и Тулос.

Комплекс древнейшего фундамента: *1* — двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы, гиперстен-биотитовые плагиогнейсы (эндербиты); *2* — амфиболовые и биотит-амфиболовые диорито-гнейсы, плагиогранито-гнейсы. *Образования ребольской эпохи:* *3* — автохтонные гранодиорит-плагиограниты, диорито-гнейсы с реликтовыми прослоями амфиболовых сланцев, амфиболитов и биотитовых плагиогнейсов; *4* — мелкозернистые кварц-полевошпатовые гнейсы, гранито-гнейсы; *5* — бластокатаклазиты, биотитовые сланцы и гнейсы с единичными реликтовыми прослоями гранат-биотитовых гнейсов; *6* — порфиробластез, связанный с формированием ребольских мигматит-гранитов. *Образования селецкой эпохи:* *7* — долериты и габбро-диабазы; *8* — порфиробластез, связанный с формированием селецких мигматит-гранитов; *9* — селецкие мигматиты и мигматит-граниты; *10* — амфибол-пироксеновые сиениты

этому комплексу является нахождение среди них характерных пород тех или иных частей разреза гимольской, парандовской и тикшозерской серий. Установлено, что вещественный состав мигматит-гранитов в значительной мере зависит от условий щелочности процессов мигматитообразования. В Западной Карелии эти процессы протекают в условиях высокой и умеренной щелочности, в Центральной Карелии — в условиях низкой щелочности.

Ребольский комплекс мигматит-гранитов Западной Карелии характеризуется на примере района озер Лексозеро и Тулос (рис. 22). Ребольские мигматиты и мигматит-граниты пользуются

здесь площадным развитием и не образуют сколько-нибудь обособленных массивов. Среди них сохраняются отдельные слои или пачки слоев супракрустальных пород лопия.

Ребольский период деформаций пород района характеризуется образованием сжатых линейных складок, погружающихся на северо-восток под углами 30—40°. В центральной части района эти складки осложнены субмеридиональными, погружающимися на север под такими же углами.

Формирование ребольских мигматит-гранитов носило длительный прерывистый характер. В начальный период происходило формирование жил гранита нормального ряда, и имел место полевошпатовый порфиробластез, который выражается в образовании крупных (2—3 см по длине оси) порфиробластов плагиоклаза и микроклина.

Время образования порфиробластов определяется недостаточно четко. Можно лишь констатировать, что они появились до формирования субмеридиональных складок. Порфиробластез наблюдается вдоль меридиональной зоны протяженностью около 50 км при ширине до 10 км.

Ориентировка жил преимущественно северо-восточная. От секущих жил отходят апофизы по плоскостям напластования, образующие послойные мигматиты. Жилы подобных мигматитов не выдержаны по мощности, часто выклиниваются, контакты секущих жил носят эруптивный характер. На эти мигматиты накладывается субмеридиональный кливаж. Нередко они также сминаются в мелкие складки с осевыми плоскостями СВ 5° — СВ 30°, погружающиеся на северо-восток под углом 30—40°.

С субмеридиональными деформациями связано внедрение небольших по мощности (первые метры) трещинных тел гранитов нормального ряда. Обычно они приурочены к субмеридиональным зонам скалывания. При этом жилы более ранней генерации испытывают интенсивный катаклаз. В отличие от них граниты субмеридиональных трещинных тел имеют массивную гипидиоморфнозернистую, местами гранофировую структуру.

Состав мигматит-гранитов автохтонных гранитоидов весьма пестрый. В большой мере он определяется составом первоначального субстрата. В амфиболовых разновидностях содержатся скиалиты амфиболовых гнейсов и сланцев, в биотитовых — скиалиты биотитовых гнейсов и сланцев. Вслед за К. Менертом [123] для подобного рода пород мы употребляем термин «бластит» *.

Количественно-минеральный состав биотитовых бластитов характеризуется неравномерным распределением породообразующих минералов. Наиболее распространенным является плагиоклаз (26—33% Ап) с доверительными границами оценки генерального среднего 44,44—50,22%. Он образует порфиробласты или идиобласты и во всех случаях является наиболее идиоморфным мине-

* По К. Менерту [123, с. 45], бластит — это метаморфическая порода с преимущественным развитием какого-либо минерала.

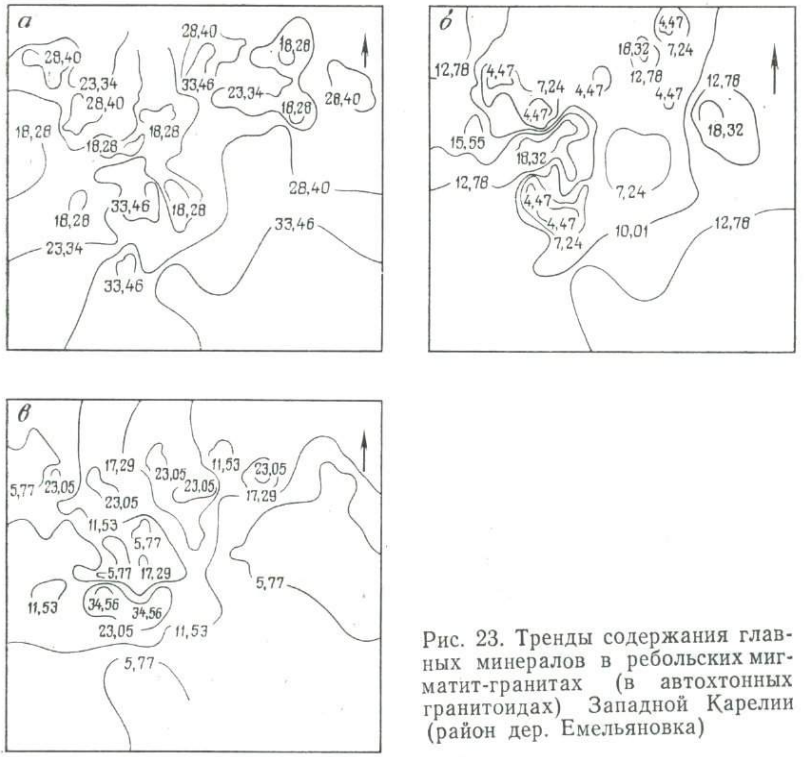


Рис. 23. Тренды содержания главных минералов в ребольских мигматит-гранитах (в автохтонных гранитоидах) Западной Карелии (район дер. Емельяновка)

ралом, что специфично для структуры бластитов. Среднее содержание биотита составляет 11,14% при доверительных интервалах 9,50—12,78%. Его железистость равна 46—59. Постоянно присутствует в том или ином количестве микроклин. Среднее содержание его составляет 10,80%. Микроклин образует как порфиробласты, так и межгранулярные ксеноморфные выделения между зернами породообразующих минералов и является самым поздним минералом. Степень триклинности его колеблется от 0,86 до 0,89. Ортоклазовая составляющая присутствует в количестве 87—91,5% при 16,6 и 15,5% K_2O.

С целью выяснения закономерностей пространственного распределения главных породообразующих минералов в этих бластитах, были рассчитаны поверхности тренда на ЭВМ «Минск-22».

На рис. 23 показаны тренды кварца (*а*), микроклина (*в*) и биотита (*б*). Общей особенностью этих трендов является субширотная ориентировка главных изолиний и аномалий, что согласуется с субширотным залеганием метаморфической полосчатости в данном районе.

В южной части участка по содержанию кварца гранитоиды отвечают граниту и характеризуются выдержанностью состава. Изолинии, соответствующие 33,46 и 28,40%, с небольшим отклоне-

нием ориентированы в субширотном направлении. В сторону северо-запада наблюдается постепенное повышение основности гранитоидов. Северо-западная часть участка характеризуется высокой дифференцированностью. При среднем фоновом содержании кварца, равном 23,34%, наблюдаются мелкие локальные минимумы и максимумы. На северо-востоке тренд имеет более однородный характер.

В соответствии с трендом кварца находятся тренды микроклина и биотита. Южная часть участка характеризуется большой однородностью, северная — дифференцированностью. Гранитоиды юго-восточной части отличаются низким и довольно однородным содержанием микроклина и фоновым (средним) содержанием биотита. В северо-западной части наблюдается частое чередование локальных минимумов и максимумов. При этом максимумам микроклина соответствуют минимумы биотита.

В целом можно заметить, что на юго-востоке преимущественным распространением пользуются плагиограниты с довольно однородным распределением породообразующих минералов. Северо-западная часть площади отличается неоднородностью гранитизации. По геологическим данным здесь часто фиксируются скиалиты метаморфических пород, главным образом биотитовых гнейсов и сланцев.

Сопоставляя данные о среднем количественно-минеральном составе с характером их пространственного распределения, можно заключить, что калиевый метасоматоз, будучи одним из факторов гранитообразования, не является определяющим. Микроклин в составе гранитоидов распределен неравномерно, и выделяются большие площади, где содержание его ниже 10%. При трансформации гнейсов в гранитоиды большая роль принадлежит перекристаллизации, осуществляющейся в период складчатых движений.

Биотитовые гнейсы палеосомы в обнажениях биотитовых бластитов четко выделяются благодаря мелкозернистой структуре и наличию метаморфической полосчатости. Строго говоря, гнейсы палеосомы не являются совершенно индиферентными к ультраметаморфическим процессам. Так, в них отмечается некоторый бластез плагиоклаза, ксеноморфизм биотита по отношению к плагиоклазу, проявление метаморфической дифференциации, но все эти явления слабо проявлены. Гнейсы содержат также метасоматический микроклин в виде порфиробластов или ксеноморфных межгранулярных обособлений, но в незначительном количестве. Плагиоклаз биотитовых гнейсов имеет ту же основность, что и плагиоклаз бластитов. Биотит не отличается от биотита бластитов.

Амфиболовые и биотит-амфиболовые бластиты пользуются ограниченным распространением и в м-бе рис. 22 не картируются. По внешнему облику они представляют собой диоритовидные породы с неравномерным распределением призматических зерен роговой обманки. Плагиоклаз аналогичен плагиоклазу биотитовых бластитов и характеризуется такими же формами. Амфибол представлен сине-зеленой роговой обманкой. Она образует порфиро-

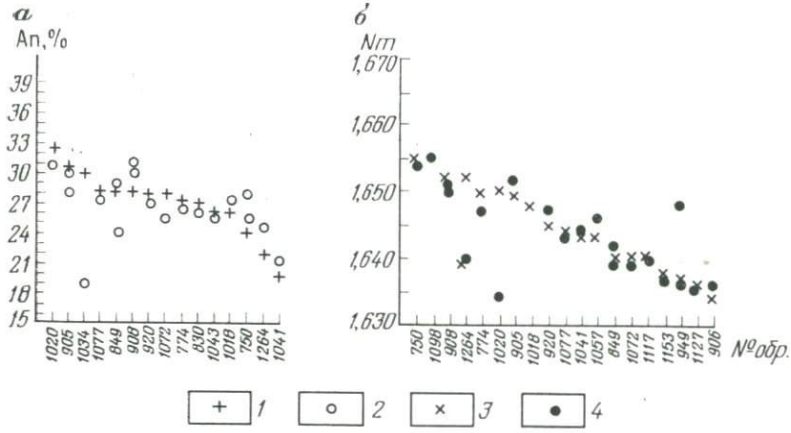


Рис. 24. Сопоставление плагиоклазов (*а*) и биотитов (*б*) жильных гранитов ребольских мигматитов с соответствующими минералами субстрата.

1 — плагиоклаз жильного гранита; *2* — плагиоклаз субстрата; *3* — биотит жильного гранита; *4* — биотит субстрата

бласты, ориентированные преимущественно в направлении гнейсовидности. В тесной ассоциации с роговой обманкой наблюдаются биотит, сфен и эпидот. В биотит-амфиболовых бластитах, так же как и в биотитовых, нередко присутствует микроклин, содержание которого в среднем составляет 7,5%. Распределен он неравномерно в виде порфиробластов и межгранулярных обособлений и несет все признаки метасоматического происхождения.

Амфиболовые сланцы и гнейсы палеосомы среди амфиболовых и биотит-амфиболовых бластитов наблюдаются в виде выдержанных пластов. Для них характерна мелкозернистая структура и четкая метаморфическая полосчатость. По оптическим свойствам роговая обманка палеосомы не имеет существенного отличия от роговой обманки бластитов. Состав плагиоклаза палеосомы также сопоставим с составом плагиоклаза бластитов. Микроклин в палеосоме встречается в виде единичных зерен.

Характерной особенностью ребольских мигматит-гранитов повышенной щелочности является нормально гранитный состав жильных форм мигматитов и сходство составов минералов в жильном материале и в субстрате мигматитов (рис. 24).

Как отмечалось выше, породы прогеосинклинального фундамента ребольских структур вовлекались в складчатые деформации ребольского тектогенеза, сопровождавшиеся их мигматизацией. В Западной Карелии это изучалось нами в районе оз. Верхнее Куйто [176, 179]. Породы фундамента представлены вокнаволокским комплексом, характеризующимся большим объемом основных пород. Здесь устанавливается ряд синформных и антиформных складок северо-восточного направления, которые по отношению к субмеридиональным структурам являются более древними.

Все многообразие пород, образовавшихся в результате диафтореза прогеосинклинальных образований, испытавших первичный метаморфизм гранулитовой фации, подразделяется на богатые кальцием и бедные кальцием породы.

Первые из них характеризуются большим количеством петрографических разновидностей, среди которых наибольшим распространением пользуются амфиболиты и амфиболовые гнейсы, почти повсеместно содержащие биотит и эпидот. Подчиненное значение имеют гранатовые амфиболиты. Породы характеризуются неравномернозернистостью структур и неравномерным распределением породообразующих минералов. При слоистом сложении комплекса границы слоев обычно не резкие. Важными признаками диафтореза являются: неравномерное раскисление плагиоклаза, присутствие в одном шлифе двух генераций одноименного минерала (роговая обманка, биотит), реакционные каймы более низкотемпературных минералов вокруг метастабильных высокотемпературных. В целом для диафторитов характерно наличие многоминеральных неравновесных ассоциаций.

Плагиоклаз в богатых кальцием диафторитах имеет непостоянную основность (4—48% An). При этом плагиоклаз различной основности присутствует нередко в пределах одного штуфа. Основность его понижается при перекристаллизации, и крупные зерна обычно по составу соответствуют олигоклазу, тогда как плагиоклазы основной ткани имеют андезитовый состав и нередко эпидотизированы.

Гранат, как правило, представлен альмандином с содержанием пироповой составляющей 10—11%, т. е. он близок среднему составу альмандина амфиболитов и амфиболовых гнейсов.

Биотит является также довольно распространенным минералом. В отличие от бурого биотита гранулитовой фации он плеохроирует в буровато-зеленых тонах. Плотность его 3,04—3,10 г/см³, светопреломление 1,64—1,65, железистость (46—63%) несколько выше железистости биотитов гранулитовой фации, составляющей 40—54%. Для него характерно также более низкое содержание титана. Нередко биотит, встречаясь в ассоциации с эпидотом и сфеном, замещает буро-зеленую роговую обманку.

Роговая обманка периода диафтореза, в отличие от бурой роговой обманки гранулитовой фации, плеохроирует в зеленых и сине-зеленых тонах. Плотность этой роговой обманки всегда ниже плотности роговой обманки гранулитовой фации. Химический состав роговых обманок непостоянен и в значительной мере зависит от парагенезиса. Так, роговая обманка в ассоциации с гранатом обогащена чермакитовой составляющей. Все роговые обманки безгранатовых ассоциаций отвечают по составу гастингситу. Следует отметить, что в сине-зеленых роговых обманках диафторитов содержание Al_{IV} более низкое, чем в роговых обманках гранулитовой фации.

Магнетит, кристаллизующийся при диафторезе, обычно крупнозернистый и резко ксеноморфный по отношению к силикатам.

В отличие от титаномагнетита гранулитовой фации он беден титаном или не содержит его, что указывает на более низкую температуру кристаллизации.

Бедные кальцием диафториты представлены преимущественно биотитовыми плагиогнейсами и плагиогранито-гнейсами с единичными прослоями гранат-биотитовых и гранат-силлиманитовых гнейсов. Для плагиогнейсов характерно полосчатое строение, обусловленное неравномерным распределением биотита. Выделяются полосы, обогащенные биотитом и существенно безбиотитовые. Породы неравномерно перекристаллизованы и характеризуются неравномерным распределением породообразующих минералов.

Плагиоклаз бедных кальцием диафторитов характеризуется непостоянством состава, колеблющимся в интервале 26—36 An. Так же как в богатых кальцием породах, состав плагиоклаза непостоянен в пределах одного штуфа. Обычно наблюдается не менее двух генераций плагиоклаза. Порфиробласты имеют более кислый состав по сравнению с плагиоклазом основной ткани.

Биотит плагиогнейсов плеохроирует в буровато-зеленых тонах и сопоставим с биотитом амфиболовых разновидностей плагиогнейсов. Иногда в нем можно наблюдать сагенитовую решетку рутила. Химический состав биотита характеризуется непостоянным содержанием титана. Общая железистость выше 50% и сопоставима с железистостью биотита амфиболовых диафторитов.

Начало регрессивных преобразований связано с развитием кливажа осевой плоскости складок северо-восточного простирания. Развивающийся по кливажу биотит с характерными ксеноморфными очертаниями имеет, по всей вероятности, метасоматическое происхождение. Кроме его ксеноморфизма об этом свидетельствует развитие по трещинам в плагиоклазе и пироксене, а также реакционные каемки биотита вокруг титаномагнетита.

Кристаллизация граната и роговой обманки вместо пироксенов и отсутствие куммингтонита в наложенных ассоциациях при инертном поведении натрия свидетельствуют о том, что диафторез происходит в условиях умеренного давления. На это же указывает высокая глиноземистость роговой обманки. Температура диафтореза оценивается примерно в 550—600° С, давление — в 7—8 кбар [176].

Ребольское гранитообразование в комплексе фундамента осуществляется при тех же условиях температуры и давления, что и диафторез, и близко с ним во времени. Но в гранитообразование вовлекаются, как правило, породы, претерпевшие диафторез. Магматические прогеосинклинальные образования, подвергшиеся доребольской складчатости, превращены в ортогнейсы с нарушением их первичного залегания. Комплекс в целом приобрел полосчатость. Возникновение тонкой полосчатости обязано метаморфической дифференциации в период диафтореза и складчатости.

Таким образом, при ребольском гранитообразовании происходит трансформация ортогнейсов плагиогранитоидного состава в

плагиогранитоиды. При этом состав плагиогранитоидов определяется составом исходных пород, т. е. амфиболовые разновидности плагиогранитоидов образуются по амфиболовым плагиогнейсам, биотитовые — по биотитовым. Вместе с другими породами плагиогранитоиды формируют складчатые структуры, обладая повышенной пластичностью. Нередко можно наблюдать, как слои сланцеватых амфиболитов в отдельных зонах дробятся на серию остроугольных обломков, которые либо ориентированы согласно направлению пласта, либо несколько развернуты и «плавают» в плагиограните. Чаще наблюдается «затекание» плагиогранитоидов в трещины амфиболитов. Очень характерно пластическое перемещение плагиогранитов вдоль зон скалывания.

Главными породообразующими минералами плагиогранитоидов являются плагиоклаз, кварц, биотит, роговая обманка. В небольших количествах встречаются микроклин, мусковит, магнетит, ильменит. Спорадически появляются эпидот, кальцит, сфен, хлорит.

Плагиоклаз — самый распространенный минерал плагиогранитоидов. Он составляет 42—50% породы. Состав его колеблется от 19 до 32% An. Наиболее обычным является олигоклаз с 22—25% An. Таким образом, при образовании плагиогранитоидов за счет диафторитов имеет место понижение основности плагиоклаза. Одновременно наблюдается обогащение плагиоклаза ортоклазовой составляющей, которое, вероятно, связано с образованием антипертитов замещения, характерных для плагиоклаза плагиогранитоидов.

Роговая обманка наблюдается в виде призматических зерен, для которых характерно незакономерное пятнообразное распределение. По оптическим и физическим свойствам она существенно не отличается от роговой обманки диафторитов. Различие в химическом составе роговой обманки плагиогранитоидов и диафторитов заключается прежде всего в более высокой магнезиальности первой из них и в более низкой степени окисленности железа. В роговой обманке плагиогранитоидов наблюдается также более высокое содержание кальция и щелочей.

Биотит по оптическим и физическим свойствам неотличим от буровато-зеленого биотита диафторитов. Химические составы их тоже близки. Разница намечается лишь с помощью корреляционного анализа [176], который свидетельствует о переходе катионов из более высокой координации в более низкую.

В процессе преобразования диафторитов фундамента в плагиогранитоиды сохраняется количество минеральных фаз с некоторым изменением их состава. Характер этого изменения указывает на некоторый спад давления при гранитообразовании с сохранением температуры. Термодинамического плавления при гранитообразовании не достигается, так как температура порядка 600° С при давлении 7—8 кбар явно недостаточна для этого. Но в отдельных зонах имеются все признаки механического плавления [117]. К ним относятся проникновение плагиогранитоидов по тре-



Рис. 25. Перекристаллизация плагиогнейсов в направлении осевых плоскостей складок.

1 — плагиогнейсы и плагиогранито-гнейсы; *2* — биотит-амфиболовые гнейсы; *3* — гнейсовидные плагиограниты; *4* — трещины скалывания

щинам в жесткие породы, перемещение в зонах скалывания, струйчатый кварц.

Достаточно высокая температура в условиях складчатых движений способствует интенсивной перекристаллизации. Все диафторированные метаморфические породы района оз. Верхнее Куйто в той или иной степени перекристаллизованы. Более всего подвержен перекристаллизации плагиоклаз. Перекристаллизация его выражается в укрупнении зерен и образовании порфиробластов. Биотит и роговая обманка также перекристаллизовываются с образованием крупных зерен, в результате чего нарушается тонкая метаморфическая полосчатость.

Перекристаллизованные минералы нередко сохраняют первоначальную ориентировку. Подобная перекристаллизация в той или иной мере наблюдается повсеместно и обычно не приводит к образованию гранитоидных пород.

Образование последних отмечено вдоль отдельных трещин скалывания или вдоль систем таких трещин. Довольно мощные зоны перекристаллизации встречаются также в участках флексурного перегиба крупных складок. Очень характерным для подобных зон перекристаллизации является наличие скиалитов метаморфических пород, полосчатость которых ориентирована под прямым углом к гнейсовидности плагиогранитоидов. Образование гранитоидов на больших площадях наблюдается лишь в зонах интенсивных складчатых движений. При этом они занимают секущее положение к складчатым структурам (рис. 25), ориентируясь в направлении кливажа осевой плоскости, а сохраняющиеся в них слои компетентных слабо поддающихся перекристаллизации пород занимают секущее положение по отношению к струйчатому кварцу плагиогранитоидов.

Одновременно с перекристаллизацией происходит перераспределение породообразующих минералов (преимущественно темноцветных). Нередко можно наблюдать диффузионные каймы биотита вокруг скиалитов биотитовых плагиогнейсов и пятнообразные скопления призматического амфибола. Интенсивность данного перераспределения (метаморфической дифференциации), так же как

и интенсивность перекристаллизации, зависит от интенсивности стресса.

Такая метаморфическая дифференциация, когда перераспределение минералов происходит в направлении, перпендикулярном первоначальной метаморфической полосчатости, приводит к усреднению состава первоначально полосчатой толщи с образованием площадей относительно однородного плагиогранитоида с неравномерным распределением темноцветных минералов. Данный процесс в целом является метаморфическим. Гранитоиды образуются в результате перекристаллизации метаморфического субстрата в твердом состоянии. При перекристаллизации сохраняется количество минеральных фаз, но изменяется состав породообразующих минералов. Гранитообразование происходило в условиях закрытой системы.

Изменения микроструктуры пород при трансформации плагиогнейсов в плагиогранитоиды заключается в следующем. Вначале появляются отдельные укрупненные зерна (порфиробласты) плагиоклаза. Увеличение порфиробластов создает участки аллотриоморфнозернистой структуры. Количество темноцветных минералов в этих участках уменьшается, размер их зерен увеличивается. Главное отличие создаваемой структуры от типично гранитной — гипидиоморфнозернистой состоит в том, что темноцветные минералы здесь являются самыми ксеноморфными. Этот признак унаследован породами от структуры диафторированных гнейсов. Существуют и другие черты преемственности. Она выражается, например, в наличии среди гранитоидов реликтовых мелкозернистых участков бластических структур и бластических форм зерен темноцветных силикатов.

Вышеохарактеризованные процессы сопровождаются уменьшением плотности пород и минералов [176]. Разуплотнение начинается уже при диафторезе, что видно из сравнения средних плотностей двупироксеновых кристаллических сланцев и гнейсов и гиперстен-биотитовых плагиогнейсов и их диафторированных производных, которые представлены амфиболовыми и биотитовыми разновидностями плагиогнейсов. Кривые распределения плотностей метаморфических пород имеют асимметричную форму, иногда двумодальны и включают значения плотностей, типичные для плагиогранитоидов (рис. 26). Среди последних также устанавливаются плотности, свойственные метаморфическим породам, но процент встречаемости их ниже десяти. В этом признаке, повидимому, проявляется генетическая связь данных образований.

Разуплотнение при перекристаллизации диафторированных пород сопровождается уменьшением плотности породообразующих минералов. Средние плотности плагиоклаза метаморфических пород выше средней плотности плагиоклаза гранитоидов, что согласуется с более высокой основностью первого. Несколько выше плотность и биотита амфиболовых разновидностей гнейсов по сравнению с плотностью биотита плагиогранитоидов. Общей особенностью кривых распределения плотностей породообразующих

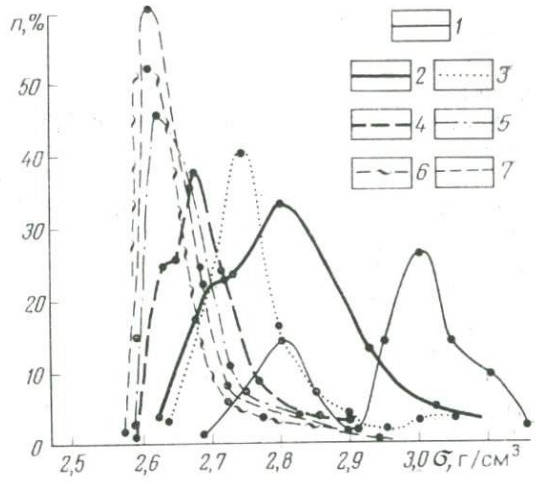


Рис. 26. Кривые распределения плотностей главных разновидностей архейских пород фундамента карелид и образовавшихся по ним диафторитов и гранитоидов.

1 — двупироксеновые кристаллические сланцы (частично диафторированные); *2* — пироксеновые амфиболиты; *3* — эндербиты; *4* — биотитовые плагиогнейсы; *5* — плагиогранитоиды; *6* — плагио-микроклиновые граниты; *7* — жильные микроклиновые граниты

минералов метаморфических пород и плагиогранитоидов является их резкая асимметричность, иногда двумодальность. Для кривых распределения плотностей породообразующих минералов гранитоидов присуще смещение моды или кривой в целом в область меньших значений. В то же время они всегда включают тот или иной процент значений плотностей, типичных для одноименных минералов метаморфических пород.

Разуплотненные породы подвергаются еще гранитизирующему воздействию инъекционного кварц-полевошпатового материала, с которым связано формирование жил пегматоидного гранита. Жилы встречаются в диафторитах и плагиогранитоидах. Граниты, как правило, выполняют все имеющиеся ослабленные зоны (трещины скалывания, замковые части складок, разрывы и межбудинные пространства). Обычно выделяется несколько систем разнонаправленных жил, что указывает на длительный период их формирования. Жилы обычно вертикальные или крутопадающие. Как правило, они маломощны. Наиболее распространенная мощность — первые десятки сантиметров, изредка встречаются жилы, мощность которых превышает 1 м.

Ребольские мигматит-граниты Центральной Карелии и изучались южнее Сегозера (система оз. Остер). Здесь толща супракрустальных пород парандовской серии, наблюдаемая среди мигматит-гранитов как реликтовая, имеет субмеридиональное простирание с падением в восточных румбах под углом 40—50°. Гранитизации подвержены как низы разреза, сложенные преимущественно метаандезитами, так и верхи его, где породы также близки по составу к гранитоидам. Устойчивыми по отношению к ультраметаморфическому процессу являются метавулканиты основного состава.

Характер контакта между неизмененными породами и их мигматизированными производными нечеткий. Он представляет собой

зону шириной примерно в 200 м, выражающуюся в появлении порфиробластов полевого шпата и метасоматических кварц-полевошпатовых прожилков и, наконец, в общем укрупнении зернистости пород.

Кварц-полевошпатовые жилы и прослои в отдельных участках приурочены к зонам дробления, возникшим до региональной сланцеватости, что сопоставимо с соответствующими жилами ребольских мигматитов в Западной Карелии. Подобные жилы, но в значительно меньшем количестве наблюдаются и среди супракрустальных пород толщи.

Региональная сланцеватость обычно фиксируется в жилах по ориентировке «струйчатого» кварца, расположенного нередко под углом к контактам жил.

Региональной сланцеватости синхронен по структурным лейстам порфиробластез. Ориентированной сланцеватостью в большей мере определяется расположение всей зоны ультраметаморфических пород.

Среди мигматит-гранитов краевой зоны шириной примерно около 1 км порфиробластез проявился неравномерно. В отдельных крупных обнажениях можно видеть, что максимальное его проявление приурочено к зонам интенсивного рассланцевания. Кроме этого на интенсивность порфиробластеза и перекристаллизацию оказывает влияние и состав исходных пород. Легче подвергаются порфиробластезу и перекристаллизации метатуфы и метаосадки, тогда как прослои метавулканитов (плотные и тонкозернистые породы) остаются неизмененными.

Благодаря этому в краевой зоне ультраметаморфических пород сохраняются признаки исходной толщи. По удалению от краевой зоны породы становятся все более однородными и приобретают гранитный облик. И тем не менее в них также постоянно присутствуют маломощные, обычно линзовидные, ксенолитоподобные реликты исходных метаморфических пород — биотитовых мелкозернистых гнейсов и сланцев, реже амфиболовых сланцев и гнейсов.

Самыми распространенными разновидностями бластитов Центральной Карелии являются биотитовые бластиты. По внешнему облику они не отличимы от соответствующих пород Западной Карелии. Аналогичны также их структуры, главной особенностью которых является ксеноморфизм темноцветных минералов по отношению к плагиоклазу. Однако в количественно-минеральном составе при большом сходстве имеются и существенные различия. Так, биотитовые бластиты Центральной Карелии содержат постоянное, хотя и небольшое количество мусковита и эпидота, отсутствующие или встречающиеся в количестве менее 1% в Западной Карелии. Кроме того, они имеют более высокое содержание кварца и микроклина.

Главным породообразующим минералом биотитовых бластитов является плагиоклаз, состав которого колеблется от олигоклаза до андезина (13—39% An). Изредка наблюдается более поздняя альбитизация. Биотит плеохроирует в буровато-зеленых тонах, его

железистость 51—74%. При этом следует заметить, что железистость биотита находится во взаимосвязи с интенсивностью метасоматических процессов, и она более высокая в интенсивно микроклинизированных разновидностях. Степень окисленности железа в биотите составляет 22—24% и в целом более низкая, чем в биотитах бластитов Западной Карелии, где она нередко достигает 30%. Калиевый полевой шпат представлен здесь микроклином, близким к максимальному со степенью триклинности 0,90—0,96. Ортоклазовая составляющая его равна 69—75%, при более низком проценте K_2O, чем в микроклинах соответствующих пород Западной Карелии.

Биотитовые гнейсы и сланцы палеосомы, наблюдающиеся среди биотитовых бластитов в виде маломощных реликтовых прослоев, имеют заметно отличающийся от бластитов количественно-минеральный состав. В частности, в них отсутствуют мусковит и микроклин. Состав породообразующих минералов в них также несколько иной. Плагиоклаз представлен основным олигоклазом или андезином и сопоставим с плагиоклазом палеосомы биотитовых бластитов Западной Карелии. В биотитовых бластитах по сравнению с ним появляется плагиоклаз более кислого состава (до 13% An). Биотит сопоставим по железистости с соответствующими породами палеосомы Западной Карелии, а при образовании бластитов образуется более железистый биотит (f до 74%).

Амфиболовые и биотит-амфиболовые бластиты среди ультраметаморфических пород Центральной Карелии имеют ограниченное развитие. Кроме амфибола в составе темноцветных минералов постоянно присутствуют биотит и эпидот. В том или ином количестве здесь имеется кварц. Доверительные границы оценки его генерального среднего составляют 9,0—20,2%.

По количественно-минеральному составу эти породы существенно отличаются от амфиболовых бластитов Западной Карелии. Последние характеризуются наличием роговообманково-микроклинового парагенезиса, который в бластитах Центральной Карелии отсутствует. Амфибол здесь представлен как роговой обманкой с железистостью 32—56%, так и актинолитом. Состав плагиоклаза аналогичен составу плагиоклаза биотитовых бластитов (14%—39% An) и составу плагиоклаза палеосомы (11—34% An). Биотит имеет одинаковый состав в палеосоме и неосоме и несколько магнезиальнее биотита биотитовых бластитов.

Амфиболовые сланцы и гнейсы палеосомы в амфиболовых бластитах наблюдаются в виде маломощных линзовидных прослоев. Контакты их, как правило, постепенные. От вмещающих бластитов они отличаются прежде всего мелкозернистой структурой и однородной текстурой. Состав породообразующих минералов палеосомы, за исключением роговой обманки, весьма близок составу соответствующих минералов амфиболовых бластитов. Роговая обманка палеосомы более железиста (41—50%). При формировании бластитов железистость ее местами понижается до 32%.

Жильный материал мигматитов Центральной Карелии имеет

свою специфику, заключающуюся в различии состава жил, залегающих в различном субстрате. Среди амфиболовых бластитов он имеет безмикроклиновый, существенно плагиоклазовый состав, тогда как среди биотитовых разновидностей пород микроклин является одним из породообразующих минералов.

Связь плагиомигматизации с условиями щелочности намечена С. П. Кориковским [88], который указывает на наличие передового фронта плагиомигматизации при умеренной щелочности и его отсутствие при высокой щелочности.

При образовании плагиогранитной жильной фации в амфиболовых гнейсах нередко можно наблюдать метасоматическую полосчатость, выражающуюся в чередовании полос, представленных следующими ассоциациями: роговая обманка + плагиоклаз; роговая обманка + биотит + эпидот + плагиоклаз + кварц; биотит + плагиоклаз + кварц ± турмалин. Изредка встречается ассоциация: роговая обманка + гранат + плагиоклаз + биотит + эпидот + кварц.

Метасоматические жилы состоят преимущественно из кварца и плагиоклаза, обычно эпидотизированного. Нередко в них наблюдается неравномерно распределенный реликтовый ксеноморфный биотит. Изредка в породах основного состава встречаются кварц-плагиоклаз-мусковитовые или кварц-мусковит-гранат-плагиоклазовые жилы. В центральных частях крупных жил встречается микроклин.

Жильная фация в биотитовых и в амфиболовых бластитах несколько различается по составу биотита; первая имеет более железистый биотит (59—64%); вторая — менее железистый (44—51%). Калиевый полевой шпат жильной фации представлен микроклином, близким к максимальному со степенью триклинности 0,94 и 0,97; ортоклазовая составляющая его равна 73—78% при содержании K_2O 12%.

Проведем некоторое сопоставление изменения петрографического состава пород при ультраметаморфическом гранитообразовании в условиях различной щелочности.

В условиях высокой щелочности в Западной Карелии при формировании биотитовых бластитов за счет биотитовых гнейсов и сланцев значимого изменения количественно-минерального состава не происходило, т. е. бластез осуществлялся без существенного привноса вещества. Жильная фация имела метасоматический генезис.

В амфиболовой серии метасоматические соотношения в изменении содержания породообразующих минералов проявляются четко. При образовании бластитов здесь наблюдается значимое уменьшение содержания роговой обманки и появляется микроклин. Жильная фация имеет ощутимо более низкое содержание темноцветных минералов и более высокое — микроклина.

В условиях низкой щелочности при формировании биотитовых бластитов за счет гнейсов происходит уменьшение содержания биотита и появляется микроклин. Состав жильной фации от бластитов значимо не отличается.

В амфиболовой серии при формировании бластитов значительного изменения в количественно-минеральном составе не наблюдается. Жильная фация отличается более высоким содержанием кварца по сравнению с палеосомой и бластитами, а также почти полным исчезновением роговой обманки.

При мигматитообразовании в условиях высокой щелочности состав породообразующих минералов существенно не изменяется. В условиях низкой щелочности устанавливается некоторое раскисление плагиоклаза, уменьшение общей железистости роговой обманки и повышение железистости биотита. Биотит, кристаллизующийся в условиях низкой щелочности, обогащен железом по сравнению с биотитом, кристаллизующимся в условиях высокой щелочности.

ФЕННО-КАРЕЛЬСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬНАЯ ПОДЗОНА *

По данным С. Б. Лобач-Жученко и др. [36], метаморфиты амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций низкого давления и породы ранней, так называемой «плагиогранитной серии», слагают единую систему изоклинальных складчатых структур. Совокупность гнейсов (существенно плагиоклазовых с биотитом, амфиболом, высокоглиноземистыми минералами), метапорфироидов, мигматитов и гнейсовидных гранитоидов образует здесь крылья крупной антиклинальной структуры с осью, погружающейся в северо-восточном направлении. Гнейсы, мигматиты и обособленные мелкие тела гранитоидов всегда согласны и гармоничны, часто перемежаются друг с другом, имеют постепенные (диффузные) взаимопереходы, образуют «стратиформные» мигматит-гранитные поля.

Породы серии или комплекса соскладчатых автохтонных плагиоклазовых гранитоидов и мигматитов [158] представлены мигматитами с лейкосомами диоритового и плагиогранитного состава и биотитовыми гнейсовидными гранодиоритами и плагиогранитами. Все породы характеризуются гнейсо-гранитными структурными фациями; лишь центральные участки тел (полей) плагиогранитов иногда массивные. По составу породы существенно олигоклазовые; наличие микроклина во многих случаях связывается со следующим этапом гранитообразования.

Основными процессами формирования комплекса С. Б. Лобач-Жученко считает собирательную перекристаллизацию вулканитов среднего и кислого состава (лептитов) и кремниево-натриевый метасоматоз основных пород лопия.

Петрологическая модель изохимической собирательной перекристаллизации понимается как важнейший геологический процесс, в результате которого плагиоклазовые метапорфироиды лептитового комплекса (метаандезиты, метадациты, плагиопорфиры, кварцевые порфиры) преобразуются в порфиробластические по-

* Раздел составлен на основе материалов С. Б. Лобач-Жученко.

лосчатые мигматиты и более гомогенные диорит-, гранодиорит- и плагиогранит-гнейсы. Перекристаллизация приводит к укрупнению зернистости породы, образованию порфиробластов, возникновению более грубых гнейсовидных текстур при общем сохранении минералогического (ассоциация кварц — олигоклаз — биотит) и химического состава пород. Как видно, это модель метаморфической гранитизации — изохимического преобразования в твердом состоянии целых толщ первично-вулканогенных пород в гранитоиды. Учитывая повсеместное и обильное распространение подобных первичных образований и когенетических с ними интрузивов плагиогранитоидов в протогеосинклинальных разрезах и их обычный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации (см. выше), можно полагать, что этот процесс является одним из ведущих в формировании протогеосинклинальных автохтонных плагиоклазовых гранитоидов и мигматитов.

ВОСТОЧНО-КАРЕЛЬСКАЯ ЗОНА КАРЕЛИД

По данным К. А. Шуркина, В. М. Шемякина и др. [34], ребольский комплекс автохтонных гнейсовидных кварцевых диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов, микроклин-плагиоклазовых гранитов и мигматитов такого же состава слагает основную часть антиклинальных выступов и тектонических глыб фундамента. Все они являются переработанными структурами архейского комплекса, повторно метаморфизованного и реоморфизованного в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и ультраметаморфизма. Они составляют единый ярус с базальными терригенно-вулканогенными толщами лопия (тикшозерская серия) главного протогеосинклинального комплекса, метаморфизованного и ультраметаморфизованного в тех же условиях.

Неизмененные, структурно непереработанные беломорские породы встречаются лишь в виде реликтовых участков среди мигматит-гранитовых полей. В них устанавливается, что архейские беломорские гнейсы и мигматиты имеют автономные реликтовые структуры с характерным непостоянством ориентировки элементов залегания, отличные от генерального простирания включающих их мигматитов и гнейсогранитоидов. В то же время структуры последних всегда гармоничны со структурами толщи лопия и многочисленными включениями их в этих полях.

Эти включения распределены в мигматит-гранитовых полях крайне неравномерно: от крупных участков глыб в агматитах (в этих случаях субстрат обычно амфиболитовый) до редких, неясно оконтуренных скоплений меланосомы в теневых мигматитах. Установлена зависимость состава лейкосомы от состава включений: в участках с амфиболитовым составом субстрата распространены диориты, гранодиориты, плагиограниты; биотитовые гнейсы включены в микроклин-плагиоклазовые мигматит-граниты. Но характерным является общая неоднородность состава и структуры мигматит-гранитовых полей, в которых гнейсо-гранитоиды,

мигматиты и включения гнейсов разного состава постепенно переходят друг в друга.

Очень важными являются следующие наблюдения. Гнейсо-гранитоиды и мигматиты комплекса согласны и гармоничны со структурами ребольской фазы. Вулканогенно-терригенные породы тунгудско-надвоицкой серии сумия залегает на этих мигматит-гранитах, имея в основании конгломераты. Это устанавливается, например, в Шомбозерской и Шуезерской синклиналях. Кроме того, породы описываемого комплекса прорываются гиперстеновыми гранитоидами сумия с возрастом около 2400 млн. лет и испытывают складчатую, метаморфическую и метасоматическую переработку в селецкую (сумий) фазу.

Все это позволяет уточнить положение комплекса в развитии протогеосинклинальных систем, отнести его к образованиям раннеинверсионным, раннеорогенным, синхронным с формированием ранних протогеоантиклинальных поднятий.

К. А. Шуркин и В. М. Шемякин относят данный комплекс пород к ультраметагенным образованиям, обязанным своим происхождением совокупности процессов амфиболитовой фации — перекристаллизации и метаморфической дифференциации, анатексису и метасоматозу. Этим процессам в первую очередь подвергались мигматит-гранитоиды и гнейсы беломорской толщи фундамента. Многие из них уже были гранитоидными по составу, что, безусловно, облегчало их последующие структурные преобразования — перекристаллизацию и метаморфическую дифференциацию. Поэтому петрографически (но не структурно) собственно беломорские мигматит-граниты фундамента неотличимы от ребольских, которые часто могут являться лишь структурно переработанным веществом первых. Агматитовый характер многих участков, явления обтекания глыб амфиболитов позволяют говорить и о частичной мобильности гранито- и мигматитообразующего материала. Поэтому здесь допускаются и явления местного антексиса в гранито-мигматитовых полях.

ПОЛИМИГМАТИТОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ САНГИЛЕНСКОГО МАССИВА

В Сангиленской окраинной протогеосинклинальной структуре развиты раннедокембрийские комплексы плагиогранит-мигматитовой и гранит-мигматитовой формаций. Чтобы показать возможность их расчленения структурно-метаморфическим методом, который является наиболее совершенным при работе в мигматитовых областях раннего докембрия, — эти полимигматиты описываются совместно.

В ранних докембридах западной части Сангиленского массива каждый из выделяемых структурно-метаморфических комплексов (эрзинский — архей, моренский — ранний протерозой, балыктыгхемский — средний протерозой, нарынский — поздний протерозой) обладает своей совокупностью эндогенных процессов, объединяе-

мых нами в эндогенные циклы * [82]. Явления ультраметагенного гранитообразования связаны с проявлениями первых трех циклов (табл. 14). Представляется целесообразным разделять мигматиты и гранитоиды, формирование которых связано с прогрессивным региональным метаморфизмом, и ретроморфические, образующиеся в условиях наложенного высокотемпературного метаморфизма на ранее метаморфизованные породы.

Прогрессивный региональный метаморфизм пород балыктыгхемского комплекса достигал уровня амфиболитовой фации низкого давления, наложенный (нарынский) метаморфизм в ней не превышал уровня эпидот-амфиболитовой фации. Здесь устанавливаются ультраметагенные гранитоиды одного, собственно балыктыгхемского цикла III. Наиболее ранние жильные образования $III m_1$, синхронные с этапом формирования пологой сланцеватости $III S_1$, сложены веществом негранитного состава: это существенно кварцевые или олигоклазовые породы. Развитие процессов ультраметагенного гранитообразования коррелируется с этапом образования прямых изоклинальных складок $III F_2$, изгибающих раннюю сланцеватость $III S_1$ и метаморфическую полосчатость $III m_1$. Лейкосомы мигматитов $III m_2$, сложенные, как правило, силлиманитсодержащими гранатовыми плагиогранитами и гранодиоритами, располагаются параллельно осевым поверхностям складок $III F_2$, согласно с новообразованной сланцеватостью $III S_2$.

Поскольку в состав балыктыгхемских суперкрустальных пород входят главным образом карбонатные породы, процессы автохтонного гранитообразования в них проявлены очень ограниченно. Широким развитием здесь пользуются тела перемещенных гранатовых гранитоидов, слагающих тела будинообразной или линзообразной формы, располагающихся, так же как и лейкосомы мигматитов $III m_2$, параллельно осевым поверхностям складок $III F_2$.

Более поздние гранитоиды $III m_3$ нередко располагаются параллельно осевым поверхностям открытых складок $III F_3$, поперечных к изоклинальным $III F_2$. Наличие в этих гранитоидах ксенолитов гиперстеновых гнейсов позволяет рассматривать их как продукты плавления нижнерасположенного гранулитового фундамента, сложенного породами эрзинского комплекса.

Мигматиты и аллохтонные гранитоиды характерны для уровней метаморфит-амфиболитовой фации. На более верхних уровнях преобладают ортотектиты, пегматиты и различные кварц-полевошпатовые жилы. Все они содержат биотит, мусковит, гранат. В гнейсовых породах они нередко имеют нечеткие, расплывчатые контакты, слюдяные оторочки; в карбонатных породах они часто будинируются. Мощность отдельных жильных тел очень изменчи-

* К описываемой «плагиогранит-мигматитовой формации» относятся мигматиты и гранитоиды „m_2" каждого цикла, синхронные со складками F_2. Образования же „m_3" и „m_4" каждого цикла принадлежат гранит-мигматитовой формации. Обратим внимание также на то, что ультраметагенные преобразования раннескладчатых интрузивных плагиогранитоидов Сангилена описаны в III главе *(прим. ред.)*.

ва: от 5—10 см до 6—10 м. Более крупные нередко имеют строение зональных пегматитовых жил, мелкие — в основном ортотектитовые.

Обычно жильные тела образуют скопления, поля (площадью в несколько квадратных километров), так густо пронизывающие карбонатно-гнейсовые породы, что вся совокупность напоминает эруптивные зоны. Это то, что на примере Чжаргалантского поля Н. В. Рогов [165] называет «штокверк-плутоном». В местах таких скоплений жильных тел интенсивны процессы перекристаллизации, метасоматоза, которые захватывают как породы субстрата, так и сами жильные образования.

Моренский комплекс подвергался процессам трех эндогенных циклов (II, III, IV), два из которых (II и III) сопровождались явлениями ультраметаморфизма (см. табл. 14). Соответственно здесь устанавливается группа гранитоидов, изофациальных с прогрессивным региональным метаморфизмом повышенных давлений, и группа ретроморфических гранитоидов, связанных с наложенным метаморфизмом низких давлений балыктыгхемского цикла III [81].

Наиболее ранние жильные образования $III m_1$ коррелируемые с прогрессивным региональным метаморфизмом дистен-гранат-биотит-ортоклазовой субфации, в глиноземистых гнейсах представлены существенно кварцевыми жилами с дистеном. Они расположены согласно с ранней кристаллизационной сланцеватостью IIS_1, мощность их не превышает 5—7 см, а протяженность 50—70 см. Формирование собственно гранитных мигматитов синхронно с этапом образования прямых изоклинальных складок IIF_2, изгибающих раннюю сланцеватость IIS_1, и жилы IIm_1. Лейкосомы IIm_2, представленные гнейсовидными гранат-дистен-биотитовыми гранодиоритами, располагаются параллельно осевым поверхностям складок IIF_2, согласно с новообразованной сланцеватостью IIS_2. Мощность жил колеблется от 3—5 до 10—15 см, протяженность 3—5 м и более. Степень мигматизации, как правило, не превышает 15%.

Формирование массивных дистеновых и гранат-дистеновых гранитов IIm_3 коррелируется с этапом образования складок IIF_3, поперечных к складкам IIF_2. Тела этих гранитоидов мощностью до 5—8 м и протяженностью до 20—30 м располагаются параллельно осевым поверхностям складок IIF_3. Самыми поздними ультраметагенными образованиями второго цикла в моренском комплексе являются мусковитовые пегматиты и пегматоидные граниты IIm_4, которые образуют полого ориентированные тела и жилы. Размещение их, по-видимому, контролируется поздними деформациями IID_4, образующими субгоризонтальные трещины параллельно осевым поверхностям открытых складок IIF_4. Мощность жил колеблется от 0,3 до 2,5 м.

Региональный диафторез пород моренского комплекса в условиях амфиболитовой фации низких давлений (III цикл) сопровождался как преобразованием гранитоидов II цикла, так и формированием серии ультраметагенных гранитоидов собственно

Таблица 14

Схема корреляции геологических процессов в докембрийских комплексах Западного Сангилена

Циклы и возраст	Метаморфизм	Этапы деформаций	Эрзинский комплекс				Моренский комплекс				Балыктыгхемский комплекс				Нарынский комплекс			
			Складки	Сланцеватость	Жильные метаморфогенные породы	Магматогенные породы	Складки	Сланцеватость	Жильные метаморфогенные породы	Магматогенные породы	Складки	Сланцеватость	Жильные метаморфогенные породы	Магматогенные породы	Складки	Сланцеватость	Жильные метаморфогенные породы	Магматогенные породы
IV цикл (поздний протерозой)	Фации зеленых сланцев					$IV\gamma_2$				?				?				?
		IVD_3	—				—	—	—		—	—	—		IVF_3			
		IVD_2	—	IVS_2			—	IVS_2	—		IVF_2	IVS_2	—		IVF_2	IVS_2		
						$IV\gamma_1$				?				?				$IV\gamma_1$
		IVD_1	—	—	—		—		—		—	—	—		?	IVS_1	IVm_1	
	Эрозия, накопление пород нарынского комплекса интрузии даек базитов																	
III цикл (средний протерозой)	Амфиболитовой фации низких давлений	$IIID_4$	—			?	—	—		?	—	—	—	$III\gamma_2$				
		$IIID_3$	$IIIF_3$	—	$IIIm_3$		$IIIF_3$	—	$IIIm_3$		$IIIF_3$	—	$IIIm_3$					
		$IIID_2$	$IIIF_2$	$IIIS_2$	$IIIm_2$		$IIIF_2$	$IIIS_2$	$IIIm_2$		$IIIF_2$	$IIIS_2$	$IIIm_2$					
						?				?				$III\gamma_1$				
		$IIID_1$	$IIIF_1$	$IIIS_1$	$IIIm_1$		$IIIF_1$	$IIIS_1$	$IIIm_1$		?	$IIIS_1$	$IIIm_1$					
	Эрозия, накопление пород балыктыгхемского комплекса и интрузии даек базитов																	
II цикл (ранний протерозой)	Амфиболитовой фации повышенных давлений																	
						$II\gamma_2$				?								
		IID_4	?	—	?		IIF_4	—	IIm_4									
		IID_2	IIE_2	IIS_2	IIm_2		IIF_2	IIS_2	IIm_2									
						$II\gamma_1$				$II\gamma_1$								
		IID_1	IIF_1	IIS_1	IIm_1		?	IIS_1	IIm_1									
	Эрозия, накопление пород моренного комплекса, интрузии даек базитов																	
I цикл (архей)	Гранулитовой фации					$I\gamma_2$												
			IF_3	—	Im_3													
		ID_2	IF_2	IS_2	Im_2													
						$I\gamma_1$												
		ID_1	?	IS_1	Im_1													
	Накопление пород эрзинского комплекса																	

III цикла. Преобразование древних гранитоидов выражается в рассланцевании (вплоть до превращения их в бластомилониты и гнейсы), в будинаже, в изгибании в складки. Нередко интенсивное структурно-метаморфическое преобразование приводит к тому, что тела и жилы гранитоидов II цикла приобретают ориентировку, подчиняющуюся новообразованным структурным элементам III цикла. При этом часто отмечаются явления перекристаллизации (или плавления) таких ортогнейсов, вплоть до образования массивных пегматоидных гранитов. Такие образования становятся структурно неотличимыми от новообразованных гранитоидов III цикла. Вместе с тем в условиях хорошей обнаженности в полях развития мигматитов во многих случаях удается установить либо замки складок, изгибающих лейкосомы, либо участки, где сохранились структуры рассланцевания, что позволяет рассматривать их, несмотря на видимое согласие со структурами III цикла, как более древние, но структурно и вещественно преобразованные.

Наложенные структурно-метаморфические преобразования этапа IIID_1, выразившиеся в формировании лежачих изоклинальных складок IIIF_1 и системы рассланцевания и бластомилонитизации IIIS_1, не сопровождались явлениями ультраметагенного гранитообразования. Лейкосомы мигматитов IIIm_2, представленные гнейсовидными плагиогранитами, располагаются параллельно осевым поверхностям изоклинальных складок IIIF_2. Однако процессы автохтонного мигматито- и гранитообразования III цикла в породах моренского комплекса проявлены ограниченно, и в большинстве случаев параллельно осевым поверхностям складок IIIF_2 располагаются тела и жилы перемещенных гранитоидов IIIm_2.

Наиболее поздние ультраметагенные микроклин-плагиоклазовые гранитоиды и пегматиты IIIm_3, секущие структуры IIIF_2, в ряде случаев располагаются параллельно осевым поверхностям открытых складок IIIF_3, поперечных к прямым изоклинальным складкам IIIF_2.

Важнейшим геологическим свидетельством разновозрастности процессов ультраметаморфизма, проявленных в породах моренского комплекса, является присутствие разделяющих даек базитов [81]. Дайки метабазитов прорывают мигматиты IIm_2 по биотитовым гнейсам и в свою очередь подвергаются рассланцеванию IIIS_2 и инъецируются новообразованным плагиогранитным материалом IIIm_{2-3} (рис. 27). Резко секущие контакты метабазитов по отношению к ранней мигматитовой полосчатости указывают на то, что жильная интрузия контролировалась деформациями, реализовавшимися в условиях жесткой среды. Рассланцевание, будинаж, сопровождавшийся затеком новообразованного плагиогранитного материала IIIm_{2-3} в межбудинное пространство, свидетельствуют о возобновлении процессов складкообразования, метаморфизма и ультраметаморфизма после периода стабилизации. Подобные соотношения базитов с мигматитами, названные П. Эскола «эффектом Седерхольма», позволили П. Седерхольму разделять эпохи

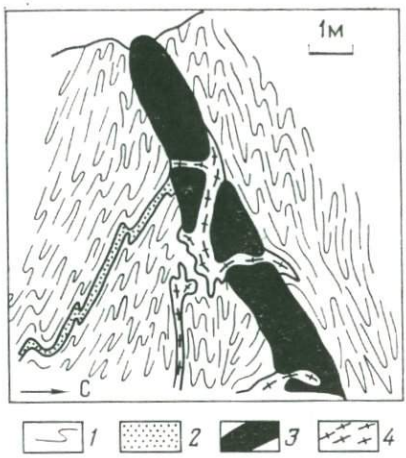


Рис. 27. Дайка метабазитов, фиксирующая наличие двух циклов мигматизации.
1 — тонкопослойные мигматиты IIm_2; *2* — жила мусковитового плагиогранита IIm_2; *3* — метабазит; *4* — гнейсовидный плагиогранит $IIIm_{2-3}$

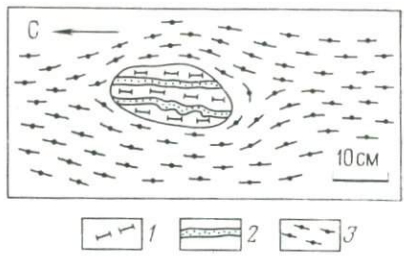


Рис. 28. Реликты эндербит-мигматита в мигматит-гранитах.
1 — двупироксеновый кристаллический сланец; *2* — двупироксеновый плагиогранит; *3* — мигматит-гранит амфиболитовой фации

диастрофизма в полиметаморфических комплексах Балтийского щита [249].

Таким образом, в породах моренского комплекса устанавливается две группы ультраметагенных гранитоидов, формирование которых относится к двум разновозрастным циклам — собственно моренскому (первичному) и балыктыгхемскому (наложенному).

Явления ультраметаморфизма в самом древнем эрзинском комплексе связаны с развитием трех эндогенных циклов (I, II, III) (см. табл. 14).

Прогрессивный региональный метаморфизм происходил в условиях гранулитовой фации; наложенные, диафторические преобразования II и III циклов — в амфиболитовой фации повышенного и низкого давления.

Породы гранулитовой фации, как правило, встречаются только в виде реликтов, среди диафторитов амфиболитовой фации по ним (рис. 28). Тем не менее в некоторых блоках, где сохранились реликтовые структуры I цикла, удается реконструировать последовательность образования ультраметагенных гранитоидов, изофациальных с условиями регионального метаморфизма гранулитовой фации.

В двупироксеновых кристаллических сланцах наиболее ранние жильные образования Im_1, согласные со сланцеватостью IS_1, сложены пироксен-плагиоклазовыми породами.

Формирование первых мигматитов Im_2 с лейкосомами, представленными двупироксеновыми плагиогранодиоритами и кварцевыми диоритами, коррелируется с этапом образования изоклинальных складок IF_2, изгибающих раннюю кристаллизационную сланцеватость IS_1 и метаморфическую полосчатость Im_1. Степень мигматизации достигает 30—50%.

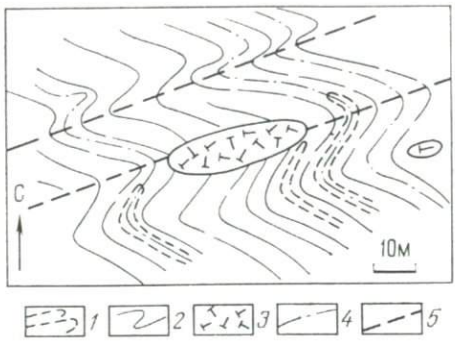


Рис. 29. Схема соотношения ультраметагенных образований I цикла в эрзинском комплексе.

1 — следы сланцеватости IS_1 и метаморфической полосчатости Im_1; *2* — гетерополосчатые мигматиты Im_2; *3* — тела гиперстеновых плагиогранитов Im_3; *4* — осевые поверхности складок IF_2; *5* — осевые поверхности складок IF_3

Перемещенные гиперстеновые плагиограниты Im_3 располагаются параллельно осевым поверхностям складок IF_3, поперечных к изоклинальным — IF_2 (рис. 29).

В условиях наложенного метаморфизма амфиболитовой фации II цикла первично гранулит-чарнокитоидные породы эрзинского комплекса выступают в качестве субстрата, по которому формируются гранитоиды амфиболитовой фации.

Последовательность образования ультраметагенных гранитоидов II цикла в породах эрзинского комплекса в целом совпадает с установленной для пород моренского комплекса. Здесь также определяются жильные породы IIm_1, согласные с наложенной сланцеватостью IIS_1, лейкосомы мигматитов IIm_2, тела перемещенных гранатовых гранитов и пегматитов IIm_3. Отличием является постоянное присутствие будин, линз, пропластков пород, представленных гранулитами и гранитоидами гранулитовой фации, диффузное распределение лейкосомы, нечеткие контакты лейкосомы и меланосомы, обособления крупночешуйчатого биотита и неравномерно распределенного граната, большой процент гранитного материала в породе (от 30—50 до 70%) вплоть до образования мигматит-гранитов и теневых мигматитов. Эти породы слагают поля, они насыщены телами субавтохтонных гранитов и в целом могут рассматриваться как очаги гранитообразования, из которых наиболее подвижный материал мог перемещаться на уровень моренского комплекса, где подобные очаги не устанавливаются.

Наложенный метаморфизм III цикла сопровождался и здесь преобразованием мигматитов и перемещенных гранитоидов II цикла, выражающимся в их рассланцевании, разлинзовании, изгибании в складки. Рассланцеванные гранитоиды, так же как в моренском комплексе, нередко перекристаллизовываются вплоть до образования массивных пегматоидных гранитов и приобретают мобильность. Крупные тела гранитов $IIIm_2$ по субстрату эрзинского комплекса располагаются параллельно осевым поверхностям прямых изоклинальных складок $IIIF_2$ (рис. 30). Наиболее поздние ультраметагенные граниты и пегматиты $IIIm_3$ занимают секущее положение по отношению к структурам $IIIF_2$.

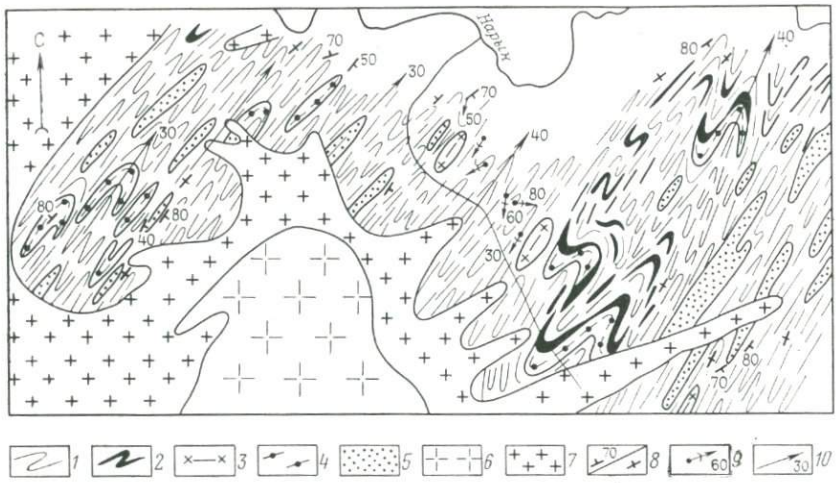


Рис. 30. Схематическая геологическая карта района ручья Хаяин-Сайыр (левый берег р. Нарын в Сангиленском нагорье Тувинской АССР).

1—2 — преобразованные породы самого древнего в районе эрзинского структурно-метаморфического комплекса (*1* — мигматиты амфиболитовой фации по гранулитам, *2* — амфиболиты с реликтами основных гранулитов); *3* — ранние метадиориты II цикла; *4* — рассланцованные гранитоиды IIm_{2-3}; *5* — массивные гранатовые граниты $IIIm_2$; *6—7* — поздние граниты района (*6* — порфировидные, *7* — мелкозернистые); *8* — элементы залегания сланцеватости; *9* — направления погружения шарниров малых складок II цикла; *10* — направления погружения шарниров складок $IIIF_2$

Свидетельством разновозрастности процессов ультраметаморфизма в едином эрзинском комплексе сначала в условиях гранулитовой, а затем в условиях амфиболитовой фации является опять-таки присутствие и здесь разделяющих даек метабазитов («эффект Седерхольма»).

Таким образом, в наиболее древних породах эрзинского комплекса основания структуры устанавливается, по крайней мере, три группы ультраметагенных мигматитов и гранитоидов. Трехкратное развитие процессов ультраметаморфизма, происходивших в условиях гранулитовой и двух амфиболитовых фаций, способствовало последовательному накоплению гранитоидного материала в древнейшем комплексе, что позволяет рассматривать слагающие его породы как возможный источник гранитного вещества в более поздние геологические эпохи.

Для петрохимической характеристики процессов ультраметагенного гранитообразования использованы данные 44 валовых анализов (табл. 15). В мигматитах анализировался материал лейкосом, меланосом и, по возможности, мезосом.

Образование гранитоидного жильного материала m_2 при прогрессивном ультраметаморфизме сопровождалось увеличением содержания в лейкосомах кремнезема, щелочей, уменьшением содержания железа, титана, марганца, магния. Нередко отмечается уменьшение отношения натрия к калию. Содержание глинозема в большинстве случаев изменяется в обе стороны в небольших пре-

Таблица 15

Химический состав метаморфогенных и ультраметагенных образований Западного Сангилена

Компоненты	Im_2	Im_2	Im_3	$I\gamma_1$	Im_3	Im_2	Im_2	Im_{2-3}	Im_{2-3}	$IIIm_2$
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	48,96	64,72	77,08	52,55	52,45	65,86	75,90	55,90	63,82	74,30
TiO_2	1,32	0,45	0,47	1,58	2,85	0,59	0,10	1,16	0,52	0,13
Al_2O_3	14,87	14,94	10,43	16,00	8,46	17,67	12,86	17,60	16,20	13,62
Fe_2O_3	6,08	5,13	2,02	2,04	9,58	1,31	0,40	5,03	2,08	1,04
FeO	10,42	4,16	1,72	7,40	12,43	4,38	0,72	5,17	3,52	0,39
MnO	0,33	0,17	0,10	0,17	0,32	0,14	0,08	0,18	0,07	—
MgO	5,16	1,21	1,89	8,75	5,96	2,26	0,34	5,56	3,16	0,50
CaO	8,57	5,56	0,95	3,20	3,89	0,72	1,43	5,30	1,54	1,00
Na_2O	3,28	3,28	4,14	1,12	1,94	2,56	3,06	2,70	3,80	3,28
K_2O	0,28	0,26	0,28	—	0,46	3,86	3,98	0,64	5,08	5,50
P_2O_5	0,24	0,12	0,14	0,27	0,89	0,12	0,25	0,28	0,03	—
CO_2	—	—	—	Сл.	Сл.	—	—	—	—	—
SO_3	0,02	0,02	0,02	1,56	„	0,02	Сл.	0,04	0,05	—
H_2O_{105}	0,17	0,14	0,14	0,11	0,10	0,19	0,07	0,21	0,19	0,36
П.п.п.	—	—	0,46	0,97	0,22	0,74	0,19	—	0,26	—

Продолжение табл. 15

Компоненты	$IIIm_2$	$IIIm_3$	$IIIm_2$	$IIIm_2$	$IIIm_2$	$IIIm_3$	$IIIm_{3-4}$	$IIIm_2$	$IIIm_2$	$IIIm_2$
	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO_2	74,62	72,23	47,81	68,44	77,30	72,30	72,50	72,00	71,43	70,66
TiO_2	0,025	0,17	2,38	0,58	0,01	0,14	0,20	0,14	0,10	0,25
Al_2O_3	15,09	17,20	15,32	15,28	13,84	16,35	16,73	16,92	17,15	16,69
Fe_2O_3	0,47	0,09	2,88	1,30	0,29	0,24	0,48	0,33	0,10	0,16
FeO	0,15	0,86	10,80	3,52	0,56	1,00	0,65	0,79	0,86	1,84
MnO	0,01	0,01	0,19	0,17	0,02	0,03	0,03	0,03	Сл.	0,02
MgO	0,01	0,56	5,23	1,27	0,24	0,48	0,48	0,40	0,35	0,56
CaO	2,47	1,95	10,11	2,46	1,63	3,03	1,46	2,58	2,55	2,44
Na_2O	4,16	3,90	2,80	3,22	3,09	4,81	2,48	5,30	4,08	4,06
K_2O	1,84	2,43	0,74	2,14	1,59	0,56	2,84	0,56	2,15	2,19
P_2O_5	0,08	0,23	0,81	0,22	—	0,16	0,18	0,03	0,03	—
CO_2	—	—	0,03	0,07	—	0,03	0,07	0,03	—	—
SO_3	—	0,05	Сл.	Сл.	—	Сл.	Сл.	Сл.	0,09	—
H_2O_{105}	—	0,11	0,08	—	0,14	—	—	0,07	0,19	0,06
П.п.п.	0,66	0,61	1,33	0,91	0,82	0,48	1,44	0,48	0,48	0,64

1 — двупироксеновый сланец; 2 — лейкосома того же образца; 6 — гранат-кордиерито
го же образца; 11 — гиперстеновый гнейс; 12 — лейкосома того же образца; 13 — шпинель-
гнейс — диафторит; 16, 17, 18, 19 — лейкосома того же образца (16 — с жильным материалом
гранат-биотитовый гнейс; 27, 28, 29, 30 — лейкосома того же образца; 3, 4, 5, 21—24, 31—44 —
Анализы выполнены в лабораториях ИГГД АН СССР, ВСЕГЕИ, ОПИГФЕМ АН УССР,

$IIIm_2$	$IIIm_2$	$IIIm_2$	$IIIm_2$	$IIIm_2$	$IIIm_2$	$IIIm_2$	$IIIm_2$	$IIIm_2$	$IIIm_2$	$IIIm_2$	$IIIm_2$
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
57,80	73,52	64,64	79,05	67,48	65,58	73,43	73,14	73—56	67,40	85,42	73—64
0,62	0,16	0,86	0,03	0,70	0,94	0,12	0,105	0,09	0,62	0,17	Сл.
19,00	14,64	17,83	11,58	15,64	15,64	14,30	14,77	15,07	15,62	9,41	16,25
2,96	0,16	0,72	0,05	1,00	1,54	0,49	0,09	Сл.	1,74	0,08	0,30
5,03	1,48	5,79	0,46	4,59	5,31	0,71	0,71	0,65	2,93	0,47	0,28
0,13	0,03	0,12	0,01	0,09	0,15	0,03	0,01	Сл.	0,09	0,02	0,01
4,36	0,56	2,26	0,09	2,12	2,28	0,60	0,32	„	1,69	0,16	0,17
6,66	1,11	1,33	0,69	0,90	0,68	0,90	1,25	1,35	2,76	0,78	2,99
1,64	2,98	2,11	2,34	2,34	1,68	2,64	3,60	3,42	3,59	1,44	4,28
2,00	4,32	2,48	4,74	2,14	3,08	5,33	4,62	5,00	2,16	1,44	1,26
0,29	—	—	0,13	0,09	0,105	0,16	0,12	0,11	0,04	—	0,04
—	—	—	—	0,34	0,27	0,07	0,30	0,03	—	—	—
0,10	—	—	0,05	0,02	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	—	—	—
0,16	0,04	0,12	0,10	0,40	0,46	0,19	0,06	Сл.	0,02	0,06	0,08
0,23	0,68	1,38	0,18	1,76	1,85	1,28	0,69	0,41	1,33	0,39	0,93

$IIIm_3$	$IIIm_2$	$IIIm_3$	$IIIm_3$	$IIIm_3$	$IIIm_{2-3}$	$IIIm_{2-3}$	$IIIm_2$	$IIIm_{2-3}$	$IIIm_{3-4}$	$IIIm_{3-4}$	$IIIm_{2-3}$
33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44
72,60	72,78	74,15	73,19	71,99	71,94	72,80	73,81	70,82	72,22	73,96	75,28
0,09	0,15	0,14	0,11	0,006	0,13	0,15	0,11	0,21	0,04	0,06	0,003
15,32	15,24	14,38	14,16	15,04	14,94	15,02	15,23	16,24	15,07	15,45	14,39
0,13	0,23	0,21	1,09	0,36	1,01	0,68	0,43	0,73	0,66	0,41	0,20
0,90	1,20	1,07	0,60	0,18	0,48	0,52	0,80	0,40	0,23	0,70	0,63
0,01	0,01	0,02	0,11	0,04	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,08	0,11
0,28	0,37	0,58	0,77	0,1	0,45	0,30	0,18	0,51	Сл.	0,06	Сл.
1,70	2,31	1,04	0,40	0,14	2,63	1,19	2,92	1,37	1,28	2,18	0,32
2,56	3,77	2,00	3,23	1,50	4,00	2,32	4,16	2,12	3,75	3,75	1,94
5,28	2,93	5,04	5,90	9,66	1,54	5,32	0,78	3,47	4,88	1,35	5,68
0,07	0,03	0,11	—	0,08	0,09	0,1	0,07	0,07	0,07	0,07	0,13
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,04	0,03	Сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,10	0,20	0,10	0,42	—	—	—	—	—	—	—	—
0,47	0,32	0,71	—	0,22	0,51	0,38	0,41	1,60	0,33	0,76	0,69

вый гнейс; 7 — лейкосома того же образца; 8 — гиперстеновый гнейс; 9, 10 — лейкосома то-
кордиеритовый гнейс; 14 — лейкосома того же образца; 15 — гранат-кордиерит-биотитовый
$IIIm_1$); 20 — гранат-дистен-биотитовый гнейс; 25 — амфиболит; 26 — мезосома того образца —
лейкосомы обособленных тел гранитоидов.
ИМГРЭ.

делах. Основной особенностью химизма жильного материала m_2 во всех циклах при прогрессивном ультраметаморфизме является преобладание натрия над калием, но в зависимости от состава субстрата меняется величина общей щелочности (парные пробы 1 и 2, 20 и 22, 25 и 27 в табл. 15). При наложении ультраметагенных процессов на уже мигматизированные породы новый жильный материал m_2 представлен более калиевыми разновидностями гранитоидов (например, пробы 9, 10, 12, 14, 15, 17, 18, 19 в табл. 15).

Субавтохтонные гранитоиды m_3 и m_4 характеризуются относительным накоплением калия по сравнению с лейкосомами m_2, однако эта особенность отчетливо проявлена только для образований, формирующихся в пределах одной литологической разновидности пород. В общем же случае в этих породах абсолютные содержания щелочей разные (см. пробы 24, 28, 29, 33 в табл. 15).

Состав аллохтонных гранитоидов изменяется в широких пределах. В этой группе наряду с калиевыми гранитами средней и повышенной щелочности отмечаются и натриевые низкой щелочности (пробы 34—44 в табл. 15). Такое разнообразие состава аллохтонных гранитоидов может быть связано с существованием местных очагов гранитообразования в наиболее древнем и многократно ретроморфизованном эрзинском комплексе основания, в которых могли происходить анатектические процессы разной интенсивности — инициальные, метатектические, диатектические.

В целом же многократность ультраметагенной переработки пород приводит ко все большему накоплению в гранитоидах калия особенно в обосабливающихся гранитообразующих массах, проявленных в формах субавтохтонных и аллохтонных тел.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Плагиогранит-мигматитовая формация типична только для глубинных зон протогеосинклинальных структур. Комплексы этого типа приурочены к метаморфидам амфиболитовой и реже эпидот-амфиболитовой фации умеренных и низких давлений, развивающихся по вулканогенно-осадочным толщам и в структурно-вещественно преобразованном прогеосинклинальном фундаменте («комплексе основания»).

Для всех комплексов этого формационного типа характерна неразрывная связь и постепенность переходов от гнейсов к мигматитам и далее к автохтонным и субавтохтонным телам гнейсо-гранитоидов, слагающим обширные мигматит-гранитовые поля. Даже в аллохтонном залегании гранитоиды этих комплексов не оказывают существенных контактовых воздействий, т. е. характерна изофациальность гнейсов, мигматитов и гранитоидов.

Состав пород отличается разнообразием, он зависит от состава субстрата, по которому образуются эти ультраметагенные породы, однако в большинстве случаев преобладают и являются характерными лейкосомы мигматитов и граниты существенно плагиоклазового состава. Характерна общность минерального состава

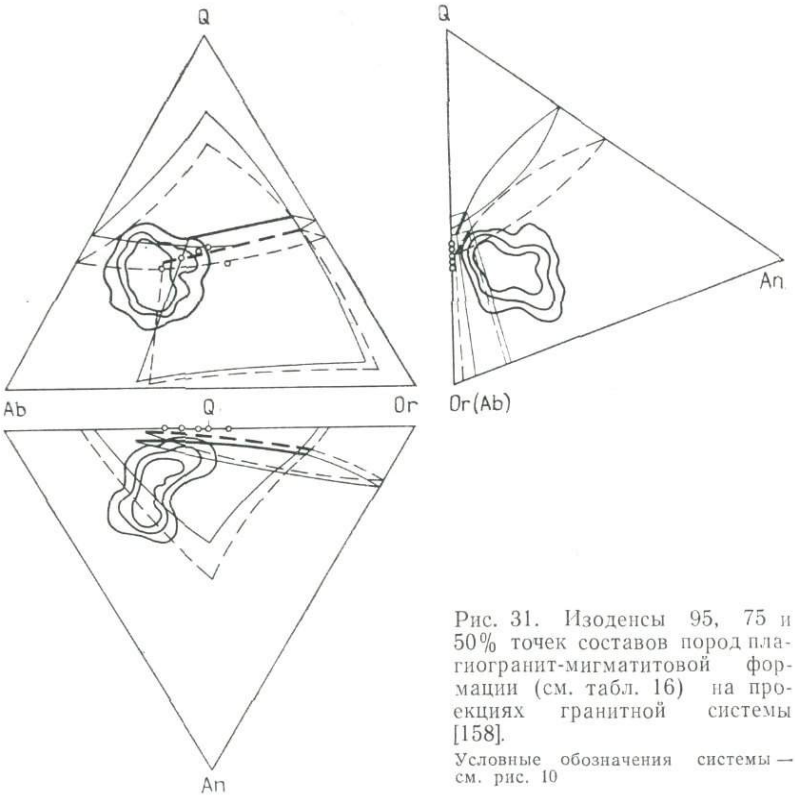


Рис. 31. Изоденсы 95, 75 и 50% точек составов пород плагиогранит-мигматитовой формации (см. табл. 16) на проекциях гранитной системы [158].

Условные обозначения системы — см. рис. 10

гранитоидов, пегматитов, аплитов, мигматитов и гнейсов. Она проявляется как в составах основных породообразующих минералов (плагиоклаза, кварца, биотита, возможных микроклина и амфибола), так и в составах кордиерита, граната и т. п.

Эта зависимость и общность определяются прежде всего тем, что, по данным исследователей, изучавших эти комплексы в разных местах, ведущими петрогенетическими процессами при формировании таких пород являются метаморфическая перекристаллизация и дифференциация, протекающие на месте в условиях квазизакрытой системы. Даже метасоматические процессы, фиксируемые в обнажениях, по нашему мнению, должны быть отнесены к разновидности местной дифференциации, «автохтонному метасоматозу», приводящему к межпластовому перераспределению элементов.

Также следует подчеркнуть, что явления перемещения ультраметагенного гранитообразующего вещества очень незначительные [158] и относятся к разным типам.

С одной стороны, это может быть течение масс пород в результате процесса «механического плавления», намеченного Ф. А. Летниковым [113]. Такой процесс связан с приобретением кислыми

Таблица 16

Химические анализы составов лейкосом мигматитов и обособленных тел гранитоидов плагиогранит-магматитовой формации

Компоненты	Фенно-Карельская							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	66,06	69,60	59,62	63,26	60,48	62,50	63,00	62,74
TiO_2	0,49	0,67	0,88	0,76	0,73	0,42	0,50	0,62
Al_2O_3	14,71	15,22	17,04	15,30	16,85	16,97	16,67	14,98
Fe_2O_3	1,64	0,80	3,09	1,61	2,12	1,79	3,60	2,41
FeO	3,02	2,20	3,45	3,88	3,60	2,74	1,22	3,41
MnO	0,07	0,03	0,09	0,10	0,04	0,13	0,02	0,09
MgO	2,88	1,18	3,52	3,20	3,44	3,36	2,76	3,40
CaO	3,68	2,47	4,46	5,30	5,36	5,48	4,00	5,09
Na_2O	3,40	4,50	3,76	4,53	4,25	4,00	4,73	3,70
K_2O	3,30	3,10	3,19	1,72	2,29	2,28	3,16	2,35
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O_{105}	—	0,02	0,04	—	0,18	0,06	0,08	0,10
П. п. п.	1,24	0,11	1,16	0,64	0,80	0,54	0,80	0,70
Сумма	100,49	99,90	100,30	100,30	100,14	100,27	100,54	99,59
Or	11,5	14,2	9,6	0,00	2,7	4,0	13,1	2,7
Ab	35,3	43,0	41,3	48,4	46,0	42,5	48,2	40,3
An	18,7	10,3	25,3	25,8	28,4	25,4	19,1	26,1
Q	34,5	32,5	23,8	25,8	22,9	28,1	19,6	30,9

Продолжение табл. 16

Компоненты	Восточно-Карельская зона								
	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO_2	57,96	59,42	62,74	64,08	64,36	66,82	68,06	68,18	69,63
TiO_2	0,55	0,49	0,66	0,51	0,40	0,40	0,29	0,30	0,25
Al_2O_3	17,92	16,71	19,47	14,84	15,69	15,03	14,27	18,22	15,26
Fe_2O_3	3,48	2,01	1,18	1,84	1,76	0,80	1,04	0,39	0,08
FeO	3,83	3,88	2,98	3,52	2,88	2,88	2,59	1,85	2,88
MnO	0,09	0,10	Сл.	0,08	0,10	0,06	0,05	Сл.	0,06
MgO	2,86	2,96	1,27	2,11	2,45	2,00	1,80	0,76	0,80
CaO	5,42	5,66	4,29	3,63	4,23	2,57	2,98	2,76	2,74
Na_2O	4,24	4,61	5,55	3,78	4,41	4,38	4,40	4,84	4,17
K_2O	2,72	1,91	1,70	3,75	2,37	3,53	2,86	2,75	2,50
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O_{105}	0,16	0,12	0,67	0,04	0,06	0,06	—	—	0,12
П. п. п.	0,82	1,69	0,04	1,35	1,24	1,00	1,21	0,46	1,06
Сумма	100,05	99,56	100,55	99,53	99,95	99,53	99,55	100,51	99,55
Or	20,0	1,7	11,2	27,0	16,6	23,8	19,9	18,1	16,8
Ab	44,3	57,1	52,1	38,7	44,4	43,0	43,1	44,3	39,3
An	27,3	28,6	23,9	14,8	19,2	12,5	12,2	14,8	13,7
Q	8,4	12,6	12,8	19,5	19,8	20,7	24,8	22,8	30,2

антиклинальная подзона [36]							Восточно-Карельская зона карелид [34]		
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
62,18	63,46	69,80	71,14	69,22	62,97	70,80	71,56	73,90	70,56
0,68	0,56	0,22	0,22	0,32	0,75	0,45	0,32	0,20	0,53
15,46	14,71	16,16	15,42	14,54	16,02	15,00	15,14	14,09	14,35
2,20	2,15	1,46	1,30	0,54	2,00	0,79	0,24	0,65	2,17
3,58	3,26	0,86	1,00	2,40	3,24	1,58	1,61	1,32	1,08
0,08	0,08	—	—	0,03	0,07	0,03	0,02	0,31	0,03
3,14	3,38	0,98	0,90	1,24	1,96	1,00	1,36	0,69	0,50
4,84	4,66	2,80	2,48	2,94	3,70	1,90	2,13	2,05	2,00
4,20	3,55	5,26	4,93	4,08	4,65	3,75	4,85	4,40	4,21
2,69	2,60	1,92	2,08	3,23	2,43	4,19	2,95	2,70	3,88
—	—	—	—	—	0,38	—	—	—	—
0,17	0,15	—	0,12	0,02	0,14	0,02	—	—	0,06
0,01	0,79	0,88	0,94	1,00	1,38	1,04	0,37	0,24	1,00
99,23	99,35	100,34	100,53	99,56	99,69	100,55	100,55	100,55	100,37
7,3	5,3	11,4	9,5	14,8	7,7	21,9	13,3	12,8	21,8
44,9	38,0	51,8	44,3	38,8	48,4	35,3	44,9	39,2	38,1
23,6	24,0	14,3	11,7	13,9	18,1	8,1	8,0	9,4	8,4
24,2	32,7	22,5	34,5	32,5	25,8	34,7	33,8	38,6	31,7

карелид [34]			Становая складчатая система [37]						
28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
70,20	71,42	73,78	72,90	71,74	71,60	71,37	69,0	68,84	64,86
0,14	0,22	0,13	0,14	0,16	0,25	0,14	0,23	0,19	0,5
15,56	14,29	15,63	15,80	14,88	14,75	16,01	16,41	18,21	17,50
0,48	0,91	0,49	0,65	1,26	1,45	0,48	0,98	0,33	1,42
1,87	1,22	0,43	0,58	0,56	0,72	0,43	0,57	0,86	2,64
0,07	0,04	0,03	0,02	Сл.	0,01	0,02	0,04	0,02	0,07
0,91	1,10	0,10	0,10	0,30	0,84	0,18	0,91	0,20	1,50
2,29	2,75	1,52	1,38	1,64	2,26	1,28	1,94	2,48	3,10
4,43	5,00	3,48	4,24	4,00	3,56	5,09	3,96	5,14	4,52
2,34	2,40	4,37	4,12	4,74	3,64	4,86	4,88	3,30	3,08
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,02	—	0,04	0,04	0,04	0,04	0,12	0,10	0,02	0,08
1,17	0,73	0,38	0,40	0,42	0,42	0,34	0,54	0,38	0,44
99,48	100,08	100,38	100,37	99,74	99,54	100,32	99,56	99,97	99,71
14,8	15,1	27,2	25,4	28,9	22,5	29,4	30,8	20,4	20,7
41,2	46,2	30,5	37,0	35,4	32,4	43,7	36,3	45,1	43,3
12,6	10,3	7,8	7,2	8,4	12,2	6,5	10,1	13,1	17,3
31,4	28,4	34,5	30,4	27,3	32,9	20,4	22,8	21,4	18,7

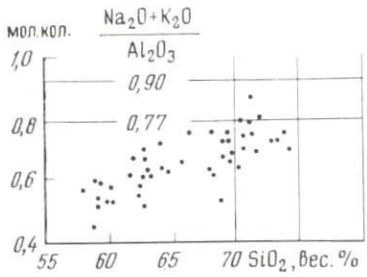


Рис. 32. Составы тех же пород на диаграмме К. Б. Зарянова [158].

На диаграмме показаны интервалы субщелочных пород (по горизонтали) и собственно гранитов (по вертикали)

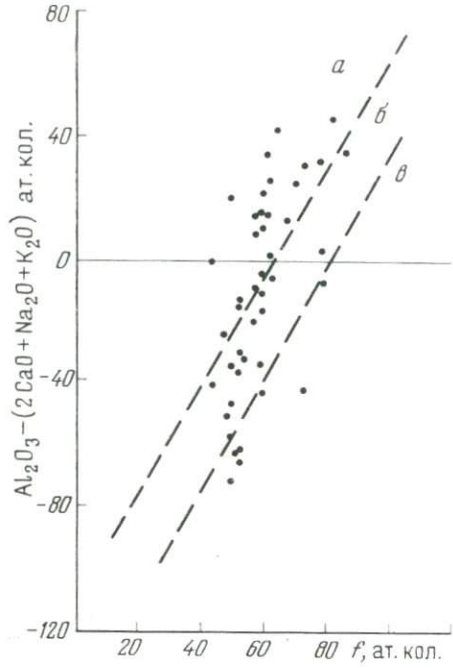


Рис. 33. Те же породы на диаграмме В. А. Кутолина [98].

Поля «литогенных» (*а*), «промежуточных» (*б*) и «базальтоидных» (*в*) ассоциаций

породами свойств квазирасплава особенно в условиях α-, β-перехода кварца (при температуре 524° С), когда кварц по своим механическим свойствам приближается к состоянию жидкости.

С другой стороны, это изменение кварца сопровождается приращением объема, что, по нашему мнению, может приводить к началу инверсии режима, на определенной стадии к уменьшению общего давления, началу анатектического выплавления кислых магм. Усиление анатексиса ведет к еще большему увеличению объема и способствует поднятию (инверсии) структур. Продукты такого анатексиса также описываются в комплексах данного формационного типа [158].

В результате всех этих внутрикоровых гранитообразующих процессов формируется сложная ассоциация пород мигматит-гранитовых полей. По химизму лейкосомы мигматитов и гранитоиды этой формации являются щелочноземельными и существенно натриевыми (табл. 16, рис. 31, 32). На развертках гранитного тетраэдра эти породы приурочены к плагиоклазовому объему, являются некотектическими, предельно многокомпонентными.

Для тех пород, которые были анатектическими, прошедшими стадию расплава, такое положение точек в тетраэдре вдали от области «М» свидетельствует, что они являются продуктами равновесной изобарической кристаллизации в условиях режима длительного квазитермостатирования. Это согласуется с данными по сходству минеральных парагенезисов гранитоидов этой формации

и пород субстрата, изофациальности тех и других в *рт*-условиях ультраметаморфизма амфиболитовой фации.

Очень показательно, что на диаграмме В. А. Кутолина [98] (рис. 33) породы этой формации располагаются в основном в поле «литогенных гранитоидов», что согласуется с представлением об их образовании в пределах гранито-гнейсового слоя земной коры.

Однако это «образование» очень часто следует понимать как внутрикоровое преобразование. Особенно интересна изохимическая трансформация в мигматит-граниты кислых и средних вулканитов лептитовой формации и интрузивных плагиогранитоидов, для которых источники магм являются, видимо, глубинными. В предыдущих главах этой книги, а также в недавних работах [111, 158] было показано, что эти продукты раннего магматизма играют значительную роль в строении доорогенного протогеосинклинального субстрата. Поэтому здесь очень важно подчеркнуть, что материальной основой орогенного внутрикорового мигматит-гранитообразования является доорогенное глубинное магматическое вещество.

Липарит-андезит-базальтовая формация

Эта формация образуется в чрезвычайно напряженной тектонической обстановке, обусловленной сочетанием контрастных тектонических движений (нисходящих и преобладающих восходящих), в результате которых некогда достаточно единая протогеосинклинальная структура распалась на серию сопряженных геоантиклинальных поднятий и прогибов. Формация изучена слабо и в подавляющем большинстве докембрийских складчатых областей вообще не выделяется, поэтому она, естественно, не может пока рассматриваться, как определенный формационный тип. Она выделяется только в Карелии, где к ней относятся вулканогенные и субвулканические образования, имеющие, по мнению большинства исследователей, раннепротерозойский возраст (сумийский отдел нижнего протерозоя). На Кольском полуострове к данной формации, по-видимому, могут быть отнесены близкие по фациям, составу и возрасту образования тундровой серии нижнего протерозоя.

Для фанерозойских подвижных зон отмечается, что подобные по геотектоническому режиму формации андезит-базальтовых порфиритов, диабазовых порфиритов, липаритовых порфиров имеют сложный и пестрый состав, обусловленный, с одной стороны, характером собственно геосинклинальной магматической истории, а с другой — сложными, контрастными тектоническими движениями на инверсионной стадии развития геосинклиналей [129].

В Карелии формация представлена метавулканитами базальтового и андезит-базальтового состава, в меньшей степени — метаморфизованными породами дацит-липаритового состава, а также субвулканическими телами габброидов и кварцевых порфиров, тесно пространственно и парагенетически связанных с этими

вулканитами. Вулканогенные образования формации входят в состав двух синхронных серий карелид — тунгудско-надвоицкой * и большезерской, сохранившихся от размыва только в крупных синклинорных структурах, в таких как Восточно-Карельской, особенно в ее центральной и юго-восточной частях, в Северо-Карельской (Куола-Панаярвинская и Соваярвинская синклинали) и в Западно-Карельской (в Большезерской синклинали, Кумсинской, Костомукшской и Гимольской синклинальных структурах).

Геолого-петрографическая характеристика формации опирается на личные материалы авторов и на литературные данные по Карелии К. О. Кратца, Л. Я. Харитонова, М. А. Гиляровой, В. А. Соколова, А. И. Богачева, В. З. Негруца и др.

Вулканогенные образования формации в Северо-Карельской и Восточно-Карельской синклинорных зонах входят в состав четырех осадочно-вулканогенных свит: ниваярвинской, тунгудской, шуезерской и лежевозерской.

Ниваярвинская свита развита в меридиональном отрезке Куола-Панаярвинской зоны карелид и в меньшей степени в ее широтной части. На первом участке свита представлена в основном массивными и сланцеватыми амфиболитами, амфиболовыми и биотит-амфиболовыми сланцами с подчиненными им метадиабазами, метамандельштейнами и метаморфизованными осадочными породами. Наблюдаются постепенные переходы метадиабазов и метамандельштейнов в зеленые сланцы и амфиболиты. Общая мощность свиты достигает 1500—1600 м.

В широтном отрезке Куола-Панаярвинской структуры ниваярвинская свита отличается значительно меньшей мощностью (600—700 м), более низкой степенью метаморфизма слагающих ее пород (зеленосланцевая фация). Внутренняя структура свиты характеризуется наличием двух сложных покровов метаэффузивов основного, отчасти среднего, состава, переходящих в зеленые сланцы, разделенных пластообразными интрузивными залежами кварцевых порфиров и кератофиров. Нижняя часть каждого из покровов сложена метадиабазами с «прослоями» диабазовых брекчий, а верхняя — метамандельштейнами, связанными с метадиабазами постепенными переходами. В основании свиты залегают базальные конгломераты гранитного состава, а в самых верхах — покровы кварцевых порфиров.

В Шуезерском синклинории в основании тунгудской свиты залегает базальный горизонт кварцитов, кварцитовидных сланцев и конгломератов мощностью 150—200 м, коррелирующийся с конгломерато-кварцитовыми отложениями ниваярвинской свиты. Выше лежит мощная (до 1600 м) вулканогенно-сланцевая толща ме-

---

* В последнее время геологи Кар. фил. АН СССР, в том числе один из авторов очерка А. И. Голубев, включают в состав вулканогенного комплекса, названного ими сумийским, не всю тунгудско-надвоицкую серию, а только верхнюю часть ее (кислые эффузивы) и относят этот комплекс к липарит-дацитовой формации *(прим. ред.)*.

тадиабазов, метамандельштейнов, метапорфиритов и зеленых сланцев разнообразного состава.

В Шомбозерской структуре метавулканиты верхней части тунгудской свиты имеют более высокую степень метаморфизма (эпидот-амфиболитовая фация и дистен-ставролитовая субфация амфиболитовой фации) и соответственно с этим представлены в основном сланцевыми амфиболитами, амфиболовыми и биотит-амфиболовыми сланцами. К разломам, осложняющим эту структуру, приурочены маломощные (от первых сотен до 600 м при длине до 5—10 км) субвулканические интрузии кварцевых порфиров и кварцевых кератофиров. Наиболее крупные тела их (длина 15—18 км, мощность до 1 км) зафиксированы в Кургиевской моноклинали.

Шуезерская свита в одноименном синклинории отделена от нижележащей тунгудской покровами кварцевых порфиров и кварцевых кератофиров, объединяемых в лежевозерскую свиту, мощность которой достигает 300—550 м. В основании шуезерской свиты залегает горизонт конгломератов с глыбами и галькой кварцевых кератофиров. По вещественному составу шуезерская свита аналогична тунгудской, но по мощности (500—600 м) резко уступает последней.

Внутренняя структура тунгудской и шуезерской свит пока еще слабо изучена. Можно лишь указать на наличие здесь серии покровов метаэффузивов слабо дифференцированного строения с преимущественным развитием в нижней части равномернозернистых метадиабазов, а в верхней — метамандельштейнов. Мощность отдельных покровов измеряется первыми десятками метров.

В крайней восточной части Восточно-Карельской синклинорной зоны (в пределах Ветреного Пояса) вулканогенные образования рассматриваемой формации также представлены метавулканитами основного и среднего состава и развивающимися по ним зелеными сланцами с прослоями туфов и туфобрекчий. По данным А. И. Богачева и др., суммарная мощность этой вулканогенной толщи измеряется несколькими километрами. В строении ее участвует целая серия покровов лав, переслаивающихся с туфогенными породами. Мощность покровов варьирует от нескольких метров до 50—60 м. Центральная часть их сложена мелко- или среднезернистыми метадиабазами, а подошва и кровля миндалекаменными разновидностями последних, причем в кровле часты типичные метамандельштейны, лаво- и шлакобрекчии диабазов.

В Западно-Карельской синклинорной зоне вулканогенные образования сумийского времени наиболее уверенно выделяются в самостоятельную большезерскую серию в районе оз. Большезеро, где они, по данным М. М. Стенаря, отделены перерывом и угловым несогласием от подстилающих образований гимольской серии и перекрывающих среднепротерозойских комплексов. В составе большезерской серии выделяются две свиты (толщи): нижняя — метапирокласты среднего (андезит-дацитового) и кислого (кварцевые порфиры и альбитофиры) состава с гранитными конгломе-

ратами в основании и верхняя — толща основных метавулканитов, диабазовых брекчий и зеленых сланцев, залегающих с угловым несогласием на всех более древних образованиях, в том числе и на метапирокластах нижней толщи.

В Кумсинской тектонической структуре, детально изученной А. П. Световым и А. Н. Голубевым, к вулканогенным образованиям сумия достаточно надежно может быть отнесена мощная (до 1750 м) толща лав базальтового и андезит-базальтового состава, насчитывающая от 30 до 37 потоков и покровов, мощность которых колеблется от 10 до 50 м, прослеженная длина по простиранию до 30 км. В разрезе лавовой толщи выделяются шесть горизонтов, каждый из которых состоит из нескольких лавовых покровов и потоков. В пределах этих горизонтов имеет место постепенная, однонаправленная смена текстурно-структурных особенностей пород, выражающаяся в локализации в основании горизонтов однороднозернистых метадиабазов, а в кровле типичных метамандельштейнов, метапирокластов и шлаковидных диабазовых лав. Аналогичное строение имеют отдельные мощные потоки и покровы лав.

Наблюдения над внутренним строением лавовой толщи, отдельных лавовых потоков и покровов, их текстурно-структурными особенностями позволяют говорить о том, что в процессе лавовых излияний изменялся характер вулканической деятельности от спокойных подводных излияний гавайского типа основной легкотекучей лавы (КЭ 4—6%) до взрывных, напряженных извержений лавы с повышенной вязкостью, сопровождающихся выбросами разновеликого пирокластического материала (КЭ 15—25%), т. е. с признаками извержений стромболианского типа [47].

Лавовые потоки и покровы сложены мелко- и среднезернистыми метадиабазами, диабазовыми метапорфиритами, реже андезитовыми и дацитовыми метаморфиритами, диабазовыми метамандельштейнами и лавобрекчиями, шаровыми лавами диабазов.

Учитывая однотипность одинаковых по основности вулканогенных пород липарит-андезит-базальтовой формации для разных тектонических структур, ниже приводится обобщенное петрографическое описание их главных разновидностей.

Метадиабазы всегда в той или иной степени рассланцованы, обладают бластоофитовой или апоинтерсертальной структурой. Относительно редко, при более значительной перекристаллизации, сопровождающейся интенсивной альбитизацией плагиоклаза и уралитизацией пироксена, метадиабазы приобретают грано- и нематобластические структуры. Текстура метадиабазов массивная или миндалекаменная. Главные минералы: альбит и актинолит (уралит), реже обыкновенная роговая обманка, иногда с мелкими реликтами моноклинного пироксена. Второстепенные, но постоянно присутствующие минералы: эпидот, биотит, кварц, хлорит, кальцит. Акцессорные — титаномагнетит, сфен, реже апатит и циркон. Количество титаномагнетита доходит до 2—3%.

Диабазовые метапорфириты характеризуются присутствием лейстовидных и таблитчатых вкрапленников альбита размером 3—5 мм по длинной оси, развивающихся в микродиабазовой, чаще в микрогранонематобластовой основной массе, сложенной альбитом, актинолитом, биотитом, хлоритом, эпидотом и кварцем. Текстура массивная или миндалекаменная.

Андезитовые и дацитовые метапорфириты встречаются спорадически, отличаются от метадиабазов присутствием в заметном количестве первичного кварца и бластопорфировой структурой с андезитовой, гиалопилитовой или фельзитовой структурой основной массы. Во вкрапленниках — альбит и кварц.

Диабазовые метамандельштейны (пенистые лавы) отличаются обилием (более 50%) миндалин, имеющих различную форму и выполненных кварцем, альбитом, эпидотом, реже биотитом, карбонатом и сульфидами (пиритом, халькопиритом, халькозином). Выполнение миндалин бывает как мономинеральное, так и полиминеральное (зональное). Основная ткань метамандельштейнов имеет реликтовую микродиабазовую или спилитовую структуру, а по минеральному составу отвечает метадиабазу.

Лавобрекчии имеют брекчиевидную, миндалекаменную, часто полосчатую текстуру. Обломки размером до 3—5 см и более имеют тот же состав, что и цементирующая их масса базальтового и андезит-базальтового, реже собственно андезитового, состава. Форма обломков угловатая, округлая или неправильная, расположение их беспорядочное. В цементирующей массе наблюдаются интенсивные вторичные изменения (биотитизация, хлоритизация, карбонатизация, эпидотизация, окварцевание), нередко превращающие ее в слюдисто-кремнисто-кальцитовый агрегат.

Шаровые лавы диабазов встречаются редко. «Шары» имеют эллипсоидальную, караваеобразную, неправильную форму и размер по длинной оси от 0,3—0,5 до 1,0—1,5 м. В «шарах» наблюдается нечеткая зональность: по периферии тонкая (до 0,7 см) кайма корочки закалки, затем зона миндалекаменных пород с миндалинами кварца, хлорита; центральная часть шаров сложена метадиабазами массивной текстуры. Основная масса породы в шарах состоит из лейст альбита и иголочек актинолита. Цементирующая масса — мелко раздробленный лавовый материал базальтового и андезит-базальтового состава, часто окварцованный.

Метапирокласты ассоциируют с лавами как в разрезе, так и по латерали. Среди них выделяются агломераты и туфы.

Агломераты — это мелко-, средне и крупнообломочные породы. Они залегают среди лавовых потоков в виде пластов мощностью от 5—10 до 100—150 м. Породы иногда слоистые (чередование слоев различного по размеру обломочного материала). Крупные обломки (0,2—0,6 м) имеют угловато-округлую, округлую или неправильную форму; представлены они афанитовыми метадиабазами, диабазовыми метапорфиритами и вариолитами. Изредка встречаются обломки и глыбы гранита размером от 3—15 см до 5—7 м. Алевро-псаммитовая фракция агломерата (за-

полнитель) представлена мелкими обломочками того же состава, сцементированными кварц-эпидот-кальцитовой массой с биотитом.

Туфы — это неслоистые мелко- и тонкообломочные породы. Соотношение компонентов в них меняется от витрокластических, кристалло-витрокластических до кристалло-литовитрокластических туфов. Туфы образуют однородные пласты мощностью 5—10 м. По химическому составу отвечают базальтам, андезит-базальтам, андезитам, реже дацитам.

В локальных зонах повышенной тектонической активности эти породы превращаются в метаморфические породы: альбит-актинолитовые и альбит-эпидот-актинолитовые сланцы, альбит-биотит-актинолитовые сланцы с эпидотом и без него, мелкозернистые, иногда порфиробластические амфиболиты (массивные и сланцеватые).

Эти метаморфические породы обычно не содержат реликтов первичных магматических минералов и структур, но их эффузивная природа в большинстве случаев легко устанавливается по реликтам шаровой отдельности, миндалекаменной текстуры, теневым диабазовым и спилитовым структурам, а также по наличию постепенных переходов данных пород в метадиабазы.

Амфиболиты обладают гранобластическими, изредка порфиробластическими структурами. Главные минералы: плагиоклаз (от № 25 до №35), обыкновенная зеленая роговая обманка и кварц. Второстепенные — биотит, эпидот, хлорит, кальцит. Зеленые сланцы альбит-актинолитового и альбит-биотит-актинолитового состава имеют, как правило, реликтовую миндалекаменную текстуру и обладают игольчато-микролитовой, чаще микролепидогранобластической или фибробластической структурой.

Кислые породы липарит-андезит-базальтовой формации представлены кварцевыми порфирами, в меньшей степени — кварцевыми кератофирами, проявленными в эффузивной, субвулканической и пирокластической фациях.

Довольно детальная петрографическая характеристика их приведена в работах М. А. Гиляровой, А. С. Войнова, А. С. Пекки и Т. К. Кулмана, В. В. Фиженко и В. М. Шемякина.

Покровные кварцевые порфиры и кварцевые кератофиры — это мелкозернистые породы серицит-кварц-полевошпатового состава, в той или иной степени карбонатизированные и биотитизированные. Они обладают бластопорфировой, иногда фельзитовой, чаще лепидогранобластовой структурами. Изредка в них наблюдаются перлитовые трещины, а также реликты флюидальной текстуры. Вкрапленники в этих породах представлены альбитом, альбит-олигоклазом или микроклином. Размер их варьирует от 1 мм до 1—1,5 см, количество различно в разных частях разреза лавового потока (обычно от 10 до 25%). Основная масса кварцевых порфиров и кварцевых кератофиров сложена кварцем, микроклином, альбитом, альбит-олигоклазом. Вторичные минералы: мусковит, серицит, хлорит, биотит, карбонат; акцессорные — апатит, сфен, циркон, турмалин, реже гранат.

Лавовая природа данных образований подчеркивается наличием в кровле лавовых потоков горизонтов туфов и туфобрекчий. Участками отмечается переслаивание массивных разновидностей пород с туфобрекчиями, туфами и агломератами аналогичного состава и частая фациальная смена их по простиранию. Все это говорит о генетическом родстве лавовых и пирокластических фаций этих пород и их одновременном образовании.

Вопрос о происхождении этих кварцевых порфиров и кварцевых кератофиров долгое время оставался дискуссионным. Первоначально, когда не было доказано наличие покровных и пирокластических фаций этих пород, а были известны только интрузивные тела кварцевых порфиров, большинство исследователей рассматривали их как жильные (частью субвулканические) аналоги плагиомикроклиновых и существенно микроклиновых (калиевых) карельских гранитов. В настоящее время установленная эффузивная и субвулканическая природа кварцевых порфиров и кварцевых кератофиров, тесная пространственная и временная связь их с метавулканитами основного и среднего состава липарит-андезит-базальтовой формации и существование в составе последней пород промежуточного (переходного) состава, таких как андезит-базальты, андезит-дациты, липарит-дациты, позволяют рассматривать кварцевые порфиры и кварцевые кератофиры как кислые члены генетически единого липарит-дацит-андезит-базальтового ряда.

Субвулканические тела метагаббро и метагаббро-диабазов сопровождают вулканогенные образования сумия во всех без исключения структурах, будучи с ними пространственно и парагенетически тесно связанными. Эти тела совместно с вмещающими вулканитами испытали складчатость и региональный метаморфизм, главным образом в условиях зеленосланцевой фации. Наиболее широко они развиты в районе оз. Панаярви, и поэтому условно названы панаярвинским интрузивным комплексом.

Комплекс представлен пластовыми и линзообразными согласными, реже согласно-секущими интрузивными телами, прослеженная длина которых варьирует от 2 до 15—20 км, а ширина от 1 до 3 км. Нижняя возрастная граница интрузий датируется эруптивными контактами их с породами сумия, ксенолиты которых они нередко содержат, а верхняя определяется пересечением их раннепротерозойскими калиевыми гранитами комплекса Нуорунен и дайками основных пород (лейкогаббро-диабазов) среднего протерозоя.

Тела метагаббро и метагаббро-диабазов имеют обычно однородное строение. Только в наиболее мощных телах краевые зоны сложены мелкозернистыми метагаббро-диабазами, а центральная средне- и крупнозернистыми метагаббро.

По внешнему облику — это темно-зеленые до черных породы, массивного, реже сланцеватого сложения. В краевых частях интрузивных тел они часто превращены в сланцеватые ортоамфиболиты, амфиболовые и альбит-актинолитовые сланцы.

От вмещающих метадиабазов интрузивные метагаббро и метагаббро-диабазы отличаются меньшей степенью переработки первичной магматической структуры и состава. Для них характерно полнокристаллическое строение с развитием бластогаббровой, бластогаббро-диабазовой, бластоофитовой структур, отсутствие интерсертальных структур, частые реликты моноклинного пироксена, а иногда и основного плагиоклаза. Главные минералы этих пород представлены альбитом и актинолитом, иногда встречается обыкновенная зеленая роговая обманка и реликты моноклинного пироксена. Обилен эпидот-цоизит, реже встречается серицит, хлорит, биотит, кварц. Акцессорные минералы — титаномагнетит и сфен в количестве до 5—6%.

Анализ собранного из различных источников петрохимического материала (табл. 17) позволяет наметить следующие наиболее характерные черты химизма пород липарит-андезит-базальтовой формации.

1. Геолого-петрографические и петрохимические данные свидетельствуют о том, что главную роль в составе формации играют метавулканиты и субвулканические породы андезит-базальтового и собственно базальтового состава. Субвулканические габброиды близки к среднему (по Дэли) типу габбро (диабазу). Подчиненное положение занимают аналогичные по фациям образования

Таблица 17

Средние составы пород липарит-андезит-базальтовой формации Карелии

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	50,94	57,40	66,60	72,01	50,54	58,12
TiO_2	1,07	0,71	0,59	0,63	0,74	0,85
Al_2O_3	14,79	15,21	14,83	12,44	13,34	14,22
Fe_2O_3	2,50	2,41	1,72	1,50	2,25	2,49
FeO	9,62	6,25	3,65	2,63	8,39	6,42
MnO	0,19	0,14	0,08	0,02	0,22	0,14
MgO	5,72	4,82	2,28	0,77	9,97	5,01
CaO	7,89	5,38	1,88	1,89	8,23	5,56
Na_2O	3,12	4,45	4,77	2,94	2,13	3,53
K_2O	1,00	1,18	2,23	3,96	0,75	1,54
f	0,68	0,64	0,70	0,73	0,51	0,64
Fe_2O_3/FeO	0,26	0,34	0,47	0,57	0,27	0,39
Na_2O+K_2O	4,25	5,75	7,10	6,90	2,88	5,07
Na_2O (Na_2O+K_2O)	0,76	0,79	0,68	0,43	0,74	0,70
Количество проб	11	19	10	12	18	70

1—4 — метавулканиты сумийского комплекса (1 — метабазальты, 2 — метаандезиты, 3 — метадациты, 4 — кварцевые порфиры); 5 — метагаббро и габбро-амфиболиты сумия; 6 — среднее по формации.

среднего и кислого — дацит-липаритового — состава. Средний состав формации, видимо, близок к андезит-базальту, причем наиболее кислые субвулканические породы представлены кварцевыми порфирами. Спорадически встречаются породы промежуточные — кератоспилиты, андезит-дациты, липарит-дациты.

2. Эффузивные и субвулканические члены формации, имеющие основной состав, обнаруживают большое сходство между собой по многим петрохимическим параметрам, что подтверждает их тесную пространственную и временную связь и комагматичность. Фациальные особенности химизма метавулканитов выражены повышенной по сравнению с метагабброидами щелочностью, пониженной магнезиальностью и известковистостью.

3. Метавулканиты и субвулканические образования кислого состава по химизму практически не различаются. И те и другие относятся к породам, пересыщенным кремнеземом, бедными щелочами. Они характеризуются резким преобладанием железа над магнием, что определяет высокую общую железистость пород. Соотношение щелочей в них непостоянно — встречаются как существенно калиевые, так и натриевые разновидности.

4. В целом все породы формации относятся к известково-щелочной серии с некоторым отклонением отдельных разновидностей к щелочным составам и характеризуются низким коэффициентом окисленности железа, отражающим, по-видимому, слабое парциальное давление кислорода в родоначальном магматическом расплаве.

Габбро-анортозитовая формация *

Характерной особенностью, определяющей отнесение конкретных габбро-анортозитовых комплексов к данной формации, является их приуроченность к крупным разломам или зонам глубинных разломов, разделяющим структурные блоки земной коры. При этом по тектоническому положению выделяются два типа анортозитовых массивов. К первому типу относятся массивы, расположенные в переходной зоне между древней протоплатформой и ее складчатым обрамлением. Таков, например, Джугджурский массив на Охотском побережье. Ко второму типу относятся анортозитовые массивы, размещенные в зонах разломов внутри щитов. К массивам этого типа относятся анабарские интрузии анортозитов и ряд массивов на Кольском полуострове.

ДЖУГДЖУРСКИЙ МАССИВ

Анортозитовый массив хр. Джугджур является наиболее крупным массивом Джугджуро-Станового анортозитового пояса, окаймляющего с юга и юго-востока Алданский щит. Подобно многим другим автономным анортозитам, джугджурские породы ло-

* Вводный текст написан Е. В. Шарковым.

кализованы среди гнейсов и кристаллических сланцев гранулитовой фации и пространственно ассоциируют с близкими по возрасту, но более поздними чарнокитами, мангеритами и гранитами [105, 108].

Метаморфические породы, вмещающие джугджурские анортозиты, являются одними из наиболее глубинных и высокотемпературных образований, известных на земной поверхности. Среди преобладающих двупироксеновых кристаллических сланцев здесь встречены гнейсы, содержащие магнезиальный гранат и высокотитанистый биотит, гранат-силлиманит-шпинелевые и гранат-гиперстен-силлиманитовые мезопертитовые гнейсы и эклогитовые кристаллические сланцы. Сформировались они, судя по соответствующим геотермометрам, при температурах не менее 750° С и давлении более 10 кбар [110]. Возраст метаморфитов, вмещающих анортозиты и присутствующих в них в виде ксенолитов, архейский. Радиологический возраст анортозитов, датируемый свинцовым методом по апатиту, составляет 2,25 млрд. лет [207].

В схеме эволюции метаморфизма архея Алданского щита, намеченной А. А. Маракушевым [121], становление анортозитовых плутонов можно отнести к началу периода восходящих движений, кульминация которых совпала с широким развитием гранитизации, охватившей и анортозиты. Результатом ее было появление мезопертитовых чарнокитов, мангеритов и аляскитовых гранитов. Позже возникли гранитоиды повышенной щелочности, пространственно ассоциирующие с двугджурскими анортозитами. Они объединены в улканский комплекс и сформировались, по данным определений изотопного возраста, в интервале 1,55—2,00 млрд. лет.

Джугджурский анортозитовый массив покровами мезозойских эффузивов разделен на две части — Геранскую и Лантарскую. Границы его с вмещающими метаморфическими образованиями, как правило, тектонические. На участках же непосредственных контактов (верховья рек Учур, Курунг, Быстрой) среди архейских кристаллосланцев появляются неправильные линзы и маломощные прослои мономинеральных плагиоклазитов, а анортозиты обогащаются темноцветными минералами и содержат ксенолиты метаморфитов.

Структуры метаморфических толщ архея, контактирующих с анортозитами в юго-западной части массива, имеют субширотное простирание с падением на северо-запад под углами 20—30°. Это достаточно близко соответствует элементам залегания первичной полосчатости и линейных структур в анортозитах. Несколько большими оказываются лишь углы падения полосчатости анортозитов (чаще всего 30—80°), причем она в обеих частях массива почти в точности следует направлению вытянутости их. На этом основании предполагается, что Джугджурский анортозитовый массив представляет собой моноклинальное пластообразное тело [105, 108], с чем согласуются и результаты предварительных гравиметрических исследований [101]. Лантарская часть, по-видимому, эродирована значительнее Геранской и представляет собой более глу-

бинные зоны массива. В какой-то мере об этом свидетельствует положение линейных структур в анортозитах, почти повсеместно погружающихся в юго-западном и западном направлениях под небольшими углами (5—15°).

Схематически в пределах Джугджурского анортозитового массива можно наметить три зоны, различающиеся между собой по составу слагающих их пород и вытянутые в виде полос северо-восточного простирания.

Центральная зона Геранской части массива и северная Лантарской сложены преобладающими анхимономинеральными анортозитами, среди которых встречаются многочисленные включения («шлиры») норитов, габбро-норитов, габбро, пироксенитов и габбро-пегматитов.

Южная зона в обеих частях массива характеризуется более значительным развитием меланократовых пород, среди которых в виде небольших изометричных и линзовидных тел встречаются анхимономинеральные анортозиты и основные пегматиты. В пределах Геранской части к этой зоне приурочены тела оливиновых пироксенитов, габбро-пироксенитов и габбро, содержащих скопления ильменита и титаномагнетита.

Северо-западная краевая зона выделяется только в пределах Геранской части и сложена анортозитами и многочисленными телами более меланократовых габброидов. Здесь же встречаются титаномагнетит- и ильменитсодержащие оливиновые габбро и габбро-пироксениты, сравнительно широко развиты анортозиты с трахитоидной текстурой, а также присутствуют ксенолиты архейских пироксенсодержащих кристаллических сланцев и гнейсов.

Породы Лантарской части Джугджурского анортозитового массива по сравнению с Геранскими характеризуются более высокой основностью плагиоклаза и меньшей железистостью пироксенов. Анхимономинеральные анортозиты здесь сложены крупными порфиробластическими зернами лабрадора № 57—67 и более мелкими андезина и андезин-лабрадора № 45—53. В меньшем количестве (менее 10%) присутствуют гиперстен (f=32—35%) и авгит (f=28—34%). Рудные минералы представлены ферриильменитом, титаномагнетитом и пирротином.

В составе норитов, габбро-норитов и габбро (лейко- и меланократовых) развиты лабрадоры преимущественно № 57—68. Часть пород сложена еще более основным плагиоклазом (№ 70—81). К ним относятся некоторые нориты с офитовой структурой. Менее основные плагиоклазы № 50 характеризуют вторично измененные, осветленные габброиды. Темноцветные минералы представлены гиперстеном (f=29—42%), авгитом (f=13—39%) и рудными: ферриильменитом, титаномагнетитом, пирротином, халькопиритом и иногда пиритом. Ортопироксен местами образует реакционные каймы с клинопироксеном и вростки в моноклинном пироксене, постепенно переходящие в реакционные каймы. В свою очередь гиперстен нередко заключен в оболочку моноклинного пироксена.

Основные пегматиты (анортозит-пегматиты, норит-пегматиты, габбро-норит-пегматиты) чаще всего образуют округлые, слабо удлиненные, с неправильными контурами тела размером в поперечнике от 0,5 до 8—10 м. Встречаются также жилы мощностью от 5—10 см до 4 м и более и слоеподобные обособления. Сложены они лабрадором № 53—65, содержащим местами антипертиты калишпата, авгитом (f=15—39%) и гиперстеном (f=21—36%). Длина их зерен варьирует от 1—2 до 15—30 см. К пироксеновым скоплениям и к промежуткам между кристаллами плагиоклазов часто приурочены небольшие (до 10—15 см в поперечнике) гнезда ферриильменита и титаномагнетита, иногда с пирротином и другими сульфидами. Во многих образцах основных пегматитов между плагиоклазом и авгитом наблюдаются двойные реакционные каймы, сложенные гиперстеном (развивается по авгиту) и лабрадор-битовнитом и битовнитом № 72—80 (развиваются по лабрадору).

Пироксениты и габбро-пироксениты имеют ограниченное распространение в поле развития лантарских анортозитов. Они образуют линзы, неправильные изометричные обособления, жилы (мощностью до 0,6 м) и в большинстве случаев тесно ассоциируют с норитами и габбро-норитами, слагая внутренние части их тел и имея с ними постепенные переходы. Преобладают в этих породах гиперстен (f=18—31%) и авгит (f=37%). Плагиоклаз (№ 49—55) присутствует в незначительном количестве. Рудные минералы представлены ильменитом, титаномагнетитом и пирротином.

В менее эродированной Геранской части Джугджурского анортозитового массива анхимономинеральные анортозиты сложены порфирокластическим лабрадором № 58—62 и более мелкими зернами андезина и андезин-лабрадора № 45—54. Пироксены в них представлены почти исключительно гиперстеном (f=32—53), который часто содержит вростки клинопироксена и иногда замещается им по периферии. Встречаются также индивидуализированные зерна авгита (f=36—40). Среди рудных минералов преобладает ферриильменит. Наряду с ним в пироксене и плагиоклазе присутствуют магнетит и иногда пирротин.

Лейкократовые габбро, габбро-нориты и нориты, подобно анхимономинеральным анортозитам, содержат порфирокласты лабрадора № 55—65, неравномерно распределенные среди андезиновых и андезин-лабрадоровых (№ 38—53) зерен меньших размеров. Темноцветные минералы в них представлены гиперстеном (f=39—55), авгитом (f=34—62), оливином (f=74—78) и рудными: ферриильменитом, титаномагнетитом и пирротином. Все гиперстеновые зерна содержат закономерно ориентированные вростки моноклинного пироксена, нередко также сростки гиперстена с авгитом. Отдельные индивиды ортопироксена, целиком заключенные в плагиоклазе, окружены каймой клинопироксена.

Основные пегматиты в геранских анортозитах сложены антипертитовым андезином № 38—45, авгитом (f=27), гиперстеном

(f=37), иногда керсутитом (f=60), который почти нацело замещает первичные пироксены, ферриильменитом и титаномагнетитом.

В перидотитах, оливиновых пироксенитах и габбро-пироксенитах преобладают авгит (f=38—66), оливин (f=50—84) и рудные минералы: ферриильменит, титаномагнетит и магнетит. Плагиоклаз присутствует в незначительном количестве (не более 25%) и представлен преимущественно андезином № 38—44. Гиперстен встречается только как реакционный минерал, замещающий оливин и авгит. К реакционным минералам относятся и широко распространенные керсутит и красно-бурый титанистый биотит.

Меланократовые оливиновые габбро, габбро-нориты и нориты обнаруживают постепенные переходы к пироксенитам и габбро-пироксенитам, с одной стороны, и к лейкократовым габбро, габбро-норитам и норитам, — с другой. Сложены они оливином (f= =67—85), авгитом (f=37—69), гиперстеном (f=40—67), плагиоклазом № 33—53 и рудными: ферриильменитом, титаномагнетитом, магнетитом и пирротином. Оливин содержит округлые включения ранее сформировавшегося пижонита и возникшего за счет его распада гиперстена. Он же замещается гиперстеном, клинопироксеном и рудными минералами. Обычны в меланократовых габброидах сростки ортопироксена с моноклинным по малаконитовой отдельности авгита.

В перидотитах, оливиновых пироксенитах и меланократовых оливиновых габброидах часто устанавливается постоянная ассоциация рудных выделений с фторапатитом и избирательное замещение оливина рудными минералами.

Общим для плагиоклазов большинства пород Джугджурского анортозитового массива является наличие закономерно ориентированных пластинчатых и игольчатых включений ильменита, гематита, рутила и, вероятно, шпинели. Особенно много их в геранских плагиоклазах, которые из-за этого приобретают серую, темно-серую и почти черную окраску. Они же часто обнаруживают иризацию в фиолетовых, розовых и зеленых тонах. Включения в розовато-фиолетовых разностях плагиоклазов из Лантарской части массива преимущественно рутиловые. Некоторые плагиоклазовые зерна содержат антипертиты калиевого полевого шпата.

Присутствующие во многих анортозитах крупные выделения лабрадора (№ 57—67) находятся в реакционных взаимоотношениях с более мелкозернистым андезином и андезин-лабрадором (№ 45—54). По границам их зерен иногда образуется основной мирмекит, в плагиоклазе которого может содержаться до 90% An. Не менее основной плагиоклаз слагает реакционные каймы на границе включений кварца и авгита в лабрадоровом плагиоклазе, а также по периферии зерен лабрадора, соприкасающихся с индивидуализированными обособлениями ромбического пироксена.

В более глубинной Лантарской части массива плагиоклазы гораздо менее калиевые (Or 0,9—2,1%), нежели в Геранской (Or 2,8—7,2%), причем содержание ортоклазовой составляющей

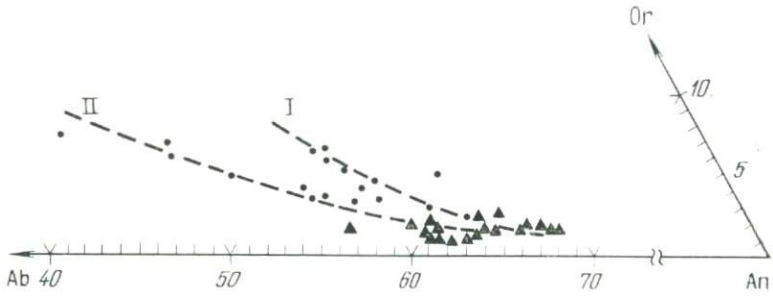


Рис. 34. Составы плагиоклазов из пород Лантарской (треугольники) и Геранской (точки) частей Джугджурского анортозитового массива

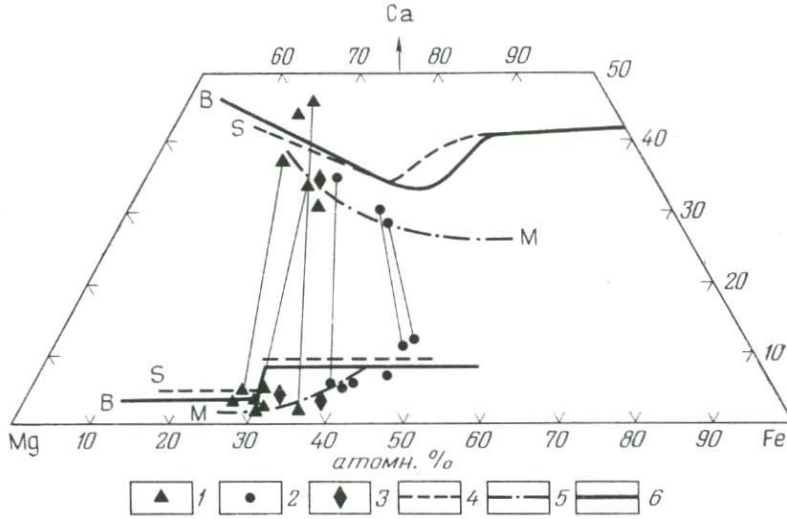


Рис. 35. Составы пироксенов из габбро-анортозитовых пород Джугджурского массива.

Пироксены: *1* — из Лантарской части массива; *2* — из Геранской части; *3* — из аналогичных пород Латвии. Пироксеновые тренды: *4* — скаергаардских (S); *5* — моринских (M) и *6* — бушвельдских (B) пород

в них мало зависит от основности. Напротив, в более кислых плагиоклазах из геранских анортозитов связь эта очевидна, и на диаграмме Or — Ab — An (рис. 34) отвечающие им точки укладываются в две кривые. Это в общем согласуется с экспериментально установленным увеличением содержания ортоклаза в твердом растворе по мере снижения основности плагиоклазов. Кривая II отвечает, видимо, предельной взаимной растворимости полевых шпатов в условиях, существовавших при формировании пород анортозитового комплекса. Точки же, расположенные вдоль кривой I, соответствуют антипертитовым плагиоклазам из анортозитов, норитов и габбро-норитов, незначительно калишпатизированных под влиянием улканских рапакивиподобных гранитоидов.

Пироксены из пород Джугджурского анортозитового массива в большинстве случаев обнаруживают взаимные прорастания и, очевидно, представляют собой ныне распавшиеся, но некогда гомогенные авгиты, пижониты и гиперстены. Гиперстен и авгит, нередко, слагают общие зерна и поочередно становятся преобладающими. Граница между ними в этих случаях неровная, зубчатая: гиперстен глубоко проникает в моноклинный пироксен и содержит его вростки.

Наряду с этим имеют место не вызывающие сомнений реакционные взаимоотношения между пироксенами. В результате возникают каймы гиперстена вокруг включений авгита в плагиоклазе с одновременным образованием битовнитовой каймы со стороны плагиоклаза, каймы авгита вокруг гиперстеновых зерен и т. д.

На диаграмме Mg—Fe—Ca (рис. 35) фигуративные точки джугджурских пироксенов располагаются в стороне от пироксеновых трендов Скаергаарда и Бушвельда [212]. В то же самое время клинопироксеновый тренд, схематично намеченный для анортозитов Морина [273], почти точно соответствует джугджурским, что позволяет говорить об одинаковых термодинамических условиях формирования тех и других. Вблизи этой же кривой располагаются и точки моноклинных пироксенов из пород Латвии [16].

Химизм главных разновидностей пород охарактеризован в табл. 18. Как следует из этих данных, ультрамафиты Джугджурского массива чрезвычайно обогащены железом и титаном, в результате чего суммарное содержание нормативных магнетита и ильменита составляет более четверти (27,53%) всех нормативных минералов породы. Габброиды массива характеризуются повышенным содержанием глинозема и щелочей и сравнительно низкой основностью плагиоклаза по сравнению с типичными габброидами. Габбро-анортозиты Геранской и Лантарской частей массива довольно четко различаются в петрохимическом отношении, что позволяет говорить о геранском (нормальные по глиноземистости) и лантарском (пересыщенные глиноземом) типах анортозитов. Согласуется с установленными петрохимическими различиями и металлогеническая специализация этих частей массива. Лантарским, более глубинным габброидам, свойственна сульфидная (пирротин, пентландит и др.) минерализация, а геранским — титаномагнетитовая.

В целом же габбро-анортозиты Джугджурского массива отличаются повышенной кремнекислотностью и щелочностью в сравнении с анортозитами других комплексов данного типа.

Изложенная характеристика джугджурского комплекса анортозитов исходит из представления об их магматическом происхождении. А. М. Ленниковым [108] с этих позиций построена модель системы Ab — An — Di при $p_{H_2O}=5000$ бар, согласно которой исходный габбро-анортозитовый расплав состава 80% плагиоклазовых (№ 55) и 20% пироксеновых (диопсид) компонентов, содержащий 4% воды, в результате кристаллизационной дифференци-

Таблица 18

Химический состав главных разновидностей пород Джугджурского анортозитового массива

Компоненты	Ультрабазиты			Габброиды			Анортозиты		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	29,68	41,37	38,04	49,09	53,14	51,21	49,42	55,28	53,36
TiO_2	0,30	3,30	4,41	2,25	0,80	0,71	0,23	0,26	0,33
Al_2O_3	0,78	10,20	7,56	21,90	14,30	19,22	27,01	26,69	26,18
Fe_2O_3	35,62	7,62	12,96	3,88	3,50	3,27	2,49	Сл.	0,96
FeO	14,01	19,04	16,92	3,41	7,72	5,38	3,68	2,07	1,93
MnO	0,05	0,31	0,28	0,10	0,18	0,12	0,06	0,03	0,05
MgO	13,04	3,01	7,46	1,64	7,08	5,46	2,26	1,26	1,35
CaO	2,89	9,35	9,62	10,43	8,75	9,33	9,62	10,70	8,45
Na_2O	0,16	2,72	1,31	4,50	2,80	2,91	2,28	3,41	3,68
K_2O	0,10	0,58	0,34	0,88	0,50	0,72	1,94	0,60	0,90
P_2O_5	1,70	1,99	1,61	2,43	0,40	0,45	Н.о.	0,08	0,07
H_2O^-	0,03	0,05	0,04	0,01	—	0,02	1,11	0,16	0,65
П. п. п.	2,15	0,42	0,41	0,01	0,86	0,44	—	0,12	1,30
Сумма	100,51	99,96	100,76	100,53	100,03	99,24	100,10	100,66	99,21
f	0,78	0,89	0,80	0,81	0,61	0,61	0,73	1,0	0,68
Fe_2O_3/FeO	2,54	0,40	0,78	1,14	0,45	0,61	0,67	—	0,50
Na_2O+K_2O	0,26	3,30	1,65	5,38	3,30	3,63	4,20	4,01	4,58
$Na_2O/(Na_2O+K_2O)$	0,61	0,82	0,79	0,84	0,85	0,80	0,54	0,85	0,80
Количество анализов	1	1	8	1	1	10	1	1	25

1, 2, 4, 5, 7, 8 — составы, крайние по SiO_2; 3, 6, 9 — средний состав.

ации, сопровождаемой явлениями контаминации (ассимиляция ксенолитов пород рамы), мог дать всю гамму пород комплекса — от пироксенитов и норитов до чистых анортозитов. Этим же автором с позиций кристаллизации остаточных продуктов магматического процесса достаточно убедительно рассмотрены физико-химические условия формирования железо-титановой и сульфидной минерализации соответственно геранских и лантарских анортозитов.

Следует, однако, заметить, что точка зрения о магматическом происхождении Джугджурского и других анортозитовых массивов Дальнего Востока СССР не является общепринятой. Существуют мнения, аргументированные геологическими и петрографическими наблюдениями, о метасоматическом образовании анортозитовых тел [65, 130, 131, 132]. В пользу этого тезиса приводятся следующие факты: наличие самостоятельных зон плагиопорфиробластеза, возникших в процессе анортозитизации прилежащих пород рамы; нечеткость контактов анортозитовых тел с вмещающими

породами; сходство характера метасоматических процессов в зонах анортозитизации и в краевых частях анортозитовых массивов; развитие в последних структур замещения пироксенов плагиоклазом; ненарушенное залегание анортозитизированных ксенолитов в массивах; развитие кайм битовнита по лабрадору (обратная зональность) и образование по лабрадоритам андезинитов; прожилки пироксенов в кристаллах плагиоклаза; отсутствие в анортозитовых телах четко выраженной расслоенности и, наоборот, «просвечивание» структур субстрата. При этом указывается [65], что температура образования метасоматических лабрадоритов находится в интервале 800—1100° С (по двупироксеновому термометру Л. Л. Перчука), а давление 9—11 кбар. Химизм процессов анортозитизации состоит главным образом в привносе Na и Al и выносе Mg, Fe, Ti (экзоконтактовая базификация). При объяснении наблюдаемых в анортозитовых массивах секущих эруптивных контактов между отдельными разновидностями пород допускается селективное плавление анортозитизированных пород и местное перемещение расплавленного материала.

Сторонники магматической модели образования джугджурских анортозитов связывают указанные метасоматические явления с постмагматическими высокотемпературными растворами, обогащенными Ca, Na и Al.

Очевидно, окончательное решение этой дискуссионной проблемы принадлежит будущим исследованиям.

В заключение характеристики Джугджурского массива необходимо отметить, что в пределах Становой складчатой области кроме него присутствует ряд других, меньших по величине, массивов — Каларский, Сехтагский, Лавлинский и др. Все они по особенностям внутреннего строения и вещественному составу, в принципе, аналогичны Джугджурскому массиву [65] и, следовательно, относятся к тому же формационному типу.

Все исследователи анортозитов Джугджуро-Становой зоны отмечают пространственную ассоциацию с ними гранитоидов повышенной основности и щелочности — мангеритов, монцонитов, сиенитов, сиенито-диоритов. Наиболее детально изученный А. М. Ленниковым [109] улканский комплекс этих гранитоидов, развитый в окрестностях Джугджурского массива, включает многочисленные разновидности таких пород — от сиенитов и граносиенитов до щелочных гранитов и аляскитов. На контакте с анортозитами развиты двупироксеновые, иногда оливинсодержащие, сиениты, переходящие с удалением от массива в феррогастингситовые рапакивиподобные гранитоиды, а в глубь массива устанавливается фельдшпатизация и окварцевание пород краевой фации массива с их преобразованием в гиперстен-ортоклазовые чарнокиты. На основании геолого-петрологического изучения всех этих пород А. М. Ленников пришел к выводу о более молодом возрасте улканского комплекса гранитоидов (1550—2000 млн. лет) относительно анортозитов Джугджура, об их происхождении в результате «магматического замещения первичным аляскитовым распла-

вом богатых кальцием анортозитов, диабазов и плагиогнейсов» [109].

В принципе аналогичный вывод был сделан также И. Н. Дагелайской [65] не только в отношении Джугджура, но и других анортозитовых массивов Дальнего Востока.

АНОРТОЗИТЫ АНАБАРСКОГО ЩИТА

Анабарский щит рассматривается как гетерогенное сооружение, консолидация которого завершилась в раннем протерозое. Преобладающими в нем являются породы гранулитовой толщи, разделенной на три согласно залегающие серии. Процессы глубинного регионального метаморфизма и главная складчатость протекали в позднем архее. В раннем протерозое Анабарский щит подвергся процессам тектонической активизации, в результате чего вдоль внутрикратонных глубинных разломов возникли отдельные зоны дробления и смятия, претерпевшие повторный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации. При этом пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы превратились в основном в биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты [156, 157].

Анортозитовые массивы и метагабброиды приурочены к трем зонам раннепротерозойской активизации — Котуйкан-Монхолинской, Маган-Чопкинской и Билляхской (рис. 36).

К северной части Котуйкан-Монхолинской зоны приурочены три анортозитовых массива (рис. 37) — Центральный (II), Северный (I) и Восточный (III), примыкающие к Центральному. Кроме того, в этой же зоне залегают метагабброиды, облекающие с юга Северный массив. Все массивы по данным аэромагнитной съемки представляют собой пластинообразные интрузии с прямолинейными крутопадающими на восток контактами. Стабильный характер магнитного поля свидетельствует о залегании подошв интрузий на глубине не менее 15 км.

Центральный и Северный массивы почти везде ограничены тектоническими контактами (иногда со ступенчатыми сбросами), что выражается в развитии зон милонитов и бластомилонитов, ориентированных согласно общему простиранию вмещающих пород. Лишь на юге Центрального массива контактовая зона занимает секущее положение по отношению к последним и, кроме того, эта часть массива разбита субширотными нарушениями на несколько блоков.

Строение массивов неоднородное. Намечаются центральные и краевые фации, причем последние развиты фрагментарно. Они представлены либо полосчатыми амфиболизированными габбро-анортозитами шириной местами до 1 км, либо чередующимися полосами анортозитов, габбро-анортозитов, частично амфиболизированных, и кое-где норит-анортозитов. Центральные фации сложены преимущественно крупнозернистыми амфиболсодержащими анортозитами. В Центральном массиве местами развиты клинопироксеновые, гиперстеновые или двупироксеновые разновидности,

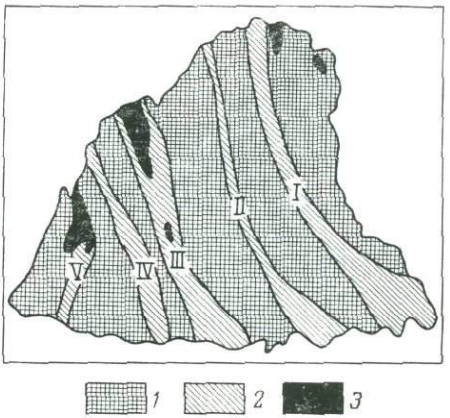


Рис. 36. Схема тектонического районирования Анабарского щита.

1 — гранулитовые толщи архейского фундамента; *2* — позднеархейские — раннепротерозойские зоны дробления и повторного метаморфизма (I — Билляхская, II — Харапская, III — Котуйкан-Монхолинская, IV — Ламуйкская, V — Маган-Чопкинская); *3* — анортозиты и метагабброиды

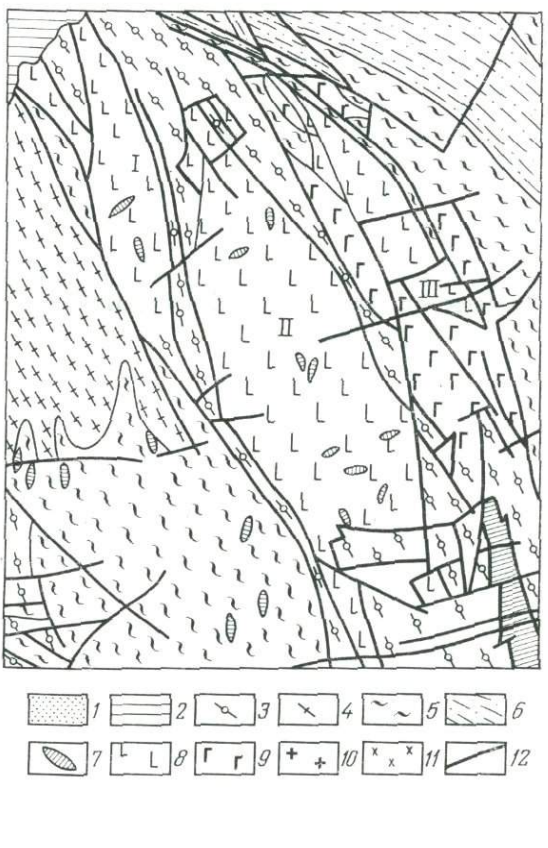


Рис. 37. Геологическая карта северной части Котуйкан-Монхолинской зоны.

1 — четвертичные отложения; *2* — средне- и верхнепротерозойские отложения; *3* — верхнеламуйкский комплекс повторно метаморфизованных в раннем протерозое архейских пород; *4—6* — архейские серии (*4* — хапчанская, *5* — верхнеанабарская, *6* — далдынская); *7* — раннесреднепротерозойские мусковитизированные граниты и пегматиты; *8* — раннепротерозойские анортозиты и габбро-анортозиты; *9* — позднеархейские метагаббро; *10* — архейские — раннепротерозойские порфиробластические амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты; *11* — архейские — раннепротерозойские аляскитовые и биотитовые граниты; *12* — разрывные нарушения с развитием катаклазитов и бластомилонитов

а в некоторых участках встречаются габбро-норит-анортозиты, содержащие до 20% пироксенов. Простирание полосчатости и линейности, выраженных значительно слабее, чем в породах краевой фации, северо-западное и субмеридиональное (обычно параллельно контактам) при вертикальном или крутом падении на северо-восток. Лишь в северной и юго-восточной частях массива наблюдаются автономные структуры с замыканием полосчатости и линейности в субширотном направлении.

Во всех массивах, особенно в Центральном, встречаются ориентированные по их удлинению многочисленные линзовидные тела пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и реже пироксеновых плагиогнейсов. Местами они составляют 3—5% общего объема пород. Контакты этих пород с анортозитами резкие. Наряду с ксенолитами встречаются неправильной формы шлировые обособления (до 10 м в поперечнике), представленные пироксен-плагиоклазовыми породами, а иногда гиперстенитами.

В анортозитах наблюдаются трещины отдельности, ориентированные в основном в субмеридиональном и субширотном направлениях. Такое же простирание имеют дайки и жилы пегматоидных биотитовых гранитов, двуслюдяных (иногда мусковитовых) пегматитов, рассекающие анортозиты. Эти граниты и пегматиты имеют раннепротерозойский возраст и являются самыми молодыми (из гранитоидов) образованиями на Анабарском щите. С их внедрением связана проявляемая местами слабая гранитизация анортозитов и возникновение в контактовых зонах граната.

Восточный массив располагается вдоль восточного шва Котуйкан-Монхолинской зоны. Очертания его сложные, так как он разбит разломами северо-западного и субширотного направления. Южная половина массива залегает среди метагабброидов, отделяясь от них тектоническими границами. В составе массива преобладают пироксеновые анортозиты, переходящие в краевых частях в габбро-норит-анортозиты; породы содержат повышенное количество магнетита. Довольно часто встречаются будинированные линзы гиперстенитов. Пегматоидные граниты и пегматиты не зафиксированы.

Южнее рассмотренных анортозитовых массивов в пределах Котуйкан-Монхолинской зоны закартировано еще несколько мелких тел размером от 0,3×1 до 3×6,5 км, которые по своему строению и составу сходны с вышеописанными.

В Маган-Чопкинской зоне расположены три анортозитовых массива (рис. 38): Амбардахский (IV) в восточной части; Маганский (V) — в центральной части; Коялахский (VI) — на западе. По составу и сложению Амбардахский массив сходен с Восточным. В нем отчетливо обособляется центральная фация, образованная массивными преимущественно двупироксеновыми анортозитами, и краевая, сложенная полосчатыми габбро-норит-анортозитами. Маганский массив напоминает Центральный. В центре его располагается резко очерченный блок метаморфических пород хапчанской серии. Природа блока — грабеновая. В Маганском массиве

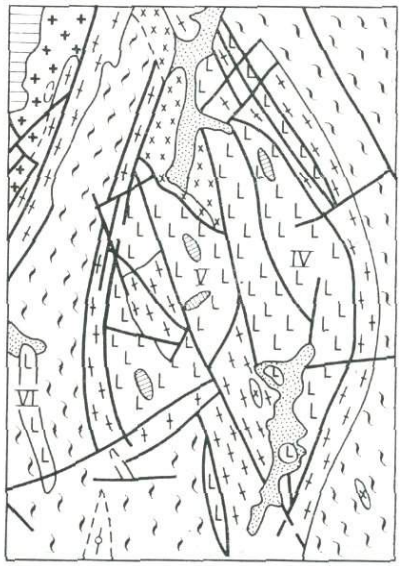


Рис. 38. Геологическая карта северной части Маган-Чопкинской зоны.
Условные обозначения — см. рис. 37

также хорошо различаются центральные и краевые фации. Часто встречаются жилы пегматоидных гранитов, секущие анортозиты в разных направлениях. Местами в анортозитах развиты вторичные низкотемпературные минералы — скаполит, эпидот, карбонаты, пренит, хлорит, цеолиты. Коялахский массив похож на Маганский. Фрагменты краевой фации в виде полосчатых габбро-анортозитов сохранились только в южной части массива.

В этой зоне имеется ряд еще более мелких анортозитовых тел, состав которых занимает промежуточное положение между породами Амбардахского и Маганского массивов.

В северо-восточной части Анабарского щита закартировано несколько тел габбро-анортозитов. Самое крупное из них, названное Салтахским массивом, имеет в плане эллипсовидную форму (6—8×18 км) и приурочено к северной оконечности Билляхской зоны, причем часть массива погружается под осадочный чехол. К югу от массива на протяжении нескольких десятков километров в пределах зоны встречено еще несколько мелких тел длиной до 3 км. Наконец, восточнее Билляхской зоны выявлен Улаханский массив норит-анортозитов.

Салтахский массив, представленный метагаббро-норитами, располагается в ядре куполовидной структуры, крылья которой сложены интенсивно гранитизированными пироксеновыми плагиогнейсами и кристаллическими сланцами верхнеанабарской серии. Куполовидный характер структуры отчетливо подчеркивается замыканием полосчатых структур в ее южной оконечности. В центральной части массива развиты процессы катаклаза и гранитизации с обособлением линзовидных тел аляскитовых мезопертитовых гранитов мощностью в сотни метров. Краевые части массива метагаббро-норитов настолько переработаны, что они слабо или вовсе не отличимы от вмещающих пород.

Улаханский массив залегает в пограничной зоне верхнеанабарской серии с хапчанской и приурочен к ядру антиклинальной структуры. Намечается грубозональное строение массива: центральная полоса представлена в основном мезократовыми крупнозернистыми габбро-норит-анортозитами с лабрадор-битовнитовым плагио-

клазом, а краевые зоны сложены меланократовыми габбро-норитовыми породами с плагиоклазом средней основности (№ 50—55).

Собственно анортозиты являются доминирующими породами, занимая около 80% объема массивов в западной половине щита. Независимо от состава все породы обладают сложными микроструктурами, отражающими неоднократные преобразования. В них сочетаются элементы магматических структур (панидиоморфнозернистых — в анортозитах, габбро-офитовых — в меланократовых разновидностях) с наложенными бластокатакластическими и метасоматическими коррозионно-реакционными структурами, являющимися следствием интенсивного дробления пород и последующего метаморфизма в условиях амфиболитовой фации. Благодаря этим процессам, воздействовавшим на анортозитовые массивы неравномерно (больше в Котуйкан-Монхолинской зоне и меньше в других), первичные магматические структуры имеют реликтовый характер.

Плагиоклазы анортозитов из Центрального и Северного массивов представлены лабрадор-битовнитами (до № 88), а из Восточного массива — андезин-лабрадорами (№ 47—53). В клинопироксен-амфиболовых анортозитах преобладают битовниты. Примечательно, что в порфирокластах (возможно, протокластах) анортозитов Центрального и Северного массивов плагиоклаз несколько кислее, чем в перекристаллизованном мозаичном агрегате, причем только в плагиоклазах из этих агрегатов наблюдаются антипертитовые вростки. Гиперстен и клинопироксен в неизмененном виде встречаются сравнительно редко. Более распространенным, а нередко единственным цветным минералом является гастингситовая роговая обманка, присутствующая в виде крупных ситовидных метабластов с включениями плагиоклаза и кварца. В качестве акцессорных минералов присутствуют магнетит, шпинель, апатит и редко корунд.

Габбро-норит-анортозиты и габбро-анортозиты слагают преимущественно краевые фации массивов. В Восточном и Амбардахском массивах они образуют неправильной формы участки или линзовидные тела, чередующиеся с анортозитами и в центральных частях плутонов. В Улаханском массиве собственно анортозиты совсем отсутствуют. В габбро-норит-анортозитах плагиоклаз имеет № 60—70, изредка № 80. Гиперстен представлен идиоморфными кристаллами, гломеробластами, а иногда крупными (до 10 см) порфиробластами и порфирокластами, окруженными агрегатом плагиоклаза и мелких зерен пироксенов, не затронутых катаклазом. Встречаются шпинель, магнетит, сфен, апатит и циркон. В результате наложенных процессов появляются биотит, калиевый полевой шпат, кварц, мусковит, а нередко и эпидот. Породы краевой фации, испытавшие наибольший метаморфизм, представлены полосчатыми амфиболизированными габбро и габбро-норитами. В них преобладают нематобластовые или гранобластовые структуры с элементами бластокатаклаза. Плагиоклаз № 40—45, амфибол такой же, как в габбро-анортозитах центральной фации. Тоже

относится и к составу реликтовых пироксенов, что свидетельствует о генетическом родстве сопоставляемых пород. Присутствующий местами гроссуляр-альмандиновый гранат образует пойкилобластовые зерна с обильными включениями плагиоклаза, пироксенов и амфибола.

Метагабброиды широко развиты вокруг Восточного массива. Это средне-крупнозернистые породы с «пятнистой» окраской, благодаря гломеробластовым выделениям темноцветных минералов на фоне светло-серого мелкозернистого плагиоклаза. Структура массивная или грубо гнейсовидная. Наблюдается сочетание коррозионно-метасоматических и метабластических форм развития минералов. Наиболее поздними являются кварц, биотит, местами калиевый полевой шпат. В зависимости от степени наложенных преобразований выделяются: умеренно фельдшпатизированные и биотитизированные габброиды, состав которых приближается к габбро-диоритам, и гранитизированные разновидности, отвечающие по составу кварцевым диорит-сиенитам. Наименее измененные разновидности сходны с габбро-норит-анортозитами. Однако плагиоклаз повсеместно кислее (№ 50 и меньше), переполнен антипертитовыми вростками замещения. Метабласты зеленой роговой обманки часто сохраняют во внутренних частях реликты пироксенов и корродированных зерен плагиоклаза. Крупные зерна гиперстена окружены более поздними мелкими зернами амфиболизированных гиперстена и клинопироксена, не затронутых катаклазом. Возможно, к первично-магматическим образованиям относятся гломеробластовые сростки идиоморфных пироксенов.

Метагаббро-нориты Салтахского массива во многом похожи на описанные. Иногда в них сохраняются первичные габбровые структуры. Содержание пироксенов и амфибола колеблется в пределах 15—65%. Плагиоклаз имеет № 45—58, в гранитизированных разновидностях он более кислый — № 35—38. Соответственно возрастает количество амфибола до полного замещения пироксенов.

Для анортозитовых массивов намечаются две температурные ступени минералообразования. По двупироксеновому термометру определен интервал в 900—1250° С, соответствующий температуре кристаллизации двупироксеновых анортозитов и габбро-анортозитов. Это значительно выше температуры регионального метаморфизма гранулитовой фации. Температуры амфибол-плагиоклазового и амфибол-гранатового равновесия определяются в 650—700° С, отражающие температурные условия метаморфизма анортозитовых интрузий и несколько превышающие температуру преобразования пород в Котуйкан-Монхолинской зоне.

Возраст анортозитов по четырем калий-аргоновым определениям колеблется в пределах 1730—1920 млн. лет. Почти такой же возраст имеют метагабброиды (1700—2100 млн. лет). Эти значения соответствуют возрастному интервалу для всех образований зон повторного метаморфизма. Об этом же свидетельствует и возраст мусковитовых пегматитов (1900—1950 млн. лет), секущих анортозитовые массивы. Отсюда следует, что становление анорто-

Таблица 19

Химизм главных разновидностей пород анортозитовых массивов Анабарского щита

Компоненты	Метагабброиды			Анортозиты		
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	48,76	57,76	54,11	45,75	55,69	51,39
TiO_2	1,30	0,63	0,96	0,10	0,38	0,21
Al_2O_3	13,44	16,72	15,34	31,67	23,14	25,86
Fe_2O_3	6,03	2,51	3,46	1,21	1,74	1,07
FeO	9,09	4,91	6,78	1,20	3,39	2,69
MnO	0,25	0,11	0,15	0,05	0,01	0,04
MgO	6,40	3,93	4,98	1,33	1,05	2,49
CaO	11,20	6,29	7,78	16,30	8,68	11,54
Na_2O	2,00	3,64	3,44	1,81	4,82	3,43
K_2O	0,50	2,40	1,72	0,29	0,75	0,52
H_2O	0,09	0,20	0,15	0,08	0,16	0,15
П. п. п.	0,80	1,02	1,13	0,37	0,64	0,61
Сумма	99,86	100,12	100,00	100,16	100,45	100,00
f	0,70	0,60	0,67	0,64	0,83	0,60
Fe_2O_3/FeO	0,66	0,50	0,51	1,0	0,51	0,40
Na_2O+K_2O	2,50	6,04	5,61	2,10	5,57	3,95
$Na_2O/(Na_2O+K_2O)$	0,80	0,60	0,67	0,86	0,86	0,87
Количество анализов	1	1	11	1	1	35

1, 2, 4, 5 — составы, крайние по SiO_2; 3, 6 — средний состав.

зитов в зонах глубинных разломов происходило, скорее всего, в раннем протерозое, но предшествовало процессам повторного метаморфизма. Что касается метагабброидов, то первичные породы формировались, вероятно, раньше анортозитов — в период завершения складчатости (и регионального метаморфизма) в позднем архее.

Петрохимические особенности пород комплекса отражены в табл. 19. Как видно из таблицы, габброиды анортозитового комплекса Анабара характеризуются высоким содержанием кремнезема и щелочей, особенно K_2O, а взятые в целом они по химизму аналогичны джугджурским.

КЕЙВСКИЙ КОМПЛЕКС

Интрузии метагаббро-лабрадоритов приурочены к зоне тектонического контакта двух докембрийских структур — Мурманского блока архея и нижнепротерозойской складчатой зоны карелид. Кейвский синклинорий сложен вулканогенно-осадочными об-

разованиями кейвской серии нижнего протерозоя, представленными различными гнейсами и кристаллическими сланцами, смятыми в крутые линейные складки, осложненные более поздними деформациями.

Кейвский комплекс габбро-анортозитов трассирует мощную зону разломов. Пластинообразная конфигурация массивов и ориентировка трахитоидности свидетельствуют о том, что внедрение расплава и его затвердевание происходили в условиях явно выраженного одностороннего давления. Близость ориентировки наложенного рассланцевания к ориентировке самих массивов и расслоенности в них указывает на временную связь между формированием рассматриваемых интрузий и становлением зоны смятия, контролирующей их размещение.

Все массивы габбро-анортозитов представляют собой согласные пластинообразные тела мощностью 1,5—2 км, а в пережимах — до десятков метров, протягивающиеся на десятки километров. Совместно с вмещающими их породами они интенсивно рассланцованы и метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Тем не менее нередко сохраняются участки с реликтовыми магматическими текстурами и структурами, что позволяет восстановить внутреннюю структуру интрузий и первично-магматический характер их контакта с породами рамы.

Наименее изменены вторичными процессами массивы метагаббро-анортозитов северо-западного окончания Кейв, расположенные в районе оз. Колмозеро (рис. 39). Самым крупным здесь является линзообразное тело горы Патчемварака мощностью 2 км и длиной около 7 км. На северо-западе и юго-востоке массив частично перекрыт четвертичными отложениями, и, судя по данным магнитометрии, его истинные размеры значительно больше. Контакты интрузии тектонические, причем вдоль северного контакта развита зона хлоритовых сланцев.

Массив сложен в основном весьма однообразными среднезернистыми метагаббро-лабрадоритами. Породы состоят из близких к идиоморфным таблитчатых кристаллов плагиоклаза, составляющих от 60 до 95% объема породы. Интерстиции между ними выполнены агрегатом зеленой роговой обманки, развивающимся, вероятно, по первичным пироксенам. Характерно пятнистое распределение темноцветных минералов — даже в пределах одного штуфа модальный состав породы иногда варьирует от анхимономинерального анортозита до мезократового габброида при сохранении структурных соотношений минералов.

Состав плагиоклаза по разрезу интрузии закономерно меняется, причем это изменение имеет ритмичный характер. Нередко кристаллы плагиоклаза имеют план-параллельную ориентировку, в результате чего порода приобретает трахитоидную текстуру. Трахитоидность имеет азимут падения 10—20° и угол 70°; ее простирание в общем совпадает с направлением удлинения массива. Обычно же текстура метагаббро-анортозитов массивная. Отчетливых признаков расслоенности массива в коренном залегании по-

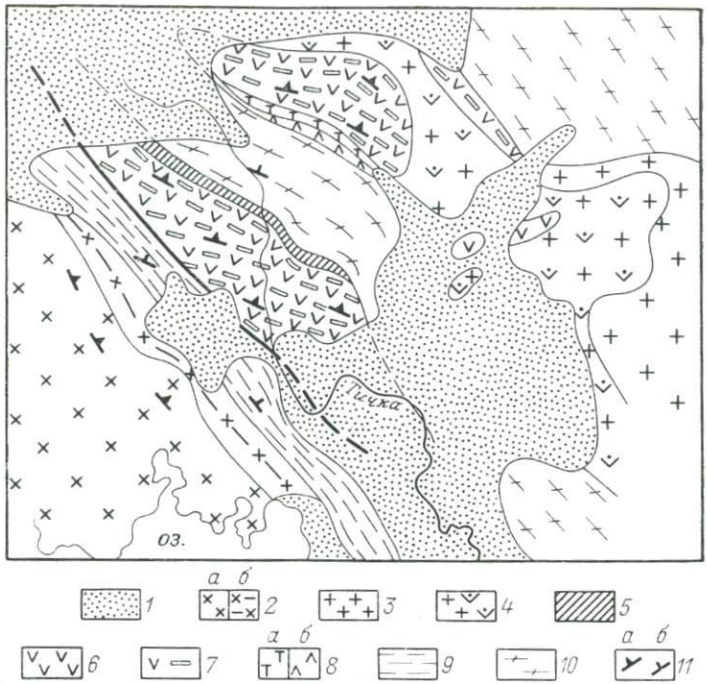


Рис. 39. Схематическая геологическая карта района оз. Колмозеро.

1 — четвертичные отложения; *2* — щелочные граниты (*а*) и сланцы по ним (*б*); *3* — плагиомикроклиновые граниты; *4* — гранодиориты; *5* — хлоритовые сланцы по габбро-анортозитам; *6* — «овоидные метагаббро-анортозиты»; *7* — метагаббро-анортозиты; *8* — метаультрабазиты (*а*) и эндоконтактовые габброиды (*б*); *9* — гранат-ставролитовые и двуслюдяные кристаллические сланцы; *10* — мигматизированные гранито-гнейсы Мурманского блока; *11* — элементы залегания (*а* — первичной расслоенности, *б* — сланцеватости)

род не обнаружено. Только в осыпи были встречены глыбы с ритмичным переслаиванием лейкократовых и мезо-меланократовых пород. Мощность слоев варьирует от 3—4 до 20 см. Обычно одна из границ менее четкая. Мощность ритмов от 5 до 40 см.

В 1,5 км к северу от описанной интрузии расположен другой массив метагаббро-анортозитов также линзообразной формы. С юга он контактирует с мигматизированными олигоклазовыми гранито-гнейсами Мурманского блока, а на северо-востоке прорван интрузией гранодиоритов.

Массив образован теми же среднезернистыми метагаббро-лабрадоритами с такой же ориентировкой трахитоидности. В его лежачем боку сохранились ультраосновные дифференциаты, которые в южном массиве, вероятно, срезаны разломом. Метагаббро-лабрадориты подстилаются мезо-меланократовыми метагабброидами, которые, в свою очередь, сменяются серпентинизированными и амфиболизированными ультрабазитами.

В ультраосновных породах наблюдается отчетливо выраженная расслоенность, характеризующаяся тонким чередованием ме-

таперидотитов и метапироксенитов. Мощность прослоев в восточной части тела 1—2 м, в западной — 10—20 см. Расслоенность ориентирована так же, как и трахитоидность в метагаббро-лабрадоритах.

Вдоль южного контакта массива с гранито-гнейсами наблюдаются выходы мелкозернистых метагабброидов, обычно преобразованных в полевошпатовые амфиболиты, которые, очевидно, представляют собой эндоконтактовые образования интрузии.

Ачинский массив располагается вдоль левого притока р. Поной — р. Ачи. Это пластинообразное тело длиной около 100 км при ширине, варьирующей от первых километров до нескольких десятков метров. Общее простирание интрузива северо-западное с крутым падением на северо-восток. В плане он имеет лентообразную неправильную форму за счет отходящих в гнейсы линзовидных апофиз и многочисленных расширений (рис. 40). Интрузив приурочен к контакту олигоклазовых гнейсо-гранитов Мурманского блока с образованиями кейвской серии. Характер его взаимоотношений с вмещающими породами обычно затушеван рассланцеванием пород, местами внедрением щелочных гранитов. Первичные интрузивные контакты сохранились лишь на отдельных участках.

Ачинский массив слагается преимущественно крупнозернистыми сильно рассланцованными метагаббро-лабрадоритами, габбро-лабрадоритами такситовой текстуры, метагаббро и подчиненными им количественно тремолитовыми амфиболитами по ультраосновным породам. В поперечном разрезе массив имеет асимметричное строение.

Породы массива интенсивно рассланцованы и метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Однако местами в них отмечается реликтовая трахитоидная текстура, обусловленная плоско-параллельным расположением таблитчатых кристаллов плагиоклаза. Азимут падения ее варьирует от 350 до 30—50°, угол 70°. Аналогичное залегание имеет расслоенность в зоне тремолитовых амфиболитов и наложенная сланцеватость. В плане трахитоидность и расслоенность располагаются параллельно контактам массива.

Метагаббро-лабрадориты рассмотренных массивов Кейвской зоны образованы лабрадором № 64—85 (70—85% объема), зеленой или сине-зеленой роговой обманкой 5—30% и второстепенными минералами: биотитом, кварцем, апатитом, титаномагнетитом, сфеном. Пироксены практически отсутствуют. Роговая обманка развивается в связи с наложенной сланцеватостью и несомненно имеет вторичный характер (по пироксену, с сохранением мелких реликтов последнего), ассоциируясь с клиноцоизитом и эпидот-клиноцоизитом. Плагиоклаз при этом деанортитизируется до андезина № 30—45. В метаультрабазитах амфибол относится к актинолит-тремолитовому ряду. Судя по характеру парагенезисов и коэффициентам распределения Ca, Mg и Fe″ в сосуществующих амфиболах и биотитах, метаморфизм пород происходил в условиях ставролит-дистен-мусковитовой субфации дистен-силлимани-

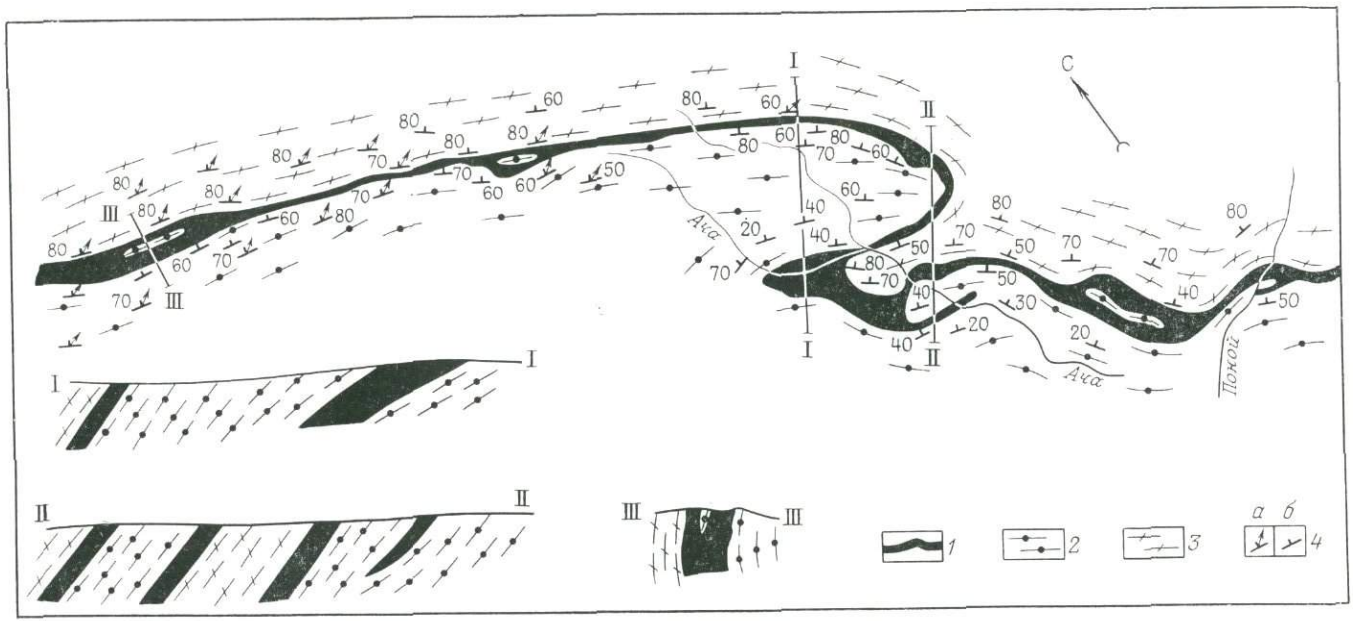


Рис. 40. Схематическая геологическая карта юго-восточной части Ачинского массива, по [252] с дополнениями Е. В. Шаркова.

1 — метагаббро-анортозиты; *2* — кристаллические сланцы кейвской серии; *3* — гранито-гнейсы Мурманского блока; *4* — элементы залегания гнейсовидности и линейности (*а*) и гнейсовидности (*б*) в породах рамы массива

товой фациальной серии, т. е. при t 560—570° С и p 6—8 кбар. Аналогичный метаморфизм претерпели и вмещающие породы кейвской серии, а также Мурманского и Понойского блоков фундамента карелид, что позволяет сделать вывод об изофациальности метаморфизма габбро-анортозитов и вмещающих их пород. Однако, в отличие от последних, где устанавливаются реликты предшествующих этапов метаморфизма [124], в пределах габбро-анортозитовых комплексов следов полиметаморфизма не обнаружено — все преобразования укладываются в рамки одного структурно-метаморфического цикла [229].

В петрохимическом отношении породы кейвского комплекса (табл. 20) довольно близки к образованиям Джугджурского массива, хотя наблюдаются и существенные отличия. Ультрамафиты здесь также являются высокожелезистыми и титанистыми, но при этом в них сравнительно высоки содержания магнезии и мало извести. Габброиды характеризуются пониженной по сравнению с

Таблица 20

Химический состав главных разновидностей пород кейвского комплекса

Компоненты	Ультрабазиты			Габброиды			Анортозиты		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	29,89	38,38	36,20	42,53	52,14	48,76	48,25	52,22	50,34
TiO_2	3,79	0,18	2,15	2,01	1,06	1,11	0,59	0,13	0,39
Al_2O_3	4,90	6,99	6,77	12,68	20,44	16,22	24,24	27,59	25,22
Fe_2O_3	18,79	5,87	11,42	7,73	2,34	3,94	1,77	0,92	1,49
FeO	23,27	7,56	14,16	12,43	6,30	8,08	5,54	1,33	3,35
MnO	0,35	0,25	0,28	0,29	0,14	0,15	0,12	0,03	0,07
MgO	14,25	27,44	20,18	8,79	2,76	6,57	3,18	0,53	2,34
CaO	1,05	4,32	3,07	10,82	10,20	11,06	11,31	11,28	11,63
Na_2O	0,06	0,10	0,07	1,40	3,36	2,23	3,33	5,08	3,04
K_2O	0,009	0,05	0,03	0,21	0,87	0,47	0,36	0,17	0,53
H_2O	0,20	0,02	0,22	0,05	0,26	0,11	0,18	0,22	0,09
П. п. п.	3,75	8,38	5,46	0,99	0,61	1,30	1,03	1,02	1,51
Сумма	100,31	99,54	100,00	101,93	100,48	100,00	99,90	100,62	100,00
f	0,74	0,33	0,56	0,70	0,76	0,65	0,70	0,81	0,67
Fe_2O_3/FeO	0,81	0,78	0,77	0,62	0,37	0,49	0,32	0,69	0,44
Na_2O+K_2O	0,07	0,15	0,10	1,61	4,23	2,70	3,39	5,25	3,57
$Na_2O/(Na_2O+K_2O)$	0,86	0,67	0,70	0,87	0,79	0,83	0,98	0,98	0,85
Количество анализов	1	1	5	1	1	17	1	1	21

1, 2, 4, 5, 7, 8 — составы, крайние по SiO_2; 3, 6, 9 — средний состав.

джугджурскими глиноземистостью и несколько повышенным содержанием фемафильных компонентов, а анортозиты — высокой известковистостью и пониженным содержанием щелочей. Нормативный состав плагиоклаза в них близок к битовниту в отличие от андезин-лабрадора в Джугджурском массиве.

Геологический возраст комплекса определяется его секущими взаимоотношениями с породами лебяжинской серии, подстилающей кейвскую серию, и воздействием на него щелочных гранитов с изотопным возрастом по Pb-Pb изохроне 1770±15 млн. лет [155]. Это определяет время образования кейвских интрузий габбро-анортозитов как конец раннего протерозоя.

ЦАГИНСКИЙ КОМПЛЕКС

В зоне сочленения Кейвского синклинория с Центрально-Кольским блоком археид, сложенным породами кольской серии и разнообразными гранитоидами и мигматитами, находится овальный в плане Цагинский массив габбро-лабрадоритов. Он так же, как и Кейвские массивы, по возрасту предшествует щелочным гранитам, на него воздействующим, и, по-видимому, моложе гнейсо-сланцев лебяжинской серии, к которой предположительно относятся ксенолиты слюдяных, гранатсодержащих сланцев, заключенные в массиве.

По данным Б. А. Юдина [250] и Е. К. Козлова [83], Цагинский массив представляет собой однофазную расслоенную интрузию с пологим западным и крутым восточным контактами. Краевая приконтактовая зона массива (ширина от нескольких десятков метров до 1—2 км) слагается преимущественно габбро и габбро-норитами, частью оруденелыми (титаномагнетит), оливинитами и троктолитами, а главная по объему внутренняя часть — крупно- и местами гигантозернистыми лабрадоритами, заключающими в качестве подчиненных пород (дифференциатов) габбро-нориты, габбро, ультрабазиты, в том числе обогащенные титаномагнетитом.

Б. А. Юдин указывает, что характерное для этой интрузии титаномагнетитовое оруденение относится к двум типам — раннемагматическому шлирово-сегрегационному (вкрапленность и шлировые выделения в краевых габброидах и ультрабазитах) и позднемагматическому фузивно-аккумуляционному, связанному с габбро-лабрадоритами.

По мнению Б. А. Юдина и Е. К. Козлова, Цагинский массив является членом комплекса дифференцированных платформенных габбро-гипербазитовых интрузий Кольского п-ва (средний протерозой), относящихся по принятой в этой работе систематике к формациям этапа стабилизации Восточно-Европейской платформы. Однако петрологические отличия Цагинского массива от всех других массивов этой группы интрузий, обладающих в той или

Таблица 21

Химический состав главных разновидностей пород Цагинского массива

Компоненты	Ультрабазиты			Габброиды			Анортозиты		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	16,24	24,98	21,49	42,17	50,32	45,85	48,93	50,94	49,93
TiO_2	7,70	6,06	7,92	3,81	2,13	2,49	0,54	0,07	0,30
Al_2O_3	6,40	9,28	6,84	15,01	15,68	17,06	24,03	30,56	27,29
Fe_2O_3	25,12	19,27	21,71	8,47	4,48	6,55	4,63	0,16	2,40
FeO	29,88	23,88	26,92	14,91	11,08	11,47	3,61	0,87	2,24
MnO	0,43	—	0,36	0,21	0,22	0,14	0,07	0,01	0,04
MgO	12,69	10,10	7,91	4,22	4,74	4,21	2,72	0,51	1,62
CaO	0,74	3,46	2,65	6,90	6,36	7,39	9,30	13,17	11,23
Na_2O	0,16	0,99	0,84	2,82	3,28	3,12	3,80	3,55	3,67
K_2O	—	0,17	0,15	0,51	0,96	0,62	0,45	0,06	0,25
H_2O^-	0,16	0,20	0,14	0,17	0,08	0,12	0,60	—	0,30
П. п. п.	0,49	1,61	2,33	0,66	0,61	0,98	1,16	0,32	0,74
Сумма	100,01	99,92	99,26	99,86	99,94	100,00	99,84	100,22	100,01
f	0,81	0,81	0,86	0,85	0,77	0,81	0,75	0,67	0,74
Fe_2O_3/FeO	0,84	0,81	0,81	0,57	0,40	0,57	1,28	0,18	1,07
Na_2O+K_2O	0,16	1,16	0,99	3,33	4,24	3,74	4,25	3,61	3,92
$Na_2O/(Na_2O+K_2O)$	1,0	0,85	0,85	0,85	0,77	0,83	0,89	0,98	0,94
Количество анализов	1	1	6	1	1	7	1	1	2

1, 2, 4, 5, 7, 8 — составы, крайние по SiO_2; 3, 6, 9 — средний состав.

иной мере сульфидно-никелевой, но не титаномагнетитовой рудной специализацией, позволяют сомневаться в справедливости его включения в данную формацию. Не исключена принадлежность Цагинского массива, как полагают С. И. Зак и Б. А. Юдин [75], к особой «титаноносной габбро-лабрадоритовой формации раннепротерозойского возраста», к которой эти авторы относят также массивы Главного хребта и Кейв, составляющие на Балтийском щите, по К. А. Шуркину и Ф. П. Митрофанову [241], формацию габбро-лабрадоритов зон глубинных разломов.

Петрохимические особенности пород Цагинского массива (табл. 21) определяются высоким содержанием в породах титана и железа, сравнительно высокой щелочностью (на диаграмме Макдональдо — Кацуры все они попадают в поле щелочных пород), хотя нормативный нефелин в них отсутствует. Ультрамафиты по химизму являются близкими аналогами Джугджурских, а габброиды и анортозиты близки к аналогичным образованиям кейвского комплекса.

Под этим кратким наименованием в данном очерке описывается массив габбро-анортозитов Главного хребта Чуна-Монча-Волчьих-Лосевых тундр Кольского п-ова. Этот массив прослеживается на 80 км в виде узкого клиновидного тела с максимальной шириной в южной части до 20 км. Он структурно локализован в зоне глубинного разлома между Беломорским блоком архея (на западе) и Центрально-Кольским блоком (на востоке), сложенным кольской серией гнейсов и гранулитов архейского (?) возраста.

Прежде чем перейти к характеристике внутреннего строения и вещественного состава массива Главного хребта, необходимо сказать о дискуссионности суждений о первичной природе массива, о характере его контактовых соотношений с породами кольской серии, о геологическом и радиологическом возрасте.

На первоначальном (дорадиологическом) этапе исследований габбро-лабрадориты Главного хребта рассматривались как самостоятельное интрузивное тело раннепротерозойского возраста [38]. Эта точка зрения подтверждена позднее Е. К. Козловым, Б. А. Юдиным и др. [84, 251, 252], по данным которых интрузия Главного хребта представляет трещинный, умеренно дифференцированный, лополитоподобный плутон чашеобразной формы на юге и в центре и дайкообразный, крутопадающий на восток (70—90°) — на севере. Геофизические данные [237] подтвердили предполагаемую бескорневую форму южной половины массива, а проведенное затем колонковое бурение в районе Монче-Тундры вскрыло гнейсовое основание массива на отметке 1780 м.

Последующие геолого-геохронологические (В. А. Масленников) и структурно-петрологические (Е. В. Шарков) исследования массива Главного хребта привели к другому представлению о возрасте интрузива и ассоциации пород, его составляющих.

В частности, В. А. Масленников, признавая интрузивную природу габбро-лабрадоритов Главного хребта, интерпретировал развитые на ряде участков его восточного контакта конгломератовидные породы с округлыми фрагментами габбро-лабрадоритов, габбро и норитов в качестве базальных конгломератов кольской серии (возраст серии по Pb изохроне 3150 млн. лет), залегающей на размытой поверхности массива [43]. Учитывая также результаты K-Ar определений по плагиоклазу, роговой обманке, клинопироксену для габбро-лабрадоритов самого массива, дающие возраст до 4000 млн. лет, В. А. Масленников [122] пришел к выводу о принадлежности интрузии к древнему фундаменту, на котором сформировалась гранулит-гранит-гнейсовая кольская серия, начинающая разрез архея Кольского сегмента земной коры.

Структурно-петрологическое изучение интрузии Главного хребта, осуществленное Е. В. Шарковым, выявило ее достаточно хорошо выраженную первично-магматическую расслоенность, возникшую в результате кристаллизационной дифференциации в спокойной тектонической обстановке, и позволило поставить вопрос о

петрологическом единстве габбро-лабрадоритов Главного хребта с гипербазитами Мончегорского никеленосного плутона, радиологический возраст которого определяется в 2900±200 млн. лет [39].

Не останавливаясь на обсуждении проблемы возрастных соотношений габбро-лабрадоритов Главного хребта с кольской серией, заметим лишь, что ряд исследователей отвергают базальный характер упомянутых выше конгломератов, считая последние либо тектонитами [71], либо, частью, дайками среднепротерозойских плагиопорфиритов с ксенолитами габбро-анортозитов [85]. Что касается развиваемого Е. В. Шарковым [228, 230] тезиса о петрологическом единстве массивов Мончи и Главного хребта, то этот вопрос пока нельзя считать окончательно выясненным из-за отсутствия бесспорных геологических доказательств.

Как бы в будущем не решались эти дискуссионные положения, несомненным остается тот факт, что массив Главного хребта приурочен к зоне глубинного разлома, разделяющей Беломорский и Кольский блоки археид. Эти блоки слагаются суперкрустальными образованиями, испытавшими региональный метаморфизм в амфиболитовой и гранулитовой фациях и ультраметаморфизм (мигматизация, гранитизация и чарнокитизация), и неоднократно подвергались складчатым деформациям. Все эти явления не накладываются в той же мере на интрузию Главного хребта, что позволяет сделать вывод о более молодом возрасте интрузии как относительно беломорского, так и кольского комплексов гнейсов и мигматитов. Незначительные по масштабу зоны рассланцевания с образованием амфибол-плагиоклазовых бластомилонитов, наблюдаемые в контактах и в центре массива Главного хребта, не могут интерпретироваться как полностью синхронные и изофациальные образования с соответствующими соскладчатыми процессами метаморфизма в архейской раме массива. Они отвечают явлениям диафтореза протерозойского (карельского) времени. Иначе говоря, геологические соображения позволяют считать массив габбро-лабрадоритов Главного хребта раннепротерозойским, коррелируемым с габбро-лабрадоритами кейвского комплекса.

Изучение внутреннего строения массива позволило [228] установить наличие расслоенности в нем.

Зона габбро-норитов образует нижнюю часть разреза массива. Она состоит из ритмичного переслаивания среднезернистых габбро-норитов, оливиновых габбро-норитов, плагиоклазовых лерцолитов и вебстеритов. Преобладающей породой зоны являются среднезернистые габбро-нориты. Кумулятивными фазами в пределах зоны являются плагиоклаз+ортопироксен+клинопироксен±оливин. Строение зоны в латеральном направлении неоднородно. Оливинсодержащие разновидности пород встречаются только в центральных частях массива в верхней части ее разреза. Сохранившаяся мощность зоны не менее 500—600 м, полная мощность неизвестна, так как ее нижний контакт не наблюдался.

Зона трахитоидных габбро-норит-лабрадоритов и лабрадоритов слагает среднюю часть разреза массива. Характерная осо-

бенность зоны — резкий идиоморфизм плагиоклаза по отношению к пироксенам. С востока на запад наблюдается постепенный переход габбро-норит-лабрадоритов в анхимономинеральные лабрадориты, слагающие весь восточный склон Волчьих и Чуна-Тундр. В основании зоны прослеживается невыдержанный горизонт лейкократовых троктолитов. Мощность зоны в пределах хр. Чуна-Тундра и в центральной части хр. Монче-Тундра составляет 2—2,5 км; к северу мощность убывает, составляя в хр. Волчья Тундра всего 0,3—0,5 км.

Зона крупнозернистых габбро-лабрадоритов составляет верхние части разреза массива. Эти породы имеют массивную текстуру и неравномернозернистое сложение с неясно выраженным чередованием более лейкократовых и более меланократовых разновидностей пород. Иногда отмечаются разновидности, содержащие интерстициальный оливин. В основании зоны также прослеживается невыдержанный горизонт троктолитов. Мощность зоны составляет не менее 2,5—3 км. Полная мощность неизвестна, так как породы более высоких уровней уничтожены эрозией.

Кроме указанных разновидностей пород, в пределах массива Главного хребта часто отмечаются согласные послойные жильные тела мелкозернистых габбро-лабрадоритов, троктолитов и габброноритов, а также ассоциирующие с ними сегрегации и жилы габбро-норит-пегматитов. Наибольшим развитием эти образования пользуются в верхах разреза зоны габбро-норитов, но нередко наблюдаются и среди габбро-норит-лабрадоритов. Породы жильной серии, развитые среди последних, часто содержат обильную вкрапленность титаномагнетита вплоть до появления маломощных титаномагнетитовых жил [84].

Пространственная ориентировка расслоенности характеризуется выдержанным субмеридиональным простиранием и закономерно меняющимся падением. С юго-запада и северо-востока массив оборван разломами, срезающими первично-магматические структуры.

Породы массива Главного хребта в значительной мере сохранили свои первичные текстуры и структуры, характерные для расслоенных интрузий. Как и во всех подобных образованиях, в сложении пород здесь участвуют две группы зерен — минералы кумулуса, образующие близкие к идиоморфным индивидуальные кристаллы, и расположенные в интерстициях между ними ксеноморфные выделения интеркумулуса [232]. При этом, так же как и в других случаях, в пределах одного слоя количественные соотношения между этими группами зерен могут меняться в довольно широких пределах с соответственным изменением модального состава пород, но при сохранении химизма соответствующих минеральных фаз, как это показано в табл. 22, где приведены основные сведения о породах массива.

Как видно из этих данных, в нижней части разреза интрузии породы образованы 3—4 минералами кумулуса (плагиоклазом — битовнитом, железистым бронзитом, авгитом и оливином — хри-

Таблица 22

Петрографические особенности пород массива Главного хребта

Зоны расслоенности	Породы	Минеральные ассоциации магматической стадии	
		Минералы (в скобках интеркумулус)	Объемные %
Крупнозернистых габбро-анортозитов	Крупнозернистые габбро-анортозиты	Плагиоклаз An_{58-68} (оливин Fa_{31-40} ортопироксен Fs_{33-42} клинопироксен $Ca_{23}Mg_{50}Fe_{27}$ бурая роговая обманка титаномагнетит, кварц, апатит)	65—80 До 5 До 15 До 25 До 7 Доли %
	Троктолиты	Оливин Fa_{30-40} Плагиоклаз An_{58-70} (ортопироксен, Fs_{32-38}, клинопироксен, титаномагнетит)	5—10 65—80 До 20
Трахитоидных габбро-норит-анортозитов и анортозитов	Анортозиты	Плагиоклаз An_{68-72} (ортопироксен Fs_{35-40}, клинопироксен, бурая роговая обманка, кварц)	95—99,5 0,5—5
	Габбро-норит-анортозиты	Плагиоклаз An_{60-70} (ортопироксен Fe_{32-34} клинопироксен $Ca_{25}Mg_{54}Fe_{21}$ бурая роговая обманка, биотит, кварц, апатит, титаномагнетит)	50—90 5—20 5—30 0,5—1,5
	Троктолиты	Оливин Fa_{22-25} Плагиоклаз An_{70-80} (ортопироксен, клинопироксен, титаномагнетит, сульфиды — пирротин, халькопирит, пирит)	15—25 65—75 5—15
Габбро-норитов	Габбро-нориты	Плагиоклаз An_{70-82} Ортопироксен Fs_{20-28} Клинопироксен $Ca_{37}Mg_{41}Fe_{12}$ (бурая роговая обманка, биотит, сульфиды — пирротин, халькопирит)	50—60 15—30 20—30 до 1
	Оливиновые габбро-нориты	Оливин Fa_{20-25} Ортопироксен Fs_{15-19} Клинопироксен Плагиоклаз An_{74-84} (бурая роговая обманка, сульфиды)	5—10 10—20 20—30 40—60 до 1
	Плагиоклазовые лерцолиты	Оливин Fa_{18-22} Ортопироксен Fs_{15-19} Клинопироксен Плагиоклаз An_{70-82} (бурая роговая обманка, биотит, магнетит, сульфиды — пирротин, халькопирит)	20—30 25—30 25—30 15—25 0,5—2

золитом), а в средней — верхней частях массива практически единственным минералом кумулуса является плагиоклаз — лабрадор. Пироксены — ромбический и моноклинный — развиты в интерстициях между таблитчатыми кристаллами плагиоклаза. Они характеризуются наличием грубых пластинок одного пироксена в другом, параллельных (001), что характерно для инвертированных пижонитов и для структур распада твердого раствора пижонита в авгите. Зерна инвертированного пижонита и авгита занимают одни и те же интерстиции, характеризуются сложными границами друг с другом и, возможно, произошли при распаде первоначально единого гомогенного кристалла клиногиперстена на существенно кальциевую и малокальциевую составляющие. Помимо указанных структур в пироксенах постоянно устанавливается наличие субмикроскопических пластинок рутила, придающих этим минералам розоватую окраску в шлифе. В плагиоклазах аналогичную роль играют мельчайшие изометричные частички рудного минерала, по-видимому, магнетита, поскольку плагиоклаз имеет слабо магнитные свойства. Благодаря наличию этих пылевидных включений, свежие кристаллы плагиоклаза имеют темную окраску. При метаморфических процессах происходит собирательная перекристаллизация магнетита, в результате чего плагиоклаз и вся порода светлеет.

Существенной особенностью массива является наличие в нем скрытой расслоенности, т. е. закономерного изменения состава главных породообразующих минералов снизу вверх по разрезу. Как видно из табл. 22, состав оливина меняется от Fa_{22} до Fa_{40}, ортопироксена — от Fs_{15-19} до Fs_{33-42}, плагиоклаза — от An_{74-84} до An_{58-68}.

Значительный интерес для реконструкции условий затвердевания интрузии и ее дальнейшего преобразования представляют парагенезисы вторичных минералов. Наиболее ранними являются образования венцовых (коронарных) структур вдоль границ оливина и плагиоклаза. Они имеют концентрически-зональное строение и образованы изнутри агрегатом шестоватых зерен ортопироксена, а снаружи — клинопироксена и шпинели, т. е. аналогичны наблюдаемым в друзитах.

Автометаморфические процессы, охватившие весь объем массивов, привели к соссюритизации плагиоклаза и замещению пироксенов антофиллитом и волокнистым актинолитом. Этот парагенезис свидетельствует о том, что во время затвердевания массива *pt*-условия во вмещающей среде не превышали условий зеленосланцевой фации.

В зонах рассланцевания породы подвергаются переработке, степень которой различна в разных частях массива. Так, в контакте с Беломорским блоком развивается парагенезис зеленой роговой обманки, альмандинового граната, клиноцоизита и плагиоклаза № 40—50, свидетельствующий об условиях дистен-микроклиновой субфации амфиболитовой фации (t 570—600° С, p 5—9 кбар). В бластомилонитах, развитых вдоль контактов массива

с образованиями кольской серии (на востоке) и тундровой (на юге), развит парагенезис зеленой и сине-зеленой роговой обманки, клиноцоизита, кварца и плагиоклаза № 30—40, соответствующий условиям эпидот-амфиболитовой фации. Аналогичный характер наложенных процессов устанавливается и в районе оз. Сейдявр (юго-западная часть хр. Монче-Тундра).

Характерно, что по мере удаления от зон рассланцевания парагенезисы вторичных минералов вначале сохраняются в виде каемок вдоль границ плагиоклаза и темноцветных минералов, а потом исчезают. Это, по-видимому, объясняется дефицитом необходимых для реализации метаморфических реакций летучих компонентов, возможности проникновения которых в массивные магматические породы крайне ограничены.

По мнению В. А. Масленикова [122], массив претерпел также метаморфизм в условиях гранулитовой фации. В подтверждение приводятся следующие наблюдения: грануляция гиперстена, сопровождаемая его «очищением» от тонкодисперсных рудных включений, грануляция плагиоклаза, не сопровождаемая его деанортитизацией, появление клинопироксена и бурой роговой обманки. Однако аналогичные явления грануляции ортопироксена и плагиоклаза наблюдаются и в массивах, заведомо не подвергавшихся гранулитовому метаморфизму, например, в Златогорском массиве в Северном Казахстане [145]. Бурая же роговая обманка и клинопироксен, как известно, не представляют типоморфных минералов гранулитовой фации. На этом основании мы считаем, что имеющиеся данные недостаточны для вывода о развитии гранулитового метаморфизма в пределах массива Главного хребта.

Химизм пород массива Главного хребта (табл. 23), за исключением ультрамафитов, довольно близок к образованиям кейвского комплекса, отличаясь от них пониженной титанистостью и щелочностью пород и несколько повышенным содержанием CaO. По этим характеристикам образования массива Главного хребта занимают крайнее положение относительно всех рассмотренных комплексов. Ультрамафиты же резко отличаются как от кейвских, так особенно от джугджурских и чаринских крайне низкими содержаниями титана и в меньшей степени железа при высокой магнезиальности породы. Это сближает рассмотренный комплекс с расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузиями типа Бушвельда, средняя часть разреза которых характеризуется именно такими закономерностями.

Помимо отличий по химизму, массив Главного хребта имеет и существенные структурные особенности. Кейвские интрузии представляют собой пластообразные тела, внутренняя структура которых конформна с тектоникой вмещающих их зон рассланцевания. Сами массивы в значительной мере превращены в бластомилониты с появлением парагенезисов метаморфических минералов, отвечающим условиям амфиболитовой фации. Массив же Главного хребта расчленен на блоки, причем в некоторых из них (северная часть хр. Монче-Тундры) устанавливается автономная

Таблица 23

Химический состав пород массива Монче — Чуна — Волчьих Тундр

Компоненты	Плагиоклазовый лерцолит	Габброиды			Габбро-анортозиты		
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	41,91	47,12	52,25	50,37	49,15	51,86	50,43
TiO_2	0,10	0,17	0,31	0,33	0,18	0,10	0,25
Al_2O_3	6,70	21,33	16,53	18,71	22,62	29,32	25,31
Fe_2O_3	3,92	0,96	0,98	1,26	1,21	0,48	1,17
FeO	6,55	4,75	6,88	5,99	5,62	1,26	3,44
MnO	Сл.	0,13	0,11	0,13	0,04	0,02	0,06
MgO	27,28	8,05	8,14	7,85	5,34	0,57	2,75
CaO	5,91	12,76	11,55	11,92	11,26	12,42	12,62
Na_2O	0,63	2,04	2,22	2,21	3,05	3,10	2,97
K_2O	0,24	0,18	0,28	0,21	0,28	0,10	0,22
H_2O^-	0,15	0,06	—	0,08	—	0,24	0,19
П. п. п.	6,29	1,88	1,08	0,94	1,07	0,54	0,59
Сумма	99,68	99,43	100,33	100,00	99,82	100,01	100,00
f	0,28	0,41	0,49	0,48	0,56	0,75	0,63
Fe_2O_3/FeO	0,60	0,20	0,14	0,21	0,22	0,38	0,34
Na_2O+K_2O	0,87	2,22	2,50	2,42	3,33	3,20	3,19
$Na_2O/(Na_2O+K_2O)$	0,72	0,92	0,89	0,91	0,92	0,97	0,93
Количество анализов	1	1	1	17	1	1	11

2, 3, 5, 6 — составы, крайние по SiO_2; 4, 7 — средний состав.

по отношению к контактам внутренняя структура, что характерно для интрузий, кристаллизовавшихся в условиях жесткой рамы. Основные процессы вторичных изменений локализованы главным образом вдоль границ блоков, а внутренние части массива затронуты преобразованиями в значительно меньшей мере. Характерны высокая степень выдержанности слоев по простиранию, крайняя редкость такситовых текстур, наличие ритмичной расслоенности, особенно в нижних частях разреза. Все это сближает массив Главного хребта с интрузиями консолидированных участков земной коры в отличие от типичных анортозитовых комплексов, кристаллизующихся в условиях подвижной рамы [231].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Охарактеризованные комплексы габбро-анортозитов Восточной Сибири и Балтийского щита, как это видно из приведенных описаний, имеют достаточно много общих черт, позволяющих выделить особый формационный тип магматических пород, харак-

терный для раннего докембрия. Однако при этом сходстве каждый конкретный комплекс обладает некоторыми частными особенностями вещественного состава, внутреннего строения, метаморфизма, соотношений с вмещающими породами и т. д., что свидетельствует о местных различиях в геологических и термодинамических условиях становления интрузий габбро-анортозитов.

1. Одним из главных формационных признаков является структурная локализация массивов габбро-анортозитов исключительно в зонах глубинных разломов либо разделяющих блоки земной коры с разной геотектонической историей, например протогеосинклинальную зону с сопредельным стабильным блоком (Джугджур, Кейвы, Главный хребет и др.), либо расчленяющих единый сегмент такой стабилизированной коры на тектонические блоки (Анабарские массивы анортозитов). Именно эта особенность размещения и позволяет именовать данную формацию формацией габбро-анортозитов зон глубинных разломов [239, 242].

2. В геотектоническом смысле эта формация отчетливо связана с протогеосинклинальным этапом развития земной коры, говоря точнее, по-видимому, с тектоническими движениями стадии ранней инверсии, когда уже произошла структурная дифференциация подвижных поясов на относительно стабильные поднятия и тектонически активные прогибы, разделенные друг от друга зонами внутренних и краевых глубинных разломов. Судя по характеру экзоконтактовых пород и составу ксенолитов, вмещающие породы к моменту внедрения габбро-анортозитов уже претерпели региональный метаморфизм в гранулитовой или амфиболитовой фациях (синхронно со складчатостью времени ранней инверсии), что отмечает нижнюю возрастную границу габбро-анортозитовой формации. Верхняя ее граница устанавливается по наличию более молодых гранитоидов, в том числе метасоматических гранитов, воздействующих на анортозиты и относящихся к позднескладчатым образованиям протогеосинклинального этапа. Об участии массивов габбро-анортозитов в наложенных тектонических деформациях свидетельствует, во-первых, нарушение различных первичных эруптивных контактов, которые, как правило, являются тектоническими, а во-вторых — развитие приразломных бластомилонитов в краевых частях и внутри массивов, причем эти бластомилониты обычно относятся к диафторическим образованиям относительно пород массивов и пород рамы.

Немногочисленные пока определения изотопного возраста габбро-анортозитовых массивов не позволяют произвести четкую возрастную привязку каждого конкретного комплекса к общесоюзной геохронологической шкале, оставляя этот вопрос открытым.

3. Описанные выше массивы обладают принципиальным сходством в отношении вещественного состава. Главную роль в их сложении играют габбро-лабрадориты и анхимономинеральные лабрадориты с явным количественным преобладанием пород с плагиоклазами, содержащими от 45 до 60% анортитовой молекулы при общем интервале составов плагиоклазов от 40 до 80% анортита.

Относительно меньшее значение принадлежит меланократовым породам, содержащим до 80% пироксенов и иногда оливин: оливиновым пироксенитам, габбро-норитам, габбро, связанным через переходные лейкогаббро и лейконориты с габбро-норитами. Еще меньшую роль играют оруденелые (титаномагнетит) габброиды.

Состав пироксенов от комплекса к комплексу довольно изменчив, но обычно наблюдается несколько повышенная магнезиальность ортопироксенов в кейвском и джугджурском комплексах. Почти во всех наименее метаморфизованных разновидностях пород отмечаются пироксены со структурами распада твердого раствора (инвертированный пижонит), присутствие которых, как известно, является свидетельством магматической кристаллизации.

Отмечаемая в большинстве районов пространственная ассоциация анортозитов с монцонито- и мангеритоподобными породами и субщелочными гранитоидами, видимо, обусловлена тем обстоятельством, что, благодаря взаимодействию с анортозитовым и габброидным субстратами, в мигрировавших в контактовую зону гранитоидных расплавах или гранитизирующих кремнещелочных растворах происходит, согласно Д. С. Коржинскому, возрастание щелочности последних, что и приводит, в конечном итоге, к новообразованию пород, обогащенных щелочными компонентами и с повышенной железистостью.

Иначе, по-видимому, обстоит дело с различными метасоматическими плагиоклазитами (Al-Ca-Na метасоматоз), развитыми в экзо- и эндоконтактах массивов габбро-анортозитов Джугджуро-Становой зоны, которые, по современным данным, генетически или парагенетически связаны с последними, и, следовательно, принадлежат к данной формации. В объем формации включается и жильная фация пегматоидных габбро-норитов и габбро-лабрадорит-пегматитов, а также дайки мелкозернистых комплементарных габброидов, встречающиеся в пределах массивов и вокруг них (Анабарская группа, Джугджур и др.).

4. Внутреннее строение всех массивов характеризуется расслоенностью, более или менее четко выраженной. Прежде всего в макромасштабе заметно преобладание меланократовых составляющих (габбро, габбро-нориты, габбро-норит-анортозиты, плагиопироксениты и др.) в краевых (и очевидно, придонных) частях массивов и существенно плагиоклазовых пород (габбро-лабрадоритов и анхиминеральных крупно- или даже гигантозернистых лабрадоритов) в центральных (и апикальных) частях интрузий. При этом нередко (Анабар, Кейвы, Главный хребет) в краевых фациях наблюдается хорошо выраженная ритмичность — закономерное чередование пород в последовательности: оливиновые и безоливиновые (иногда рудные) габбро-нориты — габбро — габбро-лабрадориты. В центральных частях тел ритмичная расслоенность, вследствие однородности пород, проявляется редко и неясно. В наиболее детально изученных массивах (Главного хребта, Джугджурском) установлена (Е. В. Шарков, А. М. Ленников)

скрытая расслоенность, выраженная в понижении снизу вверх основности плагиоклаза и магнезиальности ортопироксена.

Анализ последовательности минералообразования в породах разного состава, проведенный для большинства массивов с той или иной детальностью, свидетельствует об их формировании в процессе кристаллизационной дифференциации расплава, одноактно заполнившего магматическую камеру. Как отмечалось, в Джугджуро-Становой зоне, возможно, имеет место постмагматический (?) Al-Ca-Na метасоматоз, что может быть следствием большой глубинности этих интрузий.

5. Химизм пород формации определяется на основании 133 полных силикатных анализов по отдельным комплексам. Выше, при описании каждого из них, были рассмотрены некоторые петрохимические особенности их. Подчеркнем лишь главные общие черты формации путем сопоставления конкретных комплексов друг с другом (см. рис. 16). Породы анортозитовых комплексов, особенно ультрамафиты, характеризуются крайне высокой титанистостью и железистостью и повышенной щелочностью. Особенно велики различия среди ультрамафитов, где крайние положения, с одной стороны, занимают образования Джугджурского и Цагинского массивов и, с другой,— Главного хребта. Ультрамафиты кейвского комплекса занимают промежуточное положение. Аналогичные различия сохраняются и в габброидах и анортозитах, но проявлены значительно слабее, особенно в последних.

6. Металлогеническая специализация формации габбро-анортозитовых комплексов определяется присутствием в богатых плагиоклазом разновидностях пород ильменита и титаномагнетита. С меланократовыми дифференциатами в хорошо расслоенных интрузиях связана бедная сульфидная вкрапленность меди и никеля, иногда магнетитовое оруденение (рудное габбро, рудные оливиновые габбро-нориты). Однако крупных промышленных месторождений, связанных с этими массивами, на территории СССР пока не установлено.

7. Вопрос о происхождении габбро-анортозитовых комплексов является дискуссионным. Как отмечалось, для анортозитов Восточной Сибири (Джугджурский, Каларский и другие массивы) предлагаются магматическая или метасоматическая модели их образования. Для других, описанных выше комплексов, исследователи высказываются об их формировании в результате внутрикамерной кристаллизационной дифференциации по кумулятивному принципу. При этом не исключается и возможность ликвации перегретой родоначальной магмы в камере на придонную меланократовую и приповерхностную существенно лейкократовую части с обогащением первой рудной составляющей, а второй — летучими, о которых свидетельствует обогащенность анортозитов фторапатитом, присутствие среди них пегматоидных и гигантозернистых пород и, наконец, наличие газовых микровключений в плагиоклазе [118].

Относительно характера родоначальной магмы габбро-анортозитовой формации суждения весьма разноречивы. Наиболее распространенными являются предположения: а) о существовании первичной габбро-анортозитовой магмы, образованной в результате селективного плавления гипотетического анортозитового слоя земной коры при высоком p_{H_2O} [203, 242, 257, 264]; б) о кварц-диоритовой или андезитовой магме внутрикорового происхождения, кристаллизационная дифференциация которой при определенных *tp*-условиях может привести к формированию комагматической ассоциации анортозитов, габброидов и гранитоидов [15, 61].

Как замечает О. А. Богатиков, последняя модель достаточно хорошо объясняет происхождение ассоциации анортозит-мангерит-рапакиви-гранитной, характерной для этапа консолидации древних платформ, но не подходит для автономных габбро-анортозитовых комплексов, как правило, не включающих кислых комагматов и состоящих не менее чем на 65—75% по объему из существенно плагиоклазовых пород.

Что касается концепции родоначальной габбро-анортозитовой магмы, то в этом случае возникают большие трудности в объяснении происхождения такой магмы и интрузивного механизма формирования дифференцированных массивов. Дело в том, что согласно экспериментам Т. Х. Грина [60], расплавы габбро-анортозитового состава, представляющие продукты дифференциации базальтовой магмы, не могут образовываться и существовать при давлениях менее 36 кбар, что отвечает глубинам 140 км и более, т. е. достаточно глубоким мантийным горизонтам. Если такая магма и могла возникнуть на столь больших глубинах, то одноактное выполнение ею огромных по объему магматических камер (интрузии Главного хребта, Джугджура и др.) требует признания исключительно высокой подвижности и, следовательно, перегретости и насыщенности летучими магматических масс, их очень быстрого прорыва из родоначального очага в земную кору на уровни, ставшими еще в раннем докембрии доступными для эрозии (т. е. вряд ли более 5—7 км от поверхности), постепенной медленной раскристаллизации в магматической камере в спокойных тектонических условиях с образованием явной и скрытой расслоенности. Сочетание таких геологических и термодинамических условий, необходимое для образования устойчивого формационного типа пород, в принципе, видимо, невозможно. При этом еще нужно учесть, что габбро-анортозитовые комплексы характеризуются «сухой» ассоциацией породообразующих минералов, не обнаруживают в морфологических чертах массивов высокой подвижности расплава и не имеют эффузивных аналогов, непосредственно указывающих на существование расплавов габбро-лабрадоритового или чисто лабрадоритового состава. Наконец, эти массивы не образуют четко выраженных экзоконтактовых зон, свидетельствующих о высокой температуре внедренных магматических масс. Иначе говоря, гипотеза о существовании специфической габбро-анортозитовой магмы мантийного происхождения

не очень подходит для объяснения генезиса автономных расслоенных интрузий габбро-анортозитов, составляющих формацию зон глубинных разломов.

Строго говоря, в настоящее время нет ясного и петрологически обоснованного ответа на вопрос о происхождении этой формации. Одна из наиболее привлекающих внимание гипотез недавно высказана Б. Г. Лутцем и Г. В. Баженовой [118]. Эти исследователи, указывая на изофациальность анортозитов Каларского массива и массивов Анабарского щита с вмещающими гранулитовыми породами, считают, что анортозиты могут быть продуктом плавления гранулитов. Опираясь на данные о существенно водородном составе газово-жидких включений в анортозитах Каларского массива, Б. Г. Лутц полагает, что происхождение анортозитов связано с потоками подкоровых высокотемпературных ювенильных флюидов существенно водородного состава, приуроченных к зонам глубинных разломов. При этом основательно переработанные растворами гранулиты могут переходить в расплав в связи с появлением воды в результате окисления водорода при освобождении кислорода, законсервированного в решетках минералов кристаллосланцев. Плавление гранулитов в таких «водных» условиях происходит при 900° С и давлении 10—15 кбар. Возникающий таким образом, норит-анортозитовый расплав ($80An+20Di+H_2O$) далее кристаллизуются с образованием последовательной серии пород, образующих габбро-анортозитовую ассоциацию.

В свете изложенной концепции, как замечает ее автор, получает объяснение приуроченность анортозитов к докембрию, если допустить повышенный геотермический градиент для докембрия и, следовательно, возможность формирования очагов переплавления гранулитов в пределах земной коры. В последокембрийское время величина градиента снизилась, магматические очаги опустились в мантию и автономные массивы анортозитов перестали возникать.

Одним из неясных моментов рассматриваемой гипотезы является то обстоятельство, что гиперстеновые кристаллосланцы (основные гранулиты) по химизму отвечают толеитовым базальтам (Анабар, Джугджур, Калар и др.) и, следовательно, при их общем плавлении, даже с привлечением механизма многократной зонной плавки вряд ли в пределах магматического очага может быть образован полностью жидкий расплав габбро-анортозитового состава в количестве, способном образовать огромные однофазные массивы.

Возможно, разгадка этого противоречия состоит в допущении существования подгранулитовой, но домантийной, оболочки палеокоры, вещественно близкой к габбро-лабрадориту. Такое допущение кажется вполне реальным, исходя из современных данных селенологии — наличие анортозитов в лунной коре. На Земле такая палеокора, вероятно, переработана и может быть сохранилась только на больших глубинах под мощными толщами инициальных вулканитов.

В нашем распоряжении имеются данные о наличии богатых плагиоклазом «эклогитоподобных пород» в глубоких слоях Кольского сегмента земной коры. Речь идет о ксенолитах в трубке взрыва на о. Еловом близ г. Кандалакша, состоящих из плагиоклаза (количество его в отдельных ксенолитах меняется в среднем от 35 до 52 об. %, достигая иногда 75—80%), клинопироксена (от 19 до 48%) и граната (12—30%). В качестве акцессорных присутствуют апатит, оливин, титаномагнетит. Состав плагиоклаза колеблется в интервале 12—22% An, клинопироксен представлен жадеитсодержащим (6,0—10,5 мол. %) диопсидом, а гранат имеет следующий молекулярный состав: пироп 39—44%, гроссуляр 15—13%, альмандин 46—42%.

По геофизическим данным глубина коренного залегания этих пород определяется приблизительно в 35—37 км, а условия образования данной минеральной ассоциации по термобарометрическим расчетам отвечают t 700—725° С, $p_{общ}$ 9,0—9,5 кбар. Подошва земной коры — поверхность «М» — в пределах Беломорского геоблока, где находится трубка взрыва с эндогенными ксенолитами, находится на уровне 30—38 км [243], т. е., иначе говоря, описываемая порода слагает нижнюю часть земной коры в Кандалакшском ее сегменте.

Средний химический состав этой эклогитоподобной породы таков (вес. %):

SiO_2 — 49,38; Ti_2O — 0,84; Al_2O_3 — 18,23; Fe_2O_3 — 2,62;

FeO — 6,21; MnO — 0,10; MgO — 6,19; CaO — 10,22;

Na_2O — 3,69; K_2O — 0,71; P_2O_5 — 0,16,

что в пересчете на нормативный состав отвечает (вес. %):

Or = 3,92, Ab = 31,66, An = 31,08, Di = 6,82, Hy = 9,23, Ol = 8,07,

Mt = 3,72, Jl = 1,53, Ap = 0,14, Cc = 3,83.

На диаграмме Макдональда — Кацуры этот состав попадает в поле трахибазальтов. По химизму он весьма близок к высокоглиноземистому базальту известково-щелочных серий Курило-Камчатской гряды, а из габбро-анортозитовых массивов — среднему составу массива Главного хребта, Кейв и Цаги, отличаясь от двух последних пониженным содержанием титана.

При полном плавлении такого субстрата в зонах глубинных разломов, достигавших подошвы палеокоры, очевидно, могла возникать специфическая глиноземистая магма среднего состава, обогащенная кальцием и натрием, умеренно богатая железом и магнием, которая, возможно, и явилась родоначальной для автономных массивов габбро-лабрадоритов Главного хребта, Кейв, Цаги, составляющих формацию габбро-анортозитов зон глубинных разломов протогеосинклинального этапа развития земной коры.

Чарнокитоидная формация глубинных разломов *

Известно, что особенностью чарнокитоидных формаций, вне зависимости от их генетической природы, является приуроченность к областям развития метаморфических пород гранулитовой фации. Эта связь может быть как пространственной, так и генетической. Сведения же о чарнокитоидах, залегающих на уровне амфиболитовой фации регионального метаморфизма, появились лишь в последнее время. В пределах северо-карельской части зоны сочленения крупнейших геотектонических структур Балтийского щита — карелид и беломорид — В. М. Шемякиным, К. А. Шуркиным, Ю. Д. Пушкаревым, В. В. Фиженко было установлено широкое распространение гиперстеновых гранитоидов. Аналогичные образования, развитые в Даванской зоне смятия в Западном Прибайкалье, описаны Н. А. Срывцевым. Умбинские чарнокиты на юге Кольского п-ова охарактеризованы А. Н. и Г. В. Виноградовыми.

Выделение формации чарнокитоидов зон глубинных разломов определяется, в первую очередь, структурным положением интрузивных тел: их приуроченностью к долгоживущим зонам глубинных разломов, разделяющих разновозрастные структурные блоки земной коры с различной историей геологического развития. Чарнокитоиды образуют типичные интрузивные тела размером от 3—5 до 6000 км^2, залегающие среди пород амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Кроме того, чарнокитоиды данного структурно-генетического типа обладают целым рядом специфических признаков геолого-петрологического характера, отличающих их от других формационных типов чарнокитоидов [235].

ТОПОЗЕРСКИЙ КОМПЛЕКС

Чарнокитоиды топозерского комплекса развиты на территории между р. Кемь на юге и широтой оз. Пана-ярви на севере. Они слагают огромную Топозерскую интрузию, площадью около 6000 км^2 и ряд более мелких массивов — сателлитов: Вичанские, Нарвозерский, Виттозерский, Валазреченский и др. Многие массивы ранее оставались либо незамеченными, либо площади их развития картировались как амфибол-биотитовые гнейсы, мигматиты, часть «гранитов III группы Топозерского или Подужемского типа». При исследовании в 1958 г. гиперстеновые граниты Вичанского массива объединены с существенно микроклиновыми гранитами Северной Карелии в группу «поздних гранофировых гранитов и связанных с ними гранодиоритов нижнего протерозоя». Как показали дальнейшие исследования [233], такое объединение оказалось неправомерным.

Неопределенность в отношении выделения интрузивных чарнокитов возникла из-за того, что эти породы сравнительно редко и на небольших площадях сохраняются в неизмененном виде.

---

* Вводный текст написан В. М. Шемякиным.

По современным геолого-геофизическим данным [114, 217, 238], область сочленения беломорид и карелид представляет собой зону глубинного разлома с длительной историей геологического развития. Последнее устанавливается по наличию здесь многочисленных разновозрастных и разнообразных по составу магматических комплексов, часть из которых не встречается на сопредельных территориях беломорид и карелид.

Зона глубинного разлома как долгоживущая и тектонически активная структура обусловила широкое развитие процессов тектонобластеза, что привело к образованию различных морфологических типов тектонитов-бластомилонитов как по беломорским, так и по карельским образованиям, в том числе и по интрузивным чарнокитоидам [155].

Чарнокитоиды в неизмененном виде представлены довольно однородными на больших площадях средне-, реже крупнозернистыми породами розовато-коричневого или бурого цвета с массивной текстурой. Для них характерны крупные (до 5—7 мм) овальные включения голубоватого опаловидного кварца, придающие чарнокитоидам порфировидный облик.

Породы залегают среди гнейсов и амфиболитов хетоламбинской и керетьской свит беломорской серии, которые регионально метаморфизованы в *pt*-условиях амфиболитовой фации и мигматизированы. Кроме того, в западной части Топозерского и Валазреченского массивов чарнокитоиды контактируют с ультраметагенными гранитоидами комплекса основания карелид, ксенолиты которых, по данным Ю. Д. Пушкарева, содержатся в чарнокитоидах.

Изучение первичных региональных минеральных ассоциаций гнейсов и амфиболитов и сопоставление их с возникшими при контактовом воздействии чарнокитоидов указывает, что контактовый метаморфизм проявился в условиях фации пироксеновых роговиков. Сосуществование в контактово-измененных гнейсах и амфиболитах моноклинного пироксена, который нигде не встречен в неизмененных вмещающих породах, с амфиболом и биотитом свидетельствуют о том, что фация пироксеновых роговиков представлена ассоциацией низкотемпературного поля, перекрывающего высокотемпературное поле фации роговообманковых роговиков.

Первичные взаимоотношения чарнокитоидов с вмещающими породами эруптивные, что доказывается наличием апофиз у Нарвозерского массива и жил чарнокитоидов в друзитах беломорского комплекса. Кроме того, прямым указанием на интрузивную природу описываемых тел служат мощные зоны эруптивных брекчий в Восточно-Вичанском и Нарвозерском массивах.

Обращает на себя внимание очень пестрый состав ксенолитов. Среди них можно выделить четыре группы: а) плутонические породы ультраосновного и основного состава (пироксениты, габбро и габбро-нориты); б) глубинные метаморфические породы (шпинельсодержащие и эклогитоподобные); в) эффузивы основного и кислого состава (диопсидовые порфириты и кварцевые порфиры)

и г) породы рамы массивов (гнейсы, амфиболиты, мигматиты и друзиты беломорской серии). Все ксенолиты несут признаки термального и вещественного воздействия со стороны цементирующих их чарнокитоидов.

Несомненный интерес для петрологических выводов представляют ксенолиты метаморфических пород и эффузивов. С одной стороны, минеральные ассоциации шпинельсодержащих и эклогитоподобных пород относятся к очень глубинной фации метаморфизма, что позволяет говорить о глубинной природе данных ксенолитов, очевидно, вынесенных магмой из пределов «гранулит-базитового» слоя. Во вмещающей массивы беломорской серии подобные породы не обнаружены. С другой стороны, присутствие в эруптивных брекчиях обломков эффузивных пород является показателем относительно малой глубины становления массивов. Если даже допустить, что фрагменты покровных эффузивов оказались позднее в опущенном приразломном блоке, то и тогда, судя по сохранности пород, эта глубина вряд ли могла превышать 3—5 км. Необходимо подчеркнуть, что это предположение о гипабиссальности интрузий находится в соответствии с фактом сохранения в чарнокитоидах гиперстена, который при более медленной кристаллизации магмы на глубине не мог бы сохраниться в породе, а вследствие реакционных взаимоотношений с расплавом преобразовался бы в амфибол.

Не менее важный вывод о возрастном положении эффузивов, а следовательно, и чарнокитоидов можно сделать на основании изучения химизма ксенолитов эффузивов. Так, по петрохимическим особенностям кварцевые порфиры из ксенолитов близки к лептитам, известным в парандовской и других раннепротерозойских сериях Карелии, а диопсидовые порфириты являются вещественными и химическими аналогами диабазовых порфиритов той же парандовской серии. Возрастное положение интрузивных чарнокитов определяется как раннекарельское. Определение изотопного возраста чарнокитоидов свинцово-урановым методом дало цифры 2425—2450 млн. лет [208].

Характерной особенностью массивов чарнокитоидов является практически полное отсутствие связанных с ними жильных образований. Лишь в единичных случаях внутри массивов наблюдаются мелкие маломощные жилы и дайки аплита, кварца и пегматита, которые встречаются исключительно среди бластомилонитов по чарнокитоидам.

Все чарнокитоиды обладают единым набором породообразующих минералов, соотношение которых определяет их петрографическую номенклатуру. Выделяются гиперстеновые, двупироксеновые, пироксен-гастингситовые, пироксен-гастингсит-биотитовые чарнокиты (преобладающий тип), чарноэндербиты, эндербиты и монцоэндербиты.

Типоморфными минералами чарнокитоидов являются плагиоклаз, представленный андезином № 40 и олигоклаз-андезином № 26—32 — 11—50%, высокий триклинный ортоклаз — 2—40%,

кварц — 18—44%, ромбический пироксен (f=62—75%) — до 3%, моноклинный пироксен (f=18—70%) — до 3%, биотит (f=61—64%) — до 13%, амфибол (f=57—74%) — до 14%, гранат — до 1%. Характерной особенностью ферро-магнезиальных силикатов является их высокая железистость. Структура интрузивных чарнокитов гипидиоморфнозернистая, реже микрографическая и монцонитовая.

Химические анализы (табл. 24) показали относительную стабильность составов чарнокитоидов, в которых содержание главных породообразующих окислов колеблется в узком интервале значений.

Составы чарнокитоидов на диаграмме А. Н. Заварицкого попадают в поле распространения пород гранитоидного состава нормального ряда. Наблюдается смещение роя векторов в сторону обогащения фемическим компонентом, что объясняется пониженным содержанием полевошпатовой извести.

Интрузивные чарнокиты относятся к породам, пересыщенным кремнеземом, а по содержанию щелочей — к богатым, умеренно богатым и бедным щелочами. Среди щелочных полевых шпатов

Таблица 24

Средние химические составы и петрохимические характеристики комплексов *чарнокитоидов зон глубинных разломов*

Компоненты	Северная Карелия		Западное Прибайкалье	
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ
SiO_2	66,53	1,84	59,77	3,77
TiO_2	1,06	0,25	1,56	0,51
Al_2O_3	12,90	0,89	14,55	0,71
Fe_2O_3	1,87	0,85	2,81	0,95
FeO	5,14	1,13	6,89	2,02
MnO	0,08	0,05	0,17	0,04
MgO	1,20	0,27	1,73	0,77
CaO	3,20	0,55	4,33	1,35
Na_2O	3,28	0,25	3,18	0,31
K_2O	3,60	0,43	3,74	0,96
n	26		72	
f	76,0		75,2	
FeO : MgO	2,40		2,23	
Fe_2O_3 : FeO	0,32		0,36	
K_2O : Na_2O	0,70		0,77	
$(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$	0,71		0,64	
$Al_2O_3-(Na_2O+K_2O+2CaO)$	—41		—51	
Ab	33,8		33,8	
An	12,3		17,9	
Or	25,0		27,5	
Q	28,9		20,8	

главная роль принадлежит натриевому ($K_2O : Na_2O = 0{,}48—0{,}91$). Для Вичанских массивов, наиболее детально изученных, устанавливается, что богатые щелочами чарнокитоиды концентрируются в центральных частях массивов, в то время как умеренно богатые и бедные щелочами приурочены к периферическим зонам.

Чарнокитоиды, в целом, лейкократовые породы, в фемической части которых железо заметно преобладает над магнием ($f = 62{,}7—85{,}1$).

Сравнение чарнокитоидов с типами естественных ассоциаций А. Н. Заварицкого показывает, что они принадлежат к известково-щелочным ассоциациям. При этом отчетливо наблюдаются резкие отклонения составов в сторону щелочных ассоциаций сиенит-диоритового типа.

Формирование массивов чарнокитоидов происходило в условиях тектонически активной обстановки, вызванной заложением и развитием глубинного разлома, отделяющего Беломорский срединный массив от Карельской подвижной зоны карелид.

О глубинном происхождении родоначальной магмы чарнокитоидов можно судить на основании заключенных в них ксенолитов, обладающих минеральными ассоциациями более высокой степени метаморфизма, чем вмещающие их породы беломорской серии. Кроме того, исключительно своеобразная петрология интрузивных чарнокитов, специфический химический состав, высокая железистость пород и минералов, высокие начальные температуры кристаллизации, бедность жильными проявлениями, особенности геоструктурного положения свидетельствуют о том, что магма чарнокитов представляет собой особый тип глубинных гранитных магм [178].

Вопрос о генезисе магмы интрузивных чарнокитов в настоящее время нельзя считать окончательно решенным. Отмеченные выше особенности химического состава чарнокитоидов не свойственны типичным литогенным гранитоидам, возникшим в пределах гранито-гнейсового слоя. Прямых петрохимических указаний на возможность происхождения магмы чарнокитоидов путем фракционной дифференциации базальтовой магмы не установлено. Предположению об ее гибридном происхождении противоречит исключительная однородность состава чарнокитоидов, петрохимически тождественных во всех интрузиях, размещенных на огромной площади.

Наиболее вероятным является предположение о формировании магмы чарнокитоидов где-то в пределах слоя земной коры, переходного от гранулит-базитового к гранитному. По геофизическим данным (глубинное сейсмозондирование по профилю Кемь — Ухта), поверхность Конрада находится в районе на глубине 10—12 км от современного эрозионного среза [115]. Магмообразование, очевидно, следует связывать с селективным плавлением пород переходного слоя с частичным распространением этого процесса и на гранулит-базитовую и гранит-гнейсовую оболочку Земли. Подчеркнем, что главный объем интрузивных чарноки-

тов составляют полевые шпаты и кварц, находящиеся в анхиэвтектических соотношениях во всех разновидностях пород массивов. Это обстоятельство, служащее одним из главных критериев для доказательства кристаллизации гранитных пород из расплава [22, 203], в то же время позволяет говорить и об анатектической природе этого расплава [23]. Огромные массы его могли возникнуть лишь при условии вовлечения в селективное плавление больших объемов сиалических пород, повсеместно химически более или менее однородных.

Становление и консолидация тел чарнокитоидов совершались на сравнительно небольших глубинах — порядка 3—5 км, о чем свидетельствуют ксенолиты эффузивов кислого и среднего состава, присутствие которых на этой глубине объясняется перемещением отдельных глыб и блоков в зоне дробления местами до уровня внедрения в эту зону магматических масс. Кроме ксенолитов на небольшие глубины становления интрузий северо-карельских чарнокитоидов указывает и целый ряд признаков, установленных А. И. Горжевским и В. Н. Козеренко [48] для классификации магматических пород по глубинности: гранитоидные структуры и массивные текстуры чарнокитоидов; ограниченное распространение скизолитовых пород; пироксен-роговиковая фация контактового метаморфизма; отсутствие эндоконтактовых изменений структур чарнокитоидов.

УМБИНСКИЙ КОМПЛЕКС

Умбинский комплекс * чарнокитоидов и существенно микроклиновых порфировидных гранитов расположен на Кандалакшском побережье Белого моря и занимает площадь более 900 км^2.

Среди геологов, в разные годы изучавших умбинский комплекс, нет единодушия в трактовке его строения и генезиса. Большинство исследователей как раннего этапа изучения (Е. С. Федоров, Д. С. Белянкин, Б. М. Куплетский, В. А. Токарев и др.), так и в последние годы (Г. В. Виноградова, Н. Ф. Шинкарев) считали гранитоиды магматическими образованиями, сформированными в три этапа: гиперстеновые кварцевые диориты — гиперстен-гранат-биотитовые рапакивиобразные гранодиориты — порфировидные граниты. Наряду с этим имеются и другие точки зрения, отводящие значительную роль в формировании комплекса процессам метасоматоза. Так, Л. И. Антоновская и М. М. Врачинская в 1954 г. высказали предположение, что первично-магматическими

---

* Авторы описывают как единый комплекс и чарнокитоиды и микроклиновые граниты региона. Они, действительно, пространственно и возможно даже, парагенетически связаны, но время образования их может быть и различное. Чарнокитоиды В. М. Шемякин считает архейскими, а возраст гранитов авторами определен в 2000±100 млн. лет (с. 200). В то же время сами авторы сопоставляют умбинские чарнокитоиды с топозерскими, возраст которых около 2450 млн. лет. В связи с этим пока предпочтительнее называть всю эту совокупность пород не комплексом, а более осторожно — ассоциацией (*прим. ред.*).

породами являются только гиперстеновые кварцевые диориты, а порфировидные гранодиориты и граниты образовались за счет их в результате щелочного и кварцевого метасоматоза. К сходным выводам приходит и Е. Д. Чалых, полагающая, что субстратом, по которому развивается метасоматоз, служили гнейсы и кристаллические сланцы гранулитовой формации. Особого мнения придерживается Р. З. Левковский [106], рассматривающий умбинский гранитоидный комплекс как полицентральное полигенное образование, сформированное в результате внедрения магмы и последующих процессов гранитизации по системе кольцевых и конических разломов в три этапа плутонизма, в каждом из которых выделяются фазы со следующей последовательностью образования: порфировидные граниты — кварцевые диориты типа выборгита — гиперстеновые кварцевые диориты — метабазиты.

Специальные исследования, выполненные авторами в 1967—1972 гг. показали, что умбинский комплекс объединяет гранитоиды трех интрузивных фаз: I фаза — диориты, кварцевые диориты, кварцевые монцодиориты и тоналиты эндербитовой серии с типоморфным парагенезисом «гиперстен — гастингсит — биотит — кварц — плагиоклаз с антипертитовыми вростками калишпата»; II фаза — кварцевые диориты, гранодиориты, меланократовые граниты чарнокитовой серии с парагенезисом «гиперстен — гранат — биотит — плагиоклаз — ортоклаз — кварц»; III фаза — адамеллиты и плагио-микроклиновые мезо- и лейкократовые граниты с парагенезисом «биотит — плагиоклаз — микроклин — кварц», к которым иногда добавляются гранат и кордиерит.

Комплекс пород расположен в краевой части Терской глыбы в пределах активной тектонической зоны, разделяющей структуры Кольского и Беломорского регионов. Интрузии гранитоидов приурочены к тектоническому узлу, образованному пересечением трех крупных долгоживущих зон глубинных разломов. Вмещающими породами для гранитоидов служит толща нижнепротерозойских высокоглиноземистых гнейсов, выполняющая приосевую часть обширной Порьегубско-Умбинской синклинали. Гнейсы метаморфизованы в условиях фации силлиманит-биотитовых гнейсов (по схеме В. С. Соболева) и в совокупности с развитыми западнее двупироксеновыми гнейсами Порьей губы образуют единую метаморфическую серию.

Время образования умбинского гранитоидного комплекса, по геологическим данным, определяется как ранний — средний протерозой на том основании, что гранитоиды прорывают нижнепротерозойские гнейсы и перекрываются верхнепротерозойскими кварцито-песчаниками турьинской свиты, в основании которой залегает горизонт базальных конгломератов с гальками гранодиоритов. Отмечено также прорывание эндербитов дайками щелочных гранитов, относящихся, по-видимому, к Канозерскому комплексу щелочных гранитов, возраст которого свинцово-изохронным методом оценивается в 1,9—2,0 млрд. лет. Результаты калий-аргоновых и уран-свинцовых датировок возраста умбинского комплекса дают

Таблица 25

Результаты радиологических анализов акцессорных монацита и ксенотима из гранитов Кузреченского массива

Характеристики		Монацит	Ксенотим
Среднее содержание, вес. %	Pb	0,406	0,340
	U	0,247	0,560
	Th	3,98	1,88
Изотопный состав	^{203}Pb	0,097±0,001	0,023±0,001
	^{204}Pb	19,77±0,06	49,46±0,16
	^{207}Pb	4,23±0,02	6,62±0,05
	^{208}Pb	75,90±0,06	43,78±0,15
Значения возраста, млн. лет	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2390	2095
	$^{207}Pb/^{235}U$	2169	2015
	$^{206}Pb/^{238}U$	1945	1935
	$^{208}Pb/^{232}Th$	1630	1740

Примечание. Для Pb приведено среднее из 8 полярографических определений, для U и Th — среднее из 2—4 — колориметрических и 2—3 радиохимических определений, выполненных Л. Обуховой и Г. И. Шестаковым; изотопный состав Pb определен Э. В. Кравченко и Г. Н. Рюнгененом; в свинце, на который вводилась поправка, отношение ^{206}Pb, ^{207}Pb и ^{208}Pb к ^{204}Pb принято равным соответственно 15,53, 15,31 и 34,91.

согласованное значение 2000±100 млн. лет (табл. 25). В совокупности с геологическими данными это позволяет считать, что комплекс сформировался после завершения раннекарельского этапа складчатости и метаморфизма на рубеже раннего и среднего протерозоя.

Породами эндербитовой серии сложены два массива — Островский (30 км²) и Порьегубский (100 км²). Они образуют пластинообразные интрузии, залегающие согласно с вмещающими породами. Лишь на небольших участках отмечаются несогласные контакты, при этом происходит переориентировка и приспособление сланцеватости гнейсов к контактовой поверхности интрузивов.

Чарнокитами сложены три крупных массива трещинного типа — Умбинский, Выпчозерский и Ругозерский, сопровождающиеся большим количеством жил и даек, инъецирующих гнейсы в экзоконтактном ореоле интрузий. Эндоконтактные зоны крупных массивов содержат массу ксенолитов гнейсов размером от нескольких сантиметров до десятков метров.

Эндербиты и чарнокиты оказывают активное контактово-метасоматическое воздействие на вмещающие породы, вызывая их перекристаллизацию и образование гранат-кордиерит-калишпатовых и пироксен-гранатовых роговиковоподобных пород, парагенезисы которых соответствуют фации пироксеновых роговиков. Контактовые изменения более низких ступеней в окружающих породах

не фиксируются, теряясь на общем высоком фоне предшествующего регионального метаморфизма.

Гранитами сложен Кузреченский массив площадью более 400 км². Он относится к типу послескладчатых интрузий, по форме соответствующих синклинальным плутонам. Согласно гравиметрическим исследованиям, максимальная глубина подошвы массива не превышает 1,5 км, а подстилающие породы по плотности соответствуют чарнокитам или эндербитам. Контакты массива гранитов с вмещающими породами нигде не обнажены. В центральной части массива встречаются ксенолиты в различной степени микроклинизированных биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, причем количество и размер ксенолитов максимальны в краевых частях массива. Дайковый комплекс гранитов представлен немногочисленными телами мелкозернистых лейкократовых гранат-биотитовых и двуслюдяных гранитов, аплитов и пегматитов.

Среди эндербитов по количественно-минеральному составу выделяются диориты, кварцевые диориты, кварцевые монцодиориты и тоналиты. Текстура эндербитов в краевых частях массивов гнейсовидная, иногда тонкополосчатая. В центральных частях плутонов гнейсовидность выражена слабо. Структура гипидиоморфнозернистая, неравнозернистая.

Среди пород чарнокитовой серии вариации минерального состава позволяют выделить кварцевые диориты, гранодиориты и меланократовые граниты. Чарнокиты представляют собой порфировидные породы с крупнозернистой основной массой. Текстура массивная или трахитоидная, местами гнейсовидная. Большая часть крупных выделений представлена ортоклазом, более мелкие вкрапленники образуют плагиоклаз, гранат, гиперстен. Количество вкрапленников ортоклаза составляет 5—25% объема породы. Структура чарнокитов сходна со структурой выборгитов из-за наличия в породе овоидальных выделений ортоклаза, окруженных узкой каемкой мирмекитового агрегата олигоклаза и кварца.

Порфировидные граниты Кузреченского массива по минеральному составу соответствуют плагиомикроклиновым гранитам (кварц 27—31%, микроклин 31—42%, плагиоклаз 25—32%, биотит 6—9%, гранат до 2%). Структура гранитов порфировидная с неравномернозернистой гипидиоморфнозернистой и аллотриоморфнозернистой структурой основной массы.

В породах умбинского комплекса было обнаружено около 25 акцессорных минералов [26]. Качественный набор акцессорных минералов во всех гранитоидах однотипен, но количественные соотношения между отдельными группами минералов существенно различны. Среди минералов железа в эндербитах и чарнокитах преобладают магнетит и пирит, а в гранитах ведущая роль принадлежит гематиту. По характеру главных титановых и редкоземельных минералов ассоциации акцессорных минералов чарнокитов и гранитов относятся к ильменит-монацитовому типу, а эндербитов — к ортит-ильменитовому типу.

Таблица 26

Средние содержания породообразующих окислов в гранитоидах Пирьегубского, Умбинского и Кузреченского массивов

Компоненты	Пирьегубский			Умбинский			Кузреченский		
	Эндербиты			Чарнокиты			Порфировидные граниты		
	$\bar{x}$	S	V	$\bar{x}$	S	V	$\bar{x}$	S	V
SiO_2	62,25	3,76	6	62,20	1,74	3	71,41	1,75	2
TiO_2	1,00	0,32	32	1,07	0,16	15	0,34	0,08	24
Al_2O_3	16,55	1,44	9	15,56	0,43	3	13,86	0,79	6
Fe_2O_3	1,204	0,947	79	1,41	0,50	36	0,89	0,45	51
FeO	4,60	1,46	32	5,86	1,24	21	2,22	0,52	23
MnO	0,07	0,02	27	0,10	0,02	25	0,05	0,03	67
MgO	2,84	0,74	26	1,93	0,29	15	0,89	0,33	37
CaO	4,32	0,51	12	3,68	0,53	14	1,53	0,48	31
Na_2O	3,36	0,23	7	2,87	0,33	11	2,82	0,29	10
K_2O	2,53	0,55	22	3,16	0,43	14	4,85	0,66	14
n	11			10			11		

Изучение химизма гранитоидов умбинского комплекса (табл. 26) позволило установить принадлежность их к единому непрерывному эволюционному ряду и вместе с тем выявило специфику химизма каждой из интрузивных серий. Непрерывность эволюционного ряда наглядно демонстрируется закономерным расположением точек составов на вариационных диаграммах А. Н. Заварицкого и Г. С. Момджи в виде полос с равномерной по всей протяженности густотой точек. Та же особенность с более строгим количественным учетом распределения пород различной кремнекислотности отражена на статистико-петрохимической диаграмме Харкера — Изоха. Согласно систематике А. Н. Заварицкого, все гранитоиды относятся к классу перенасыщенных кремнеземом и глиноземом пород с переменным содержанием и соотношением щелочей — сумма щелочей и отношение калия к натрию закономерно возрастают от пород ранних фаз к поздним дифференциатам. По общему уровню кремнекислотности и меланократовости породы первой и второй интрузивных фаз существенно не различаются, что проявляется в равенстве средних значений параметров «*S*» и «*b*» и в одинаковой амплитуде их колебаний в сингенетических рядах пород эндербитовой и чарнокитовой серий. При близости главных петрохимических параметров пород этих двух серий отчетливо различаются по глиноземистости и кальциевости, более высоких в эндербитах; наиболее ярким отличием в химизме рассматриваемых двух серий является обогащенность чарнокитов железом и существенно более высокое, чем в эндерби-

тах, отношение закисного железа к магнию. Петрохимические особенности гранитов третьей интрузивной фазы таковы, что они по всем параметрам соответствуют усредненной линии тренда, намечающейся при совместном анализе вариационных линий составов пород ранних интрузивных фаз.

Содержание большинства элементов-примесей в гранитоидах умбинского комплекса близко к кларковому, лишь содержания скандия, никеля, ванадия и хрома в породах ранних фаз — эндербитах и чарнокитах — превышают кларки для кислых пород.

Кварц в породах комплекса представлен тремя генерациями — редкие раннемагматические идиоморфные выделения; позднемагматический ксеноморфный мелкозернистый кварц; постмагматический ленточный кварц, связанный с процессами кремний-калиевого метасоматоза.

Плагиоклазы образуют две первично-магматические генерации. Плагиоклаз I (раннемагматический) представлен идиоморфными кристаллами андезина № 33—38. Характерно наличие антипертитов. Плагиоклаз II (позднемагматический) представлен мелкими (~0,5 мм) ксеноморфными зернами со слабо выраженной зональностью. Изучение количественных соотношений между плагиоклазами различных генераций показало, что доля плагиоклазов ранней генерации в общей сумме плагиоклазов убывает от 50—60% в эндербитах до 40% в гранитах. Статистические максимумы составов плагиоклазов ранней генерации в породах разных фаз различаются лишь на 3—6% анортита, что указывает на близость термодинамических условий на начальных этапах кристаллизации всех пород. Плагиоклазы поздней генерации в эндербитах и чарнокитах имеют одинаковый состав (№ 24—32), а в гранитах вариации состава плагиоклаза II значительно шире (№ 15—32) и максимум смещен в область более кислых разновидностей, что может быть объяснено длительностью и большим диапазоном температур при кристаллизации гранитов по сравнению с чарнокитами и эндербитами. Третья генерация объединяет разнообразные по способу образования плагиоклазовые выделения постмагматической стадии — альбиты и кислые плагиоклазы (№ 5—15).

Калиевые полевые шпаты представлены двумя структурно-оптическими типами — промежуточными ортоклазами и решетчатыми (максимальными) микроклинами, а также переходными криптореше тчатыми микроклинами. Ортоклазы типичны для ранней генерации калиевого полевого шпата в чарнокитах и образуют крупные вкрапленники без признаков распада твердого раствора. Угол оптических осей 60—70°, рентгеновская триклинность 0—0,2. В участках катаклаза, вблизи от пегматитовых жил и щелочных интрузий, происходит частичное или полное упорядочение структуры с преобразованием ортоклаза в криптореше тчатый микроклин без изменения химизма. Состав ортоклаза из эндербитов и чарнокитов $Ort_{75-77}Ab_{25-23}$. В них наблюдаются включения андезина, гиперстена, граната, биотита, апатита.

Крипторешетчатые и максимальные микроклины характерны для порфировидных гранитов, а также для позднемагматической генерации калишпатов эндербитов и чарнокитов. Упорядоченность структуры в них неравномерна. Угол оптических осей от центра к краям зерен возрастает от 76 до 83—86°, угол угасания $Ng \perp 010$ колеблется от 5—10 до 15—17°. Рентгеновская триклинность 0,85—0,92; состав $Ort_{85-90}Ab_{15-10}$; альбит обособлен в виде струйчатых пертитов распада. Вкрапленники микроклина содержат включения олигоклаза, граната, биотита, кварца.

Гранат является характерным второстепенным минералом чарнокитов (среднее содержание 0,4—0,8%), в эндербитах содержание его 31—86 г/т, в порфировидных гранитах от 26 г/т до 1,7% (в шлирах). Образует идиоморфные, хорошо образованные кристаллы красного цвета. По химизму гранат из чарнокитов принадлежит к кальциевым альмандинам ($Alm_{65,7-68,0}Pyr_{14,3-18,3}Sp_{2,7-3,0}Gr_{8.0-11,3}And_{1.0-4.0}$), гранат из гранитов — к малокальциевым альмандинам ($Alm_{73,7}Pyr_{6,0}Sp_{13,3}Gr_{3,8}And_{0,5}$). Железистость гранатов возрастает от чарнокитов (78,0—84,0%) к гранитам (92,2—92,5%).

Ортопироксены служат типоморфными минералами эндербитов и чарнокитов. Их содержание достигает 5%. Образуют короткопризматические кристаллы (0,2—1 мм). В эндербитах нередки пойкилитовые выделения гиперстена, переполненные включениями раннего плагиоклаза. В чарнокитах ортопироксены ассоциируют с гранатом и магнетитом. Окрашены, плеохроируют отчетливо; $Ng = 1,712$, $Nm = 1,709$, $Np = 1,696$; $2V = -56°$ (в эндербитах); $Ng = 1,744-1,746$, $Nm = 1,739-1,743$, $Np = 1,727-1,729$, $2V = -59°$ (в чарнокитах). По составу ортопироксены из эндербитов соответствуют гиперстенам (железистость 39—52%; глиноземистость 2,5—6,5%), из чарнокитов — феррогиперстенам (железистость 62,4—63,4%, глиноземистость 6,7—9,5%).

Моноклинный пироксен отмечается в катаклазированных участках эндербитов и чарнокитов, где он вместе с актинолитом и биотитом замещает первично-магматические ортопироксены. Образует шестоватые кристаллы, иногда сноповидные агрегаты. Представлен салитом с железистостью около 25%.

Гастингсит типичен для эндербитов (0,2—10%), изредка встречается в чарнокитах; образует субидиоморфные призматические кристаллы.

Биотит в гранитоидах умбинского комплекса представлен двумя генерациями. Раннемагматический биотит образует идиоморфные таблички размером 0,05—0,1 мм, включенные в полевые шпаты. Позднемагматический биотит в виде ксеноморфных чешуек и лейст группируется в гнезда в интерстициях между салическими минералами. Nm биотита в эндербитах Островского массива $1,644 \pm 0,006$; в чарнокитах $1,657 \pm 0,003$, в порфировидных гранитах $1,650 \pm 0,003$. По химическому составу биотиты принадлежат к истонит-сидерофиллитовой серии, содержание сидерофиллитового компонента нарастает от эндербитов к гранитам. Железистость

биотита в эндербитах 48%, в чарнокитах 56%, в порфировидных гранитах 65%.

Петрографические наблюдения и изучение состава и свойств минералов в главных типах пород показали, что для них характерна двухэтапность выделения первично-магматических минералов.

В эндербитах на первом этапе кристаллизовались гиперстен с железистостью 27—40%, магнетит, плагиоклаз № 48—33, в конце первого этапа к ним присоединяется гастингсит с железистостью 47—49%, иногда в незначительном количестве также ортоклаз и гранат. В чарнокитах минералами раннего этапа кристаллизации являются гиперстен с железистостью 62—65%, гранат с железистостью 78—83%, магнетит, плагиоклаз № 45—33, ортоклаз. В гранитах к раннемагматическим минералам относятся гранат с железистостью 85—95%, калишпат (промежуточный ортоклаз и крипторешетчатый микроклин), плагиоклаз № 40—31, кварц. Минералы первого этапа кристаллизации образуют идиоморфные выделения, размер которых в 5—10 раз превышает размеры зерен минералов позднемагматической генерации, образующих мелкозернистую матрицу, окружающую фенокристаллы и гломерофировые скопления.

На втором этапе магматической стадии кристаллизации во всех породах выделяется однотипная ассоциация минералов: биотит с железистостью 42—71%, плагиоклаз № 32—15, кварц, в незначительном количестве калишпат, а в лейкократовых жильных гранитах также кордиерит.

Сопоставление данных изучения пород и парагенетического анализа минеральных ассоциаций с результатами экспериментального и теоретического исследования закономерностей кристаллизации в системах типа «кварц — полевые шпаты — вода — фемические минералы» позволяет выдвинуть предположение, что нисходящий эпигенетический ряд гранитоидов умбинского комплекса возник в результате последовательного отщепления и подачи в расположенную на умеренной глубине камеру интрузива дискретных порций магмы, образующейся в апикальной части глубинного очага в процессе остывания и дифференциации андезитового расплава. Эволюция расплава в целом была направлена в сторону увеличения кислотности конечных производных, причем диапазон изменения щелочности — кислотности достаточно велик — от фации повышенной щелочности, к которой относятся гастингситсодержащие эндербиты первой интрузивной фазы, до фации ультракислых кордиерит-гранатовых гранитов, завершающих становление комплекса.

Особенности состава и морфологии минералов раннемагматической генерации свидетельствуют о том, что выделение их происходило в относительно спокойной обстановке и на достаточно большом промежутке времени в доинтрузивный период. Естественно предположить, что первый период кристаллизации протекал в глубинном магматическом очаге, в котором, судя по показаниям раз-

работанных Л. Л. Перчуком минералогических геотермометров и геобарометров, давление составляло 5—6 кбар, а температура 900—750° С. Содержание воды в магме, вероятно, не превышало 2—3%, что в этих условиях обусловило резкую недосыщенность расплава водой и кристаллизацию безводной минеральной ассоциации.

Используя приближенные методы оценки активности летучих компонентов в среде минералообразования по составу минералов (по методу Иодера — Эгстера и др.), можно предположить, что p_{O_2} в ходе кристаллизации изменяется от 10^{-10-12} бар в эндербитах до 10^{-19-20} бар в чарнокитах и до 10^{-15-16} бар в гранитах; летучесть фосфора в эндербитах и чарнокитах варьировала от 10^{-20} до 10^{-23} бар, в гранитах не превышала 10^{-27-26} бар.

Второй этап кристаллизации проходил в интрузивной камере в интервале температур 750—600° С и давлении не более 2,5 кбар. Накопление летучих в остаточном расплаве и снижение общего давления при перемещении магмы из питающего очага на уровень становления интрузии (2—4 км) приводили к полному насыщению магмы летучими, в состав которых кроме воды в небольшом (порядка 1—2% объема флюидной фазы) количестве входили фтор, хлор, фосфор, кислород. На втором этапе кристаллизации при выделении биотита p_{H_2O} в эндербитах и чарнокитах находилось на уровне 0,5—1 кбар, в гранитах достигало 1,5—2 кбар; мольная доля фтора в газовой фазе не превышала 0,01 мол. %. Поскольку в камеру интрузии поступала гетерофазная смесь твердых продуктов первого этапа кристаллизации, остаточного расплава и равновесного с ним флюида, создавались предпосылки для проявления гравитационной и гравитационно-кинематической дифференциации, совместным действием которых объясняется возникновение сингенетичных рядов пород эндербитовой, чарнокитовой и гранитной серий. В наиболее богатых флюидной фазой гранитах можно ожидать проявления эманационной дифференциации, косвенным признаком которой может служить усиление степени автометасоматической переработки гранитов в юго-восточной части массива, где эрозионный срез проходит на уровне верхних горизонтов интрузивного тела.

Сравнение умбинского комплекса с известными диорит-гранитными сериями Кольского полуострова и Карелии показало, что аналогом умбинского комплекса по геологическому положению, возрасту и набору пород является топозерский комплекс Северной Карелии, представленный вариантом незавершенной диорит-гранитной серии того же петрохимического типа, что и умбинский комплекс. Оба комплекса относятся ко второму формационному типу гранитоидов Балтийского щита по схеме Г. М. Саранчиной [172] и могут рассматриваться как специфические докембрийские аналоги магматических комплексов, относимых в общей систематике магматических формаций Ю. А. Кузнецова к габбро-диорит-гранитной группе орогенных магматических формаций подвижных зон.

ТАТАРНИКОВСКИЙ КОМПЛЕКС *

В Северо-Западном Прибайкалье чарнокитоиды зон глубинных разломов впервые были обнаружены и описаны Н. А. Срывцевым [193, 194, 195]. К данному структурно-генетическому типу чарнокитоидов относятся образования татарниковского интрузивного комплекса.

Татарниковский интрузивный комплекс приурочен к системе глубинных разломов, так называемой Даванской зоны смятия, разграничивающей раннепротерозойское Северо-Байкальское поднятие и среднепротерозойский краевой прогиб, сложенный терригенно-вулканогенными толщами акитканской серии. Массивы чарнокитоидов татарниковского комплекса прослеживаются в субмеридиональном направлении в виде цепочки небольших тел на протяжении почти 120 км. На современном эрозионном уровне обнажаются преимущественно апикальные части массивов; судя по геофизическим данным, многие из разобщенных на поверхности тел на глубине соединяются в несколько крупных (первые сотни квадратных километров) интрузивов. На основании изучения контактов, дислокаций вмещающих пород, ориентировки ксенолитов и шлиров, главных направлений первичных трещин отдельности, тренд-анализа вычисленных значений глубин залегания верхней и нижней кромок массивов по магнитометрическим данным и ряду других признаков можно сделать вывод о том, что крупные массивы представляют собой лакколитообразные тела со сложным внутренним строением. Подъем магмы к уровню становления массивов происходил по магмоподводящим каналам, приуроченным к местам сопряжения северо-восточных разломов с субширотными и субмеридиональными. Далее расплав активно использовал направление и плоскости широко развитых пологих надвигов Даванской зоны смятия. По классификации Н. А. Елисеева, учитывающей форму и тектоническое положение интрузивов, чарнокитоиды татарниковского комплекса относятся к пограничным массивам, развивавшимся на границе разновозрастных геологических структур.

Чарнокитоиды прорывают нижнепротерозойские образования маломиньской свиты (толща «М»), метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, и плагиограниты кочериковского комплекса, а на юге — вулканогенно-терригенные отложения малокосинской свиты. Верхняя возрастная граница геологическими методами не устанавливается. Радиологический возраст чарнокитоидов по данным изохронного рубидий-стронциевого метода оценивается в 2120±60 млн. лет.

Среди чарнокитоидов выделяются две группы пород, образующих разобщенные массивы: первая группа более основных по составу чарнокитоидов слагает Рельский массив, вторая — более кислые породы — Татарниковский интрузив. Переходы между разновидностями пород внутри массивов постепенные, причем более

* Раздел составлен по материалам Н. А. Срывцева.

кислые разности располагаются по периферии тел. Все породы комплекса являются гиперстенсодержащими и обладают однотипной минеральной ассоциацией:

$$KFsp + Pl_{25-32} + cPx_{31-99} + Hy_{66-70} + An_{63-82} + Bt_{75-84} + Q.$$

Для чарнокитоидов комплекса характерен антипертитовый плагиоклаз, для которого с увеличением кислотности чарнокитоида происходит увеличение натровости, исчезает зональность и упрощается морфология кристаллов. Свойства калиевого полевого шпата также меняются в сторону большей упорядоченности, смены составов пертитов с олигоклазового на альбитовый и перехода высокого ортоклаза через промежуточный ортоклаз к пертитовым максимальным микроклинам. Содержание пироксенов (и особенно гиперстена) зависит от концентрации в породах кремнезема и значительно уменьшается в более кислых чарнокитоидах.

По петрохимическим особенностям (см. табл. 24) чарнокитоиды принадлежат к известково-щелочной серии с отклонением в сторону субщелочных ассоциаций. Все породы комплекса по сравнению с нормальными членами известково-щелочной серии обладают пониженной кремнекислотностью, глиноземистостью и весьма высоким содержанием железа и титана.

Родоначальная магма имела гранодиоритовый состав и образовалась в самых нижних частях земной коры, в пределах се базит-гранулитового слоя при большом давлении (8—10 кбар) под воздействием подкоровых флюидов. О значительной глубине формирования родоначальной магмы, помимо петрографических, петрохимических и петрологических данных, свидетельствует также небольшая величина первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}703$. На реальность существования потоков подкоровых флюидов указывает подщелочность пород и повышенные концентрации таких элементов, как фтор, бериллий, олово и некоторые другие. Магмы, генерирующиеся на большой глубине и перемещенные затем к поверхности, должны быть относительно «сухими». Данные о составе пород татарниковского комплекса позволяют предполагать небольшие первоначальные содержания воды (до 1,5—2,0%) в расплаве и, следовательно, повышенную температуру, которая, вероятно, была не менее 900—1000° С. Петрографические наблюдения показали, что интрузивные тела достигли уровня окончательного становления, имея в магме определенную долю кристаллов гиперстена и андезина. Становление и консолидация интрузивных тел комплекса осуществлялась на сравнительно небольшой глубине — порядка 3—5 км. Величина общего давления при этом оценивается в 1 кбар.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Описанные выше чарнокитоиды отчетливо сопоставляются между собой, обладая многими общими структурно-вещественными особенностями. Для них характерно следующее.

Приуроченность к долгоживущим *зонам глубинных разломов*, разделяющих региональные разновозрастные геоструктурные блоки земной коры с различной историей геологического развития.

Большие глубины генерации магмы, которая представляет собой особый тип глубинных гранитных магм [178], по своим особенностям не являющихся коровыми.

Гипабиссальные уровни (порядка 3—5 км) становления и консолидации интрузивных тел, фиксируемые, в частности, по наличию в чарнокитоидах ксенолитов неметаморфизованных — «свежих» вулканитов кислого и среднего состава.

Очень высокие начальные температуры кристаллизации магмы (900—1000° С), закономерное изменение термодинамических условий (t, p, p_{O_2}), обусловившие характер и последовательность кристаллизационного минералообразования.

Бедность жильными проявлениями, что, очевидно, является следствием «сухости» магматического расплава.

Однотипный минеральный состав чарнокитоидов.

Крайне высокая, довольно постоянная и соразмерная железистость ферро-магнезиальных минералов.

Специфический химический состав чарнокитоидов (высокая общая железистость, титанистость, субщелочной характер и т. д.).

ГЛАВА V

ФОРМАЦИИ ИНВЕРСИОННОЙ СТАДИИ ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР (ПОЗДНЕ- И ПОСЛЕСКЛАДЧАТЫЕ ФОРМАЦИИ)

Введение

Инверсионная (поздняя) стадия развития протогеосинклинальных областей характеризуется очень интенсивным внутрикоровым мигматито- и гранитообразованием. К формациям этой стадии относится большая часть мигматитов и гранитоидов плагиомикроклинового и существенно микроклинового состава кристаллических щитов и фундаментов древних платформ. С интенсивными процессами этого гранитообразования связан и переход многих протогеосинклинальных систем в разряд структур завершенной складчатости. Это еще не означает, что протогеосинклинальные области в период образования этих гранитоидов характеризовались орогенным режимом. К последнему предпочтительнее относить вулкано-плутонические комплексы, щелочные граниты и граниты-рапакиви, в целом завершающие формирование структур фундамента древних платформ.

Гранит-мигматитовая формация

Плагиомикроклиновые гранитоиды и мигматиты являются наиболее распространенными во многих структурах щитов, древних платформ, в геоантиклинальных поднятиях периферических зон окраинных складчатых областей.

В складчатых областях обрамления Сибирской платформы они были описаны нами [158] на примерах хонголдойского и окинского комплексов Восточного Саяна, таракского комплекса Енисейского кряжа, позднестанового комплекса Станового хребта. Описание их в составе гранит-мигматитов Сангиленского нагорья приведено выше.

В структурах протогеосинклинальных систем материкового типа к этой формации относятся [158] гранитоиды II группы (гранитной серии) карелид советской части Балтийского щита [34, 36], ассоциации гранитоидов «гранитной провинции» свекофеннид Финляндии [274], самые распространенные «куполообразующие» гранитоиды и мигматиты Канадского щита [3] и Африканского щита [например, 254, 269].

Имея описания этих конкретных комплексов в названной выше книге [158], приведем сводную характеристику формации.

К позднескладчатой формации гранит-мигматитов относится большая часть плагиомикроклиновых гранитоидов и мигматитов щитов и фундаментов древних платформ. Эти породы отличны по структурным и вещественным признакам от соскладчатых плагиогранит-мигматитовых комплексов; в протогеосинклинальных структурах материкового типа не образуют с ними единого ряда, будучи разделенными во времени и в тектоно-метаморфической истории. Эти два формационных типа ультраметагенных пород принадлежат разным стадиям развития структур, разделенных этапом частичной инверсии и консолидации и образованием более глубинных магматических пород (например, интрузивными комплексами формации чарнокитоидов).

В структурах протогеосинклинальных систем окраинного типа, напротив, плагиомикроклиновые гранитоиды непосредственно связаны и продолжают развитие соскладчатого гранитообразования, составляют с ним единый генетический ультраметагенный ряд («автохтонный ультраметагенез — субавтохтонный реоморфизм — аллохтонный магматизм») и, отличаясь относительно небольшими масштабами проявления, не завершают мобильного развития этих структур.

В отличие от соскладчатых факолитообразных плагиогранит-мигматитовых тел, величина и форма которых определяются элементами складчатой структуры рамы, позднескладчатые гранит-мигматиты нередко слагают куплообразные массивы батолитовых размеров, формирование которых само оказывает активное, преобразующее влияние на структуру рамы. А. Симонен [275], вслед за П. Эскола [259] и И. Эделманом [258], дает принципиальную схему образования таких куполов и их активного физико-химического воздействия на структуры гнейсовой рамы. Крупные формы таких куполов мобилизации и ремобилизации описываются в карелидах Карелии, в свекофеннидах Финляндии, в южной Африке, на Канадском щите и в других регионах.

Кроме того, для этого типа пород характерна приуроченность процессов гранитообразования к дизъюнктивным зонам. На примере ряда структур Карелии показано [36], что в одних линейных зонах (в условиях сжатия) происходило образование метаморфогенных гранитоидов (путем изохимической перекристаллизации, метаморфических реакций), в других (зоны растяжения) — анатектических и метасоматических гранитоидов.

Среди гранитоидных образований этого формационного типа преобладают субавтохтонные и аллохтонные. К ним относятся и интрузивные магматогенные породы и гранитоидные метасоматиты, испытавшие в своем развитии и явления последующего реоморфизма, особенно диапиризма. Характерно, что процессы повторной мобилизации нередко захватывали породы прогеосинклинального фундамента и при относительно слабом региональном метаморфизме покровных протогеосинклинальных толщ. По-видимому, в условиях восходящих тепловых потоков наибольшему воздействию подвергались теплопроводные кристаллические по-

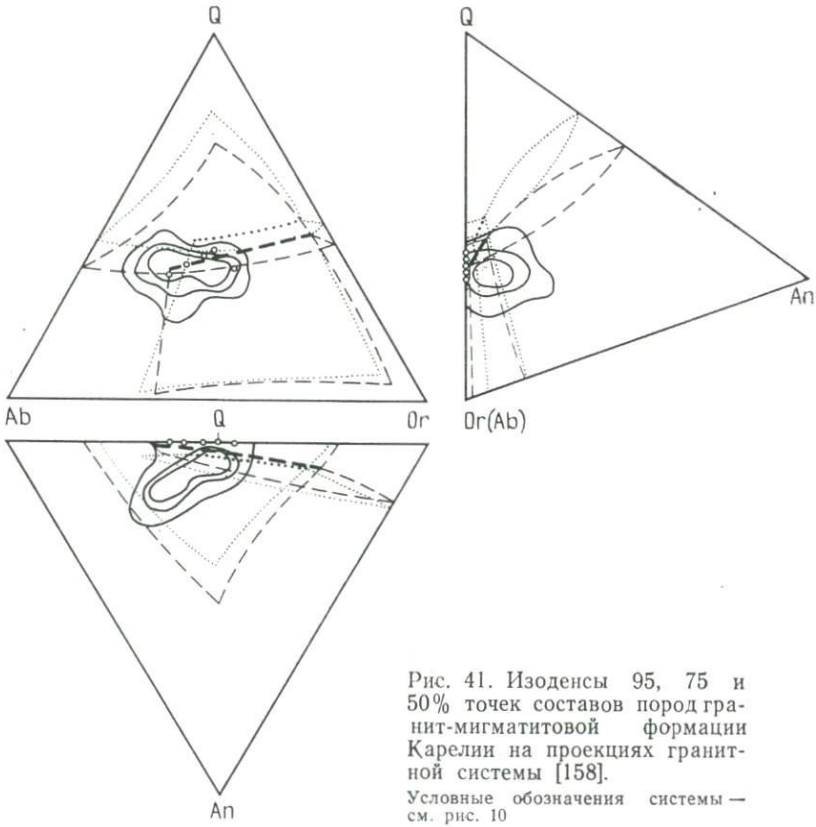


Рис. 41. Изоденсы 95, 75 и 50% точек составов пород гранит-мигматитовой формации Карелии на проекциях гранитной системы [158].

Условные обозначения системы — см. рис. 10

роды фундамента, перекрытые теплоизоляционными осадочно-вулканогенными породами (эффекты «теплового экрана» и «тепловой рефлакции») [9]. Поэтому в гранито-гнейсовых породах фундамента явления нового гранитообразования были облегчены.

При этом в условиях инверсии, в условиях повышенных температур и пониженного общего давления основное значение могло иметь давление летучих. А это, согласно многочисленным опытам по плавлению (анатектитовая модель) и гидротермальному растворению алюмосиликатов (гидротермально-метасоматическая модель), должно способствовать выборочной мобилизации щелочей приблизительно в равных соотношениях натрия и калия.

Эти мобилизаты в магматических и флюидно-гидротермальных формах могли перемещаться на более высокие уровни, формируя мигматитовые поля, массивы и жильные тела. Их перемещение сопровождалось кристаллизационной дифференциацией с более ранним (высокотемпературным) образованием пород, обогащенных калием относительно натрия [236]. Такое перемещение,

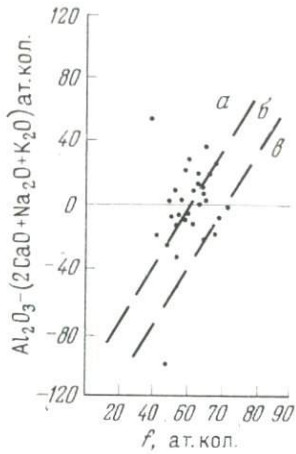


Рис. 42. Составы тех же пород на диаграмме В. А. Кутолина [98].

Поля «литогенных» (*а*), «промежуточных» (*б*) и «базальтоидных» (*в*) ассоциаций

вероятно, было незначительным, так как нигде не установлено связи этих гранитоидов с вулканитами. Больше того, с ними не связаны и гипабиссальные жильные образования (например, гранит-порфиры), а характерны только жильные пегматиты и аплиты. На диаграммах магматического гранитного процесса (рис. 41) лишь редкие точки составов этих гранитоидов и мигматитов приурочены к составам расплавов-минимумов, что свидетельствует о достаточно равновесной глубинной кристаллизации большинства этих пород.

В тех случаях, когда геологическими методами обосновывается магматогенная природа гранитоидов этой формации, составы их часто отвечают анхикотектическим соотношениям минералов плагио-микроклиновых, нередко субщелочных гранитов. Метасоматические и метаморфогенные гранитоиды и мигматиты могут быть различными по составу в зависимости от состава субстрата и степени его преобразования. Тем не менее и в этих породах преобладают плагио-микроклиновые (натриево-калиевые), а не существенно плагиоклазовые (существенно натриевые) гранитоиды (табл. 27).

Важно также подчеркнуть, что ультраметагенные гранитоиды этой формации в целом более глиноземистые, чем железистые (рис. 42), и относятся к «литогенному» типу [98].

Формация микроклиновых гранитов и мигматитов*

Этот формационный тип раннедокембрийских гранитов выделен на примерах послескладчатых существенно микроклиновых гранитов карелид Карелии (самые поздние лейкократовые граниты) [36, 58, 233] и Кольского полуострова (поздние микроклиновые граниты умбинской ассоциации — см. с. 198), свекофеннид Финляндии (микроклиновые граниты) [274, 275] и Приладожья (см. ниже), саксаганид и структур Северо-Западной Украины (кировоградско-житомирский комплекс и микроклиновые граниты осницкой ассоциации), т. е. на примерах наиболее поздних гранитов протогеосинклинальных систем материкового типа [158]. С. Б. Лобач-Жученко, вероятно, первая отнесла эти граниты к об-

* Вводный текст написан Ф. П. Митрофановым.

Таблица 27

Химические анализы составов гранитоидов обособленных тел и лейкосом мигматитов гранит-мигматитовой формации Карелии [34, 36, 58]

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	65,30	66,98	63,52	69,40	68,18	64,18	69,60	59,80	67,20	68,98	70,58	67,90	69,83	71,41	73,44	85,81	76,14
TiO_2	0,70	0,45	0,53	0,64	0,54	0,76	0,59	0,50	0,64	0,41	0,35	0,60	0,55	0,26	0,12	0,06	0,26
Al_2O_3	15,30	15,57	17,83	13,76	14,18	16,50	14,49	15,13	14,12	15,29	15,21	15,60	14,36	14,19	13,50	6,89	13,31
Fe_2O_3	2,27	1,88	1,31	1,46	1,31	2,12	1,47	2,54	2,00	1,78	1,29	1,13	1,04	3,40	0,32	0,51	0,14
FeO	3,02	1,93	2,30	2,01	1,72	3,50	1,58	3,11	2,59	1,58	1,30	2,30	1,94	1,44	0,72	0,39	0,46
MnO	0,04	0,02	0,01	0,07	0,01	0,07	—	0,10	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	—	—	0,02	0,03
MgO	1,80	2,11	1,72	1,59	2,41	2,06	0,87	3,91	3,56	0,87	0,74	2,00	0,82	1,05	0,72	0,17	0,27
CaO	3,00	3,12	2,76	3,13	2,88	2,82	1,32	5,24	0,20	1,86	2,20	2,60	1,11	2,30	1,68	0,34	0,36
Na_2O	3,68	3,86	4,80	3,20	3,90	3,79	3,31	3,45	4,41	4,14	4,42	4,46	3,71	2,86	3,20	0,92	4,60
K_2O	3,92	3,66	4,29	3,20	3,05	3,83	5,32	4,60	3,38	4,60	3,50	3,03	5,20	3,04	5,80	4,25	3,84
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,17	—	—	—	0,02
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,26
H_2O_{105}	0,04	0,12	0,02	0,16	0,16	0,10	0,16	0,22	0,46	0,10	0,12	0,08	0,12	0,15	0,10	0,38	0,07
П. п. п.	1,28	0,82	0,82	1,14	0,97	0,90	0,85	0,81	0,94	0,54	0,58	0,94	0,96	0,44	0,64	0,06	0,18
Сумма	100,35	100,52	99,91	99,76	99,31	100,63	99,56	99,41	99,52	100,18	100,32	100,68	99,94	100,54	100,24	99,42	99,94
Or	18,3	16,9	21,6	14,4	12,9	15,3	29,5	18,6	10,9	25,4	18,1	11,7	28,3	14,8	32,1	26,2	23,3
Ab	37,1	37,5	47,6	31,2	38,5	40,4	31,8	36,6	48,0	38,6	40,8	44,1	35,4	27,4	28,4	8,1	40,6
An	14,1	14,8	13,3	14,0	13,6	13,3	4,5	28,3	1,3	8,0	9,2	11,6	3,8	10,8	7,2	1,4	0,00
Q	30,5	30,8	17,5	40,4	35,0	31,0	34,2	16,5	39,8	28,0	31,9	32,6	32,5	47,0	32,3	64,3	36,1

Продолжение табл. 27

Компоненты	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO_2	57,82	60,30	69,78	73,96	72,78	72,64	72,24	69,94	68,38	72,86	74,86	73,54	72,22	75,74	74,22	76,30	75,63
TiO_2	0,44	0,63	0,22	0,22	0,21	0,26	0,27	0,63	0,44	0,14	0,14	—	0,22	0,31	0,09	0,05	0,07
Al_2O_3	16,56	16,79	14,00	12,92	14,59	14,14	13,48	13,37	14,12	14,28	13,22	14,60	14,41	11,45	13,76	12,84	13,36
Fe_2O_3	3,09	3,08	1,44	0,80	0,54	1,28	1,58	1,63	2,62	0,97	0,97	0,49	0,48	0,71	0,20	0,20	0,07
FeO	2,58	2,00	2,59	1,30	1,49	1,00	1,76	3,34	1,33	0,72	0,72	0,58	1,99	1,56	1,56	1,56	0,99
MnO	0,01	—	0,07	0,04	0,04	0,08	0,04	0,06	0,06	—	—	—	—	—	—	0,05	—
MgO	3,24	2,30	0,89	0,61	0,33	0,76	0,72	0,67	1,27	0,51	0,45	0,47	0,76	0,40	0,39	0,20	0,16
CaO	5,22	5,50	2,96	0,88	1,02	0,97	1,30	1,89	2,09	1,20	0,68	1,50	1,22	0,69	0,95	0,37	0,42
Na_2O	5,28	5,58	3,67	3,30	3,76	4,06	3,05	3,17	3,85	3,18	3,66	3,75	4,47	2,70	3,38	4,77	3,95
K_2O	3,66	3,74	3,21	5,00	4,76	3,91	4,82	4,60	3,89	5,88	5,36	4,83	4,22	6,18	5,38	4,04	5,56
P_2O_5	—	—	—	—	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O_{105}	0,10	0,10	0,04	0,04	0,21	0,12	0,04	0,20	0,32	0,18	0,02	0,14	0,52	0,61	0,63	0,47	0,45
П. п. п.	2,24	0,40	0,73	0,71	—	1,08	0,59	0,31	1,15	0,40	0,36	0,36	—	—	—	—	—
Сумма	100,24	100,42	99,60	99,78	99,79	100,30	99,89	100,31	99,52	100,32	100,44	100,26	100,51	100,35	100,56	100,65	100,56
Or	28,1	26,7	21,1	31,4	29,8	24,6	30,8	30,4	25,3	36,4	32,7	29,3	26,4	39,0	33,3	24,2	33,6
Ab	57,8	58,1	35,1	29,5	33,6	37,3	27,9	30,4	36,1	28,3	32,4	33,1	40,4	24,5	30,3	41,9	34,3
An	14,1	12,4	13,4	4,7	5,3	5,1	6,9	9,3	10,8	6,1	3,5	7,8	6,2	0,9	45,0	1,7	2,0
Q	0,00	2,8	30,4	34,4	31,3	33,0	34,4	29,9	27,8	29,2	31,4	29,8	27,0	35,6	31,4	32,2	30,1

разованиям структур свекофеннской эпохи (около 1800 млн. лет) тектонической активизации [39]. Тем не менее с общих тектономагматических позиций (см. гл. VII) предпочтительнее сейчас эту формацию рассматривать в едином ряду с другими и не отрывать от других протогеосинклинальных гранитоидных формаций.

КОМПЛЕКС ПРИЛАДОЖЬЯ

В свекофеннидах Приладожья этот комплекс развит повсеместно, но обычно представлен незначительными по размеру телами. Наиболее крупными являются Кузнеченский (80 км^2) и массив Тервис (50 км^2).

Микроклиновые граниты с абсолютным возрастом, определенным различными методами в 1850—1800 млн. лет [117], приурочены к разломам и связаны с эруптивными брекчиями, в которых они образуют связующую массу.

Характерным массивом пород этого комплекса является массив Тервис (рис. 43). Здесь на юго-западе и на севере трахитоидные и массивные микроклиновые граниты контактируют с инъекционно-метасоматическими мигматитами по биотитовым и биотит-гранатовым гнейсам ладожской серии. Господствующее простирание гнейсов северо-западное с крутым (60—80°) моноклинальным падением на юго-запад. Локальное изменение залегания, связанное с тектоническими нарушениями, наблюдается на островах, расположенных к северо-востоку от п-ова Тервис.

С юга проходит контакт микроклиновых гранитов с огнейсованными кварцевыми диоритами. В контактовой зоне имеются ксенолиты трахитоидных кварцевых диоритов в микроклиновых гранитах. С запада, севера и востока массив Тервис окружен зоной эруптивных брекчий мощностью в 1,2—1,5 км, а на о. Колксало с мощностью зоны, доходящей до 2,5 км. Эруптивные брекчии характеризуются как наличием крупных глыб, размер которых доходит до 400—500 м^2, так и более мелких обломков — ксенолитов площадью в десятки квадратных метров и сантиметров, представленных породами ладожской серии, а также плагиогранитоидами. Иногда в обломках отмечаются шпинельсодержащие гнейсы и пироксениты — глубинные породы, не встречаемые в Приладожье среди метаморфических образований.

Наблюдается постепенный переход эруптивных брекчий к гранитам и изменение количества ксенолитов в вертикальном направлении. Вершины возвышенностей часто сложены гранитами, не содержащими ксенолитов, а пониженные участки — типичными брекчиями. То же прослеживается и в горизонтальном направлении — от контакта с эруптивными брекчиями к центру массива.

Юго-восточная контактовая зона массива сложена аплитовидными гранитами, содержащими до 1% апатита.

В гранитах Тервис отчетливо выражена трахитоидная текстура, обусловленная субпараллельным расположением удлиненных кристаллов микроклина, а в краевых зонах также ориентирован-

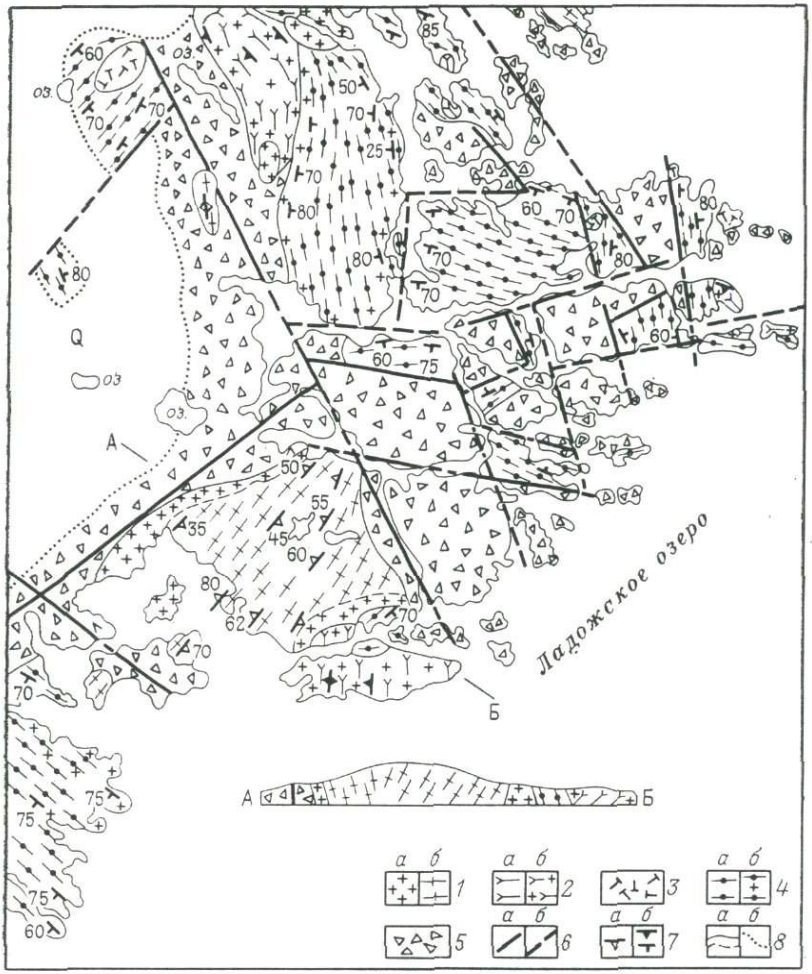


Рис. 43. Схема геологического строения района п-ова Тервис, по [174].

1 — микроклиновые граниты (*а* — среднезернистые трахитоидные, *б* — мелкозернистые однородные лейкократовые); *2* — плагиоклазовые граниты — кварцевые диориты (*а* — неизмененные, *б* — интенсивно микроклинизированные); *3* — амфиболизированные габбро-нориты; *4* — биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы (*а* — мигматизированные, *б* — интенсивно микроклинизированные); *5* — эруптивные брекчии со связующей гранитной массой; *6* — разломы (*а* — наблюдаемые, *б* — предполагаемые); *7* — элементы залегания (*а* — трахитоидность, *б* — гнейсовидность в гранитоидах и гнейсах); *8* — границы (*а* — пород, *б* — с четвертичными отложениями)

ным расположением ксенолитов. Трахитоидность ориентирована в северо-восточном направлении. Азимут падения ее меняется от юго-восточного до северо-западного; углы падения более крутые (около 80°) в юго-восточной части массива и более пологие (45—50°) в северо-западной и центральной частях. Лишь на западе, в породах зоны эндоконтакта, наблюдается субширотное простирание трахитоидности. Эти данные позволяют рассматривать мас-

сив Тервис как круто наклоненную интрузию трещинного типа северо-восточного простирания с падением на северо-запад. Массив является в основном дисгармоничным и дискордантным телом по отношению к структуре вмещающих пород ладожской серии, но конформным по отношению внутренней структуры к контакту.

Массив Тервис расположен на пересечении двух разломов. Особенности его внутренней структуры связаны с подъемом гранитного расплава вдоль протяженного разлома северо-восточного простирания. Второй разлом имеет северо-западное простирание. Он прослежен на 12 км и также документируется зоной эруптивных брекчий мощностью до 2 км. На продолжении этого разлома к северо-западу обособляется ряд мелких тел микроклиновых гранитов, аналогичных гранитам массива Тервис.

Микроклиновые граниты характеризуются розовой окраской, обусловленной высоким содержанием микроклина. Они отличаются выдержанностью химического и минерального состава. Для гранитов Приозерского района, расположенных в зоне интенсивных тектонических деформаций, характерны гнейсовидные, очковые, милонитовые текстурные разновидности. Очковая текстура обусловлена наличием крупных (до 3—4 см) «очков», вытянутых в направлении гнейсовидности и сложенных обычно агрегатом зерен (реже монокристаллами) микроклина. Часто наблюдаются переходы от гранитов со слабовыраженной очковой текстурой через очковые гнейсы и грубополосчатые милониты к тонкополосчатым милонитам и ультрамилонитам. Текстура гранитов северной части региона обычно трахитоидная, обусловленная субпараллельным расположением идиоморфных кристаллов полевых шпатов.

Структура гранитов — среднезернистая, характерная для массива Тервис, или крупнозернистая, типичная, например, для гранитов о. Путсари. В первом случае средний размер зерен 3—4 мм, во втором кристаллы микроклина доходят до 1—1,5 см. Увеличение кристаллов микроклина обусловливает переход к порфировидным структурам, особенно характерным для краевых частей гранитных массивов.

Первичными структурами гранитов являются гипидиоморфнозернистая или порфировидная; в первой отчетливо наблюдается идиоморфизм полевых шпатов относительно кварца и биотита. Эти структуры обычно изменены в связи с наложенными процессами катаклаза и перекристаллизации.

Главными минералами пород являются микроклин, кварц, кислый плагиоклаз № 18—22, биотит. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом, реже встречаются флюорит, турмалин, сфен, ортит. Вторичные (частью автометаморфические) минералы: мусковит и серицит, хлорит, карбонат, пелитоподобные продукты замещения полевых шпатов, вторичная слюда. Особое значение в гранитах имеет гранат, приобретающий в зонах эндоконтакта, в контаминированных гранитах и в связующей массе эруптивных брекчий значение существенной части.

Содержание микроклина варьирует от 32—33 до 39—40%. Он образует идиоморфные кристаллы, часто более крупные, чем зерна основной массы. В микроклине часто содержится большое количество включений, распределяющихся по зерну равномерно. Они представлены идиоморфными кристаллами плагиоклаза и биотита, изометричными зернами кварца и апатита, реже встречается магнетит и циркон. Рентгеноструктурные исследования показали, что микроклин из гранитов южной и центральной частей Приладожья представлен максимально упорядоченной разновидностью с $\Delta\rho = 0{,}9—1{,}0$; калиевый полевой шпат из гранитных тел восточного Приладожья является ортоклазом с $\Delta\rho = 0{,}0—0{,}2$ или промежуточным микроклином с $\Delta\rho = 0{,}2—0{,}5$. Нормативный состав двух микроклинов из гранитов массива Тервис и о. Путсари, вычисленный по данным химических анализов, следующий (в мол. %): Or — 77,2 и 83,5, Ab — 19,7 и 14,0, An — 3,1 и 2,4.

Содержание кварца в гранитах изменяется от 28—30 до 33—34%; повышенное количество его отмечается в аплитах и лейкократовых гранитах. Он выделяется в виде ксеноморфных зерен, расположенных между более идиоморфными кристаллами полевых шпатов.

Плагиоклаз присутствует в количестве 15—20%. Он образует сравнительно идиоморфные кристаллы лейстовидной формы. Наблюдается отчетливое полисинтетическое двойникование преимущественно по альбитовому, альбит-карлсбадскому и периклиновому законам. Содержание анортитовой составляющей в плагиоклазе 18—22%. Нормативный состав плагиоклаза из гранитов о. Путсари следующий (в мол. %): Ab — 71,4; An — 22,4, Or — 6,2. Иногда встречаются слегка зональные кристаллы, в которых состав центральных зон отличается от краевых: внутренние зоны соответствуют № 25—30, краевые № 15—20. Более кислые плагиоклазы № 10—13 до № 4—7 встречаются в аплитовидных гранитах, слагающих дайки, а также краевые зоны некоторых массивов. Плагиоклазы № 25—30 присутствуют в контаминированных гранитах. В плагиоклазах широко проявлены процессы серицитизации, пелитизации и автометаморфической микроклинизации. Последняя выражается в образовании антипертитовых вростков и замещении плагиоклаза микроклином по трещинам спайности.

Содержание биотита в гранитах 5—7%, в аплитах и в лейкократовых гранитах 2—4%. В контаминированных гранитах количество биотита увеличивается до 15—17%. В шлифах биотит окрашен в коричневый цвет и резко плеохроирует. При вторичной перекристаллизации биотит светлеет, не содержит включений циркона и образует более мелкие (1—1,5 мм) чешуйки. Он часто замещается мусковитом (серицитом) и пеннином. Общая железистость биотитов из микроклиновых гранитов изменяется от 52 до 66%.

Акцессорные минералы микроклиновых гранитов характеризуются чрезвычайным разнообразием. Так, для малых гранитных тел центральной и восточной частей Приладожья, локализованных

в древних купольных структурах, наиболее существенную роль играют магнетит, апатит и сфен при относительно второстепенной роли гематита, циркона, ильменита, пирита, флюорита, мартита и лимонита. В гранитоидах юго-западной части Приладожья доминирующая роль принадлежит гранату, а подчиненную роль играют (в порядке уменьшения содержаний) магнетит, апатит, гематит и сфен. Для пегматоидных гранитов и пегматитов, широко распространенных в Западном Приладожье, главные акцессорные минералы представлены гранатом, турмалином и минералами группы железа (магнетитом, гематитом, лимонитом, пиритом). В некоторых жильных пегматитах, где широко проявлены процессы альбитизации, широко представлены тантало- и титано-ниобаты, сульфиды (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит), а также некоторые редкие минералы.

Для микроклиновых гранитов характерно постоянство химического состава (табл. 28). Содержание SiO_2 в гранитах Приладожья варьирует от 71 до 73%, повышаясь до 74—75% в лейкократовых и аплитовидных разновидностях и в породах краевой зоны массива Тервис. Суммарное содержание щелочей в гранитах варьирует от 7,5 до 8,5 вес. % и до 9,28% в породах краевой зоны массива Тервис. Среднее содержание K_2O в микроклиновых гранитах Приладожья равно 4,84 вес. %. Характерно выдержанное значение Al_2O_3 и низкое MgO, не превышающее десятых долей процента. Среднее содержание CaO равно 1,19%. Количество TiO_2 в гранитах в среднем 0,3%, уменьшаясь до 0,10—0,12 в аплитовидных и лейкократовых разновидностях.

Пересчет по А. Н. Заварицкому указывает на значительное пересыщение пород кремнеземом ($S = +79{,}81$; $Q = +29$ до $+33$). Низкое значение характеристики «*b*» связано с бедностью пород фемическими минералами. Близкое значение во всех разновидностях имеет основной параметр «*a*» — 13—15%; это указывает на постоянное количество щелочных полевых шпатов в породе. Среднее значение параметра «*c*» в гранитах равно 1,6.

Особенности химизма гранитов отчетливо выявляются также при рассмотрении их нормативных составов [173]. В них наблюдается довольно постоянное содержание нормативного кварца, равное в среднем 30,6%. Повышение нормативного кварца наблюдается в лейкократовых и аплитовидных разновидностях. Довольно постоянно содержание в гранитах Приладожья нормативного альбита, среднее количество которого равно 25—27%. Некоторое увеличение его наблюдается в гранитах Суоярви и в контаминированном граните. Количество калиевого полевого шпата варьирует в более широких пределах: его среднее содержание в гранитах Приладожья равно 27,7%; повышение до 35—40% наблюдается в породах краевой зоны массива Тервис; снижение его содержания до 17,8% характерно для контаминированного гранита.

Микроклиновые граниты характеризуются в целом низкими (относительно кларка для кислых пород по А. П. Виноградову) содержаниями элементов-примесей. Незначительно превышают кларк только олово и скандий. Исключение составляют пегматоидные граниты, жильные тела пегматитов, в которых в различной степени проявлены процессы альбитизации. Для них в целом характерны повышенные концентрации флюофильных элементов.

Микроклиновые граниты отличаются высокой химической активностью, выразившейся в интенсивном метасоматическом изме-

Таблица 28

Химический состав микроклиновых гранитов Приладожья [173]

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	70,86	73,82	71,35	74,98	72,03	72,00	72,38	71,56	70,66	73,34	74,84	73,62	70,67	71,76	73,26	74,18	75,36
TiO_2	0,35	0,19	0,39	0,12	0,23	0,32	0,39	0,34	0,45	0,39	0,10	0,24	0,65	0,07	0,19	0,03	0,16
Al_2O_3	14,29	13,39	13,96	14,16	14,27	14,65	13,76	14,67	14,25	13,35	12,64	13,39	13,65	14,39	13,38	14,02	11,78
Fe_2O_3	0,86	0,49	0,61	0,73	0,73	0,65	0,51	0,83	0,67	0,67	0,96	0,61	0,46	0,12	0,54	0,91	0,24
FeO	1,93	1,44	2,61	0,69	2,09	1,47	2,23	1,34	2,55	2,01	1,28	1,08	3,55	3,07	2,01	1,24	1,79
MnO	0,06	0,05	0,14	0,08	0,09	0,01	0,01	0,08	0,14	0,12	0,01	0,13	0,15	0,06	0,02	0,07	0,07
MgO	0,75	0,19	0,75	0,34	0,55	0,44	0,50	0,64	0,58	0,41	0,48	0,45	0,76	0,46	0,12	0,10	0,30
CaO	1,22	1,12	1,59	1,37	1,59	1,51	1,86	1,68	1,42	1,20	1,33	1,49	2,27	1,90	1,08	0,86	1,74
Na_2O	3,10	3,28	3,03	3,42	2,63	2,89	2,63	2,91	3,27	3,10	2,75	3,44	4,00	2,63	3,53	3,33	3,78
K_2O	5,36	6,00	4,20	4,05	5,23	4,62	4,70	4,60	4,80	4,85	4,50	5,10	3,03	5,97	5,20	4,94	4,36
P_2O_5	—	0,10	—	—	—	0,02	0,15	0,17	0,19	0,17	0,06	0,12	0,15	—	0,12	0,07	0,15
H_2O_{105}	0,18	0,03	0,22	0,10	0,14	0,20	0,08	0,20	0,12	0,04	0,04	0,06	0,06	0,08	0,08	0,06	0,12
П. п. п.	0,90	0,33	0,72	0,58	0,53	0,75	0,87	0,81	0,78	0,63	0,34	0,62	0,65	0,20	0,68	0,20	0,23
Сумма	99,84	100,43	99,57	100,62	100,11	99,71	100,07	99,83	99,88	100,28	99,93	100,35	100,05	100,71	100,21	100,01	100,58

нении вмещающих пород и ксенолитов. Характерным является изменение самих гранитов и пегматитовых жил, связанных с реакциями биметасоматического обмена. Те же метасоматические изменения типичны для инъекционно-метасоматических мигматитов. Это показывает на генетическую связь этих процессов со становлением микроклиновых гранитов.

Для выяснения петрологических особенностей микроклиновых гранитов они были пересчитаны на нормативный состав и лейкократовая его часть была нанесена на диаграмму фазового состояния $Ab - Or - Q - H_2O$ [268]. Фигуративные точки гранитов на этой диаграмме располагаются в области низкотемпературного трога, но по сравнению с точками тройного минимума и эвтектики они сдвинуты в сторону ортоклаза [173]. В общем случае это может указывать или на проявление калиевого автометасоматоза, или на формирование расплава в условиях высокого общего давления [276].

О проявлении автометасоматических процессов говорят данные по температуре образования полевых шпатов гранитов массива Тервис, определенные методом двуполевошпатового термометра Т. Барта. Установлено, что средняя температура кристаллизации вкрапленников микроклина равна 490° С, а основной массы 520° С. Наиболее низкая температура в 470—480° С получена для образца с западного эндоконтакта массива Тервис; температура кристаллизации микроклина в связующей массе эруптивной брекчии равна 520—600° С [174]. На активную роль летучих компонентов, способствующих автометасоматозу, указывает обильное выделение апатита во вмещающих породах и ксенолитах, развитие слюд, турмалина, флюорита. На основании этих данных можно считать, что относительно низкие температуры образования полевых шпатов фиксируют термические условия автометаморфической стадии магматического процесса.

Причина высокой химической активности гранитов связана, по-видимому, с проникновением «сквозьмагматических» растворов, поднимающихся из глубин. Подтверждением глубинного источника этих растворов, сопровождающих становление микроклиновых гранитов, является их богатство калием. Результаты экспериментальных исследований [276] показывают, что для большей части составов в системе $SiO_2 - Al_2O_3 - Na_2O - K_2O - H_2O$ выделение полевых шпатов из расплава обогащает остаточную жидкость натриевым компонентом, т. е. способно производить альбитизацию в поздне- и постмагматическую стадии. Результаты петрологического изучения микроклиновых гранитов Приладожья и других докембрийских областей свидетельствуют, напротив, об интенсивном развитии калиевого метасоматоза. Это несоответствие может быть устранено предположением о продолжительном времени поступления калиевых растворов из областей питания глубинного заложения.

О глубине становления микроклиновых гранитов в Западном Приладожье можно судить лишь по косвенным данным. Широкое

развитие инъекционно-метасоматических мигматитов, обилие в последних летучих компонентов, максимальная степень упорядочения микроклина и значительная мощность вмещающих толщ позволяют сделать вывод о становлении гранитов в условиях фаций средних — больших глубин, которые можно оценить в 5—7 км.

Генерация же гранитных расплавов происходила, по-видимому, в более глубинных условиях. На это указывает приуроченность гранитных массивов к глубинным разломам и наличие в них гипоксенолитов, содержащих шпинель. Образование последней происходит при температуре около 1100° С и давлении 10 кбар [160]. Пересыщенность пород глиноземом возможно также рассматривать как свидетельство образования родоначального подкорового расплава на глубине под большим давлением, способствующим раннему отделению пироксена или оливина и образованию в верхних частях щелочных расплавов, богатых глиноземом. На кристаллизацию микроклиновых гранитов из глубинных магм указывает и низкое первичное отношение изотопов стронция в них [117].

КОМПЛЕКС СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Этот комплекс, известный под названием «интрузивный комплекс Нуорунен», был впервые описан В. Хакманом и В. Вилькманом. Впоследствии эти граниты, а также вновь открытые массивы изучались целым рядом исследователей (Т. В. Билибина, А. Д. Дашкова, Н. А. Волотовская, В. И. Шмыгалев, В. М. Шемякин и др.). В настоящее время известны три массива этих гранитов площадью до 100 км^2 — Койгерский, Корманкский и Нуоруненский, а также несколько мелких тел в районе Пяозеро.

Койгерский массив структурно тяготеет к широтному разлому в Кундозерском блоке комплекса основания карелид. Корманкский массив вытянут в северо-северо-восточном направлении. Он очень четко отражается локальным минимумом Δg, конфигурация которого показывает, что значительная часть интрузии скрыта водами озера. В 30 км к северо-западу от Корманкской интрузии находится Нуоруненский массив, образующий тело широтного простирания, форма и границы которого неизвестны из-за отсутствия обнаженности.

Вмещающими породами для всех массивов являются ультраметагенные гранитоиды и мигматиты основания структур карелид, в которых сохраняются реликтовые участки гнейсов и реже амфиболитов неясной возрастной принадлежности (переработанные архейские или нижнепротерозойские).

Породы, непосредственно окружающие массивы этих гранитов, превращены в бластомилониты, отвечающие разной степени интенсивности тектонических движений и последующего бластеза. Реликты первичных минералов (биотит, роговая обманка, салит, олигоклаз-андезин) указывают на формирование гранитоидов и мигматитов комплекса основания карелид в условиях амфиболитовой фации. Впоследствии они были диафторированы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, о чем свидетель-

ствуют парагенетические ассоциации новообразованных минералов.

Возрастное положение комплекса калиевых гранитов определяется, с одной стороны, эруптивными взаимоотношениями их с вмещающими гнейсами, мигматизированными в раннем протерозое, и с другой, наличием гальки указанных гранитов в конгломератах среднего протерозоя [13]. Учитывая эти факты, возраст калиевых гранитов принимается как раннепротерозойский. По мнению большинства исследователей, граниты относятся к поздним интрузивным образованиям ранних карелид.

Массивы гранитов этого комплекса сложены красными крупнозернистыми, в большинстве своем рассланцованными породами. Тектонические движения, обусловившие образования тектонитов по породам рамы, проявились и в массивах гранитов. Граниты с массивной текстурой встречены лишь на западе Нуоруненского массива. Текстура измененных гранитов свилеватая, милонитизированные разности обладают сланцеватой текстурой, а ультрабластомилониты — тонкосланцеватой. Сланцеватость проявлена субпараллельным плоскостным расположением цветных минералов (агрегаты хлорита и биотита). Кроме этого, но в значительно более редких случаях, сланцеватость подчеркивается плоскостной ориентировкой мелкокристаллических кварцевых агрегатов, возникших при бластезе. Помимо сланцеватости в гранитах иногда отмечается линейность, вызванная закономерной ориентировкой веретенообразных полевошпатовых агрегатов, лежащих в плоскости сланцеватости и всегда совпадающих с линией максимального падения сланцеватости. Простирание сланцеватости гранитов соответствует таковой во вмещающих породах.

Местами в эндоконтактах массивов наблюдаются мелко- и среднезернистые разности гранитов, почти лишенные темноцветных минералов и близкие по составу к граносиенитам. В пределах массивов отмечаются тела неправильной формы размером от первых десятков квадратных метров до 1 км^2 грубозернистых пегматоидных гранитов, которые связаны с крупнозернистыми постепенными переходами. Величина кристаллов розового полевого шпата в пегматоидных гранитах достигает 2—3 см в поперечнике. Характерной особенностью калиевых гранитов является наличие в них довольно крупных (до 0,5—0,7 см) округлых выделений голубоватого опаловидного кварца.

Структура гранитов бластогранитовая, бластокатакластическая, реже наблюдается гипидиоморфнозернистая. Отмечаемая многими исследователями, как наиболее типичная для гранитов Нуоруненского и Корманкского массивов, гранофировая структура встречается редко. Она характерна для гранитов, пространственно приуроченных к контактам с дайками габброидов. В шлифах отчетливо видно, что гранофир развивается преимущественно на контакте крупных кристаллов плагиоклаза и кварца, в единичных случаях — на контакте микроклина и кварца. Генезис гранофиров объясняется процессом палингенного плавления, происходящего в

результате термального воздействия более поздней основной магмы даек габброидов на граниты.

По минеральному составу породы названных массивов отвечают граниту, в котором микроклин резко преобладает над плагиоклазом. Минеральный состав неизмененных гранитов следующий: кварц 22—36%, калиевый полевой шпат 36—70%, плагиоклаз 19—27%, биотит 1—4%, мусковит 0,2—3%, хлорит — до 4,5%, эпидот — до 2%, рудный — до 0,5%, лейкоксен — до 0,5%. Вторичные минералы (альбит, мусковит, хлорит, эпидот), составляющие в сумме нередко до 90%, указывают на то, что процессы диафторического преобразования гранитов происходили очень интенсивно в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Первично-магматические минералы встречаются обычно в виде немногочисленных реликтов и представлены плагиоклазом № 26—40, гастингситом ($f=73$—90%), салитом ($f=36$—38%), зеленой роговой обманкой ($f=38$—58%) и биотитом ($Ng=1{,}654$—$1{,}677$).

Вследствие большой измененности гранитов, нельзя непосредственно судить о том, насколько существенно они изменили свой состав при диафторезе. По-видимому, процесс был в основном изохимическим, о чем можно косвенно предполагать на основании следующих фактов: граниты Корманкского, Койгерского и Нуоруненского массивов, расположенные друг от друга на значительном расстоянии, обладают очень близким химическим составом; анализы гранитов, отобранных из различных частей массивов (табл. 29), показывают петрохимическую идентичность; граниты по химизму не отличаются от кварцевых порфиров с голубым кварцем, которые развиты в Панаярвинской структуре, и рассматриваются в качестве эффузивных и жильных комагматов гранитов [27, 59].

По классификации А. Н. Заварицкого, рассматриваемые граниты относятся к породам, пересыщенным кремнеземом и богатым щелочами. Кроме того, подавляющее количество анализов свидетельствует об их пересыщенности глиноземом. В целом, это лейкократовые породы со значительным преобладанием калия над натрием. Последнее резко выделяет их из всех известных в Северной Карелии гранитоидов. Значение щелочного модуля (отношение щелочей к глинозему) указывает на их принадлежность к субщелочным ассоциациям с отклонением в сторону как нормальных, так и щелочных пород. Общая железистость калиевых гранитов, железо-магнезиальное отношение и степень окисленности железа являются непостоянными величинами и варьируют в широких пределах. Следует отметить несколько более высокую железистость гранитов Койгерского массива по сравнению с другими.

Вопрос о происхождении калиевых гранитов до настоящего времени обоснованно не рассматривался. Большинство исследователей априорно считают, что граниты являются глубинными и связаны с подкоровыми очагами гранитной магмы. В. И. Шмыгалев предполагает, что кристаллизация магмы началась на большой глубине, продолжалась во время движения и закончилась на ме-

Таблица 29

Химические составы микроклиновых гранитов Северной Карелии (нуоруненский комплекс)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	75,29	72,05	77,87	73,42	74,28	74,32	73,69	74,38	70,22	72,53	71,79	72,90	72,48	77,37	70,87	74,12	78,57
TiO_2	0,10	0,56	0,16	0,16	0,23	0,17	0,30	0,25	0,31	0,31	0,45	0,30	0,35	0,43	0,71	—	—
Al_2O_3	12,46	13,32	11,36	13,23	13,08	13,15	11,96	11,83	14,23	13,08	13,72	14,17	13,55	10,95	13,00	12,56	10,54
Fe_2O_3	0,50	0,86	0,24	1,36	1,60	0,84	1,36	1,04	1,69	1,05	1,44	0,39	1,18	0,65	2,23	1,36	1,68
FeO	1,15	2,30	0,43	1,15	0,89	1,04	1,58	1,58	1,44	2,07	1,88	1,13	1,34	2,12	2,12	1,00	1,15
MnO	0,05	0,06	0,05	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	—	0,04	0,07	0,08	0,04	0,04
MgO	0,35	0,91	0,54	0,63	1,04	1,01	0,73	0,85	0,89	0,41	0,79	0,91	0,82	0,53	0,72	0,39	0,74
CaO	0,75	0,83	0,88	0,86	0,70	0,75	1,01	0,79	1,72	1,31	1,30	1,24	0,39	0,97	1,66	1,13	0,40
Na_2O	3,31	3,83	3,07	2,54	2,34	2,28	3,47	3,41	3,87	2,66	3,10	3,31	2,31	2,57	3,05	4,01	2,04
K_2O	5,07	4,62	5,24	5,71	4,35	6,00	5,30	5,65	4,40	5,52	4,49	4,58	6,00	4,31	4,77	4,55	3,29
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,03	0,03	—	—	—	—	—
F	—	—	—	0,10	—	—	—	—	—	—	0,10	—	—	—	—	0,04	—
H_2O_{105}	—	—	0,04	0,09	0,15	0,07	0,10	0,02	0,02	0,10	0,33	0,64	0,22	0,08	0,10	—	—
П. п. п.	0,53	0,84	0,35	0,35	—	—	0,80	0,56	1,04	0,85	0,34	1,00	—	0,51	0,87	1,17	1,33
Сумма	99,56	100,18	100,23	99,62	98,68	99,65	100,34	100,39	99,86	99,92	99,79	100,60	98,68	100,56	100,18	100,37	99,78
Or	31,5	29,9	31,7	36,6	29,0	38,2	33,7	36,1	28,2	34,7	29,5	29,4	39,3	27,2	31,0	28,9	21,5
Ab	29,1	35,0	26,7	23,1	21,5	20,8	31,7	31,2	35,6	24,8	28,9	30,0	21,4	23,4	28,1	36,1	18,5
An	4,1	4,3	2,3	3,9	4,0	4,2	1,8	0,3	8,7	6,9	6,1	6,3	2,2	5,3	8,2	2,9	2,2
Q	35,3	30,8	39,3	36,4	45,5	36,8	32,8	32,4	27,5	33,6	35,5	34,3	37,1	44,1	32,7	32,1	57,8

сте становления интрузий. Первыми выделялись плагиоклаз и высокотемпературный опаловидный кварц, что привело к обеднению жидкой фазы натрием и, как следствие, к кристаллизации калиевых полевых шпатов.

Результаты наших исследований не подтверждают аргумента В. И. Шмыгалева. Во-первых, как уже отмечалось выше, калиевые граниты преобразованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, и взаимоотношения реликтовых зерен первичных минералов почти нацело затушеваны наложенными процессами. *В таких условиях установить последовательность* кристаллизации минералов, как нам представляется, невозможно. Кстати, в схеме В. И. Шмыгалева не нашли своего места кристаллизующиеся темноцветные минералы. Во-вторых, нельзя согласиться с В. И. Шмыгалевым в том, что наблюдаемые плоскопараллельные *текстуры гранитов являются протомагматическими.* По нашим данным, они возникли в процессе наложенных тектонических движений и сопутствующего бластеза. Их ориентировка соответствует общему структурному плану участков, где находятся массивы, и является секущей по отношению к линии контакта гранитов с вмещающими породами, т. е. *сквозной.*

Процессы наложенного низкотемпературного метаморфизма, естественно, не дают возможности рассмотреть вопрос о происхождении калиевых гранитов в петрологическом аспекте. Однако целый ряд признаков геологического порядка свидетельствует о магматическом характере калиевых гранитов. К *ним относятся:* приуроченность массивов к разломам; наличие мелко- и среднезернистых эндоконтактовых разновидностей гранитов, которые можно рассматривать в качестве зон закалки массивов; присутствие ксенолитов вмещающих пород; наличие эффузивных комагматов гранитов в виде кварцевых порфиров, развитых как в непосредственной близости от Нуоруненского массива, так и в его пределах; присутствие в гранитах реликтовых первично-магматических структур; достаточно выдержанное постоянство химического состава калиевых гранитов как в пределах одного массива, так и для всего комплекса в целом.

Вопрос о происхождении родоначальной магмы калиевых гранитов остается проблематичным. Во всяком случае, образование такой магмы за счет непосредственного плавления гранито-гнейсового слоя маловероятно. Его мощность в районе массивов, по геофизическим данным, измеряется 2—3 км (И. В. Литвиненко, устное сообщение). Такая величина даже с учетом максимально возможной эрозии явно недостаточна для образования гранитоидных магматических масс в пределах этого слоя. Пространственная локализация интрузий калиевых гранитов в зоне глубинных разломов свидетельствует об их связи с глубинными источниками магматического расплава, о чем можно предположительно также судить и по наличию в них среди акцессорных минералов граната и пироксена. По-видимому, богатые калием расплавы формировались в условиях повышенных давлений гранулитового слоя.

КИРОВОГРАДСКО-ЖИТОМИРСКИЙ КОМПЛЕКС

Комплекс представлен двумя основными разновидностями пород: средне-, крупнозернистыми порфировидными гранитами и среднезернистыми слабопорфировидными или равномернозернистыми гранитами, а также всевозможными переходными разновидностями между ними. Такие граниты широко распространены на Украинском щите, где они образуют ряд крупных и мелких массивов: Кировоградско-Новоукраинский, Вознесенский, Чигиринский, Долинский, Березовский, Уманский, Антоновский, Богуславский, Боковяньский и Верблюжский.

Породам комплекса посвящена обширная литература. Однако относительно их возраста, места в истории магматизма Украинского щита высказываются достаточно разноречивые представления. Наряду с магматической гипотезой их образования имеются предположения о том, что они возникли в ходе ультраметаморфизма, как результат региональной гранитизации и мигматизации с высокой степенью гомогенизации и глубокой переработкой субстрата.

Граниты комплекса изучены достаточно разносторонне. Геофизические исследования показали, что эти породы отличаются резко пониженным слабомозаичным магнитным полем, поэтому контуры их массивов легко картируются геофизически. Кроме того, им присущи отрицательные аномалии силы тяжести, что считается характерным для крупных тел перемещенных гранитов. Геохимические исследования выявили постоянство химического состава гранитов этого комплекса, что также, по-видимому, говорит об их магматическом образовании.

Как известно, в фундаменте Украинского щита выделяются архейские, протерозойские складчатые системы и срединные массивы, а также блоки разного времени консолидации. Граниты кировоградско-житомирского комплекса приурочены к среднепротерозойским блокам консолидации. Наиболее ярким представителем таких является Кировоградский блок, к которому приурочен крупный массив гранитов, названный Кировоградско-Новоукраинским.

Образование гранитов комплекса связывается с раннепротерозойским геосинклинальным циклом, с периодом инверсии и орогенного режима структур. Районы распространения этих гранитов сложены архейскими и нижнепротерозойскими породами, претерпевшими гранитизацию. Определения изотопного возраста гранитов калий-аргоновым методом дают цифры в пределах 1750—2100 млн. лет, а уран-свинцовым методом — 1850—2250 млн. лет.

Кировоградско-Новоукраинский массив располагается в южной части одноименного антиклинорного поднятия (блока). В плане массив имеет овальную форму и занимает около 4500 км^2. В непосредственном окружении массива развиты мигматиты и гранито-гнейсы, которые нередко объединяются с породами массива в единый комплекс или же рассматриваются как краевые фации массива. Большая часть массива сложена крупнозернистыми

порфировидными гранитами трахитоидной текстуры, причем в юго-западной части преобладают разновидности красного цвета (новоукраинские), а в северо-восточной — серые и розовато-серые кировоградские граниты. В целом в породах массива выделяется пять разновидностей. Среди новоукраинских гранитов встречаются участки темноокрашенных гранитов серо-зеленого, зеленого до черного цвета, известные под названием адабашских. Среди кировоградских гранитов установлено несколько тел мелкопорфировидных гранитов, названных ивановскими, которые отличаются автономной структурой и приуроченностью к разломам. И, наконец, выделяются аплитовидные граниты — наиболее поздние из всех разновидностей, слагающих массив.

Одной из особенностей внутреннего строения Кировоградско-Новоукраинского массива является общее совпадение ориентировки плоскопараллельных текстур гранитов с элементами структуры вмещающей гнейсово-мигматитовой толщи. Этот общий северо-западный структурный план служит, вероятно, главным основанием для отнесения мигматитов и гранито-гнейсов рамы к самим гранитам массива. В пользу этого, как будто, говорит и «псевдоскладчатое» расположение плоскопараллельных текстур в пределах массива гранитов с северо-западным простиранием их «осей». Но, с нашей точки зрения, строение Кировоградско-Новоукраинского массива определяется иными причинами. При структурно-петрологическом картировании выяснилось, что плоскопараллельные текстуры (трахитоидные) имеют северо-западное простирание, а падение может быть как юго-западным, так и северо-восточным. Это строение может отражать неровности рельефа подошвы кровли массива, хотя не исключено, что эта структура является отражением и тех тектонических напряжений, которые вызывали складчатость вмещающих пород в период формирования массива.

Несмотря на то что массив как бы разделен на две части, соответствующие главным разновидностям гранитов (кировоградским и новоукраинским), структурный план этих частей один и тот же. При этом существуют между этими разновидностями пород и постепенные переходы.

Ивановские граниты, образующие небольшие тела вблизи Кировоградской зоны разломов (восточный контакт), обладают автономной структурой, которая соответствует поверхностям их контактов и является секущей по отношению к структурам вмещающих гранитов кировоградского типа.

Тела гранитов адабашского типа вытянуты согласно трахитоидности новоукраинских гранитов, среди которых они встречаются, и имеют с ними один и тот же структурный план.

Наиболее поздними, по данным структурных соотношений, являются дайки аплитовидных гранитов. Они выполняют трещины различного направления и встречаются во всех разновидностях пород массива.

Контакты Кировоградско-Новоукраинского массива в большинстве случаев скрыты под осадочным чехлом. Западный контакт на

значительном расстоянии проводится по тектоническому нарушению. На северо-западе, севере описываемый массив гранитов срезается субширотным контактом Корсунь-Новомиргородского плутона. По восточному контакту отмечается постепенный переход гранитов в теневые мигматиты и гранодиорито-гнейсы рамы. На юге, юго-западе видны непосредственные контакты гранитов с вмещающими породами. Это секущий контакт, но строение его очень сложное. Трахитоидные граниты расклинивают, как бы расщепляют на пачки стратифицированные вмещающие породы, при этом взаимоотношения пород еще затушеваны интенсивным катаклазом и милонитизацией. Отмечаются и ксенолиты вмещающих пород в гранитах, при этом вблизи контакта размеры их увеличиваются. Ориентируются ксенолиты согласно с трахитоидностью и нередко обтекаются ею. Таким образом, можно думать, что здесь трахитоидные граниты Кировоградско-Новоукраинского массива имеют активные интрузивные контакты с вмещающими породами.

Вопрос о соотношении разновидностей гранитов в массиве также довольно сложен. Наличие постепенных переходов между гранитами новоукраинского и кировоградского типов позволяет говорить об их общности, а различия в их окраске и крупности зерна объяснять разным эрозионным срезом и другими второстепенными причинами. Соотношения новоукраинских гранитов с гранитами адабашского типа показывают, что между этими породами, отличающимися незначительно по химизму, имеются всегда постепенные переходы, при этом структурный план их один и тот же. По всей вероятности, граниты адабашского типа являются результатом ассимиляции гранитами основных гнейсов, ксенолиты которых в них встречаются очень часто. Ивановские среднезернистые граниты сформировались несколько позднее трахитоидных, так как они имеют секущие контакты с ними, определяемые по соотношениям их структурных элементов.

На основании взаимоотношений гранитов с вмещающими породами, разновидностей гранитов между собой, особенностей структур и текстур пород можно сделать некоторые выводы об истории становления массива. На первой его стадии за счет метаморфических пород гнейсовых серий возникали мигматиты и гранитогнейсы. Затем происходило внедрение гранитообразующего вещества основной части массива, который может рассматриваться как слабо перемещенная интрузия позднескладчатого типа. Возникновение Кировоградской тектонической зоны в восточном контакте массива привело к снятию напряжений и внедрению дополнительной порции расплавов, сформировавшихся в виде небольших тел ивановских гранитов.

Уманский массив расположен в пределах синклинорной зоны, примыкающей с запада к Кировоградско-Новоукраинскому антиклинорному поднятию, в сводовой части антиклинальной структуры. Этот массив занимает около 2100 км^2. Он вытянут согласно простиранию северо-северо-восточных складчатых и разрывных нарушений. Контактовые взаимоотношения с вмещающими гнейса-

ми, амфиболитами и чарнокитами двойственны. С одной стороны, имеется много постепенных переходов от вмещающих пород к гранитам, с другой — в эндоконтактовой части массива встречается много участков, содержащих ксенолиты вмещающих пород. При этом аплитовидные красные и серые граниты (краевые фации массива) в виде клиньев и дайкоподобных тел секут породы рамы.

Уманский массив обнаруживает достаточно четко выраженное зональное строение: внутренняя его часть сложена серыми порфировидными гранитами, близкими к гранитам кировоградского типа, а внешняя часть — серовато-розовыми и розовыми аплитовидными гранитами. В гранитах отмечаются ориентированные плоскопараллельные и линейные текстуры [253], имеющие северо-восточные и северо-западные направления.

В целом особенности строения массива позволяют считать, что Уманский гранитный массив принадлежит к категории слабоперемещенных (субавтохтонных) интрузий.

Богуславский массив находится в северной части синклинорной зоны, выделенной под названием Уманско-Ржищевской структурно-фациальной зоны (по материалам А. Н. Сухинина и др.), которая располагается в Одесской складчатой системе. Выходы гранитов этого массива встречаются редко, и его форма и размеры (600 км^2) установлены геофизическим и буровым картированием. Массив вытянут в северо-западном направлении согласно с простиранием вмещающих пород. Граниты характеризуются плоскопараллельными текстурами, имеющими ориентировку, согласную с простиранием вмещающих пород. Также расположены и ксенолиты вмещающих пород.

Общий структурный план массива является, возможно, результатом его образования в период продолжающихся складкообразовательных движений рамы. Подобно Уманскому массиву, эта субавтохтонная интрузия локализована в куполной части антиклинальной складки раннепротерозойской синклинорной зоны.

Боковянский массив описываемого комплекса приурочен к флексурному перегибу гнейсов, в связи с чем при общей овальной форме в северной части он вытянут в широтном направлении, а в южной — в юго-восточном. По данным Н. П. Семененко [180], массив дифференцирован и имеет концентрическое строение. Центральная часть его сложена гранитами типа адабашских, которые рядом исследователей относятся к монцонитам. Эти породы сменяются к периферии черноквarцевыми порфировидными гранитами новоукраинского типа, а по контактам массива прослеживается зона средне- и мелкозернистых аплитовидных гранитов. Надо отметить, что граниты адабашского типа отмечаются и в окружении Боковянского массива среди гнейсов. Геологи-съемщики относят эти породы к гибридным образованиям.

По своему генезису гранитоиды Боковянского массива рассматриваются как анатектит-граниты с переходами в мигматиты.

Верблюжский массив очень похож на Боковянский. Этот массив в центре сложен крупнопорфировидными гранитами красного

и зеленовато-серого цвета. Вдоль контактов отмечаются аплитовидные граниты, они же в виде даек встречены вблизи массива в гнейсах. Разновидности зеленовато-серого цвета совпадают по составу с гранитами адабашского типа, а красные черноквариевые разновидности полностью соответствуют новоукраинским гранитам.

Характерные породы рассматриваемого комплекса гранитов встречаются не только в центральной части УКЩ, но и в западной. По нашему мнению, сюда относятся житомирские и коростышевские граниты, которые не образуют крупных массивов, а залегают в виде разнообразных по форме тел среди гнейсов. При этом, как правило, они приурочены к ядрам антиклинальных складок (например, тело вблизи г. Житомира). В этих гранитах хорошо видны постепенные переходы между равномернозернистыми и порфировидными гранитами. В ряде тел отмечается концентрическое строение, когда центральные части сложены равномернозернистыми гранитами, которые к периферии тел постепенно переходят в порфировидные граниты, плоскопараллельные текстуры которых совпадают с ориентировкой контактов и простиранием вмещающих гнейсов. В последних наблюдаются многочисленные послойные жильные тела гранитов.

Кировоградские граниты представляют собой серые, розовато-серые порфировидные породы со средне- и крупнозернистой основной массой, характеризующейся массивной текстурой. Для гранитов характерны четкие директивные трахитоидные текстуры, обусловленные субпараллельным расположением вкрапленников микроклина и иногда плагиоклаза. Содержание в породе вкрапленников около 45—50%. Сложены гранитоиды калиевым полевым шпатом (до 60—70%), плагиоклазом (10—30%), кварцем (20—30%), биотитом (1—10%) и гранатом (0—8%). В качестве акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, ортит, магнетит и пирит.

Калиевый полевой шпат — микроклин и микроклин-пертит. Форма его кристаллов в основном таблитчатая. Большей частью он характеризуется простыми двойниками, нередко встречаются и кристаллы с микроклиновой решеткой. В крупных и идиоморфных кристаллах часты многочисленные включения зерен плагиоклаза, кварца и биотита, подчеркивающие зональное строение кристаллов. По оптике и рентгеновской триклинности (0,9) калиевый полевой шпат соответствует крипторешетчатому максимальному микроклину, в составе которого содержится около 30% альбита.

Плагиоклаз образует удлиненные кристаллы, центральные части которых серицитизированы. Если кристалл плагиоклаза заключен в микроклине, то по его краю видна более кислая альбитовая каемка. По составу плагиоклаз относится к олигоклазу и олигоклаз-андезину.

Кварц ксеноморфен или изометричен, как правило, с волнистым или мозаичным погасанием.

Биотит присутствует в виде мелких удлиненных чешуек, резко плеохроирующих от темно-коричневого или зеленовато-коричнево-

го до соломенно-желтого цвета. По оптике ($Nm = 1{,}654—1{,}656$) он характеризуется 60%-ной железистостью.

Гранат имеет идиоморфные очертания, его кристаллы разбиты трещинками, по которым развиваются биотит и хлорит.

Адабашские граниты выделяются всеми геологами, но под различными названиями. Название «кварцевый монцонит» наиболее распространено. Различие в представлениях относительно этих пород объясняется крайним непостоянством их минерального состава.

Внешне адабашские граниты представляют собой крупнопорфировидную породу темно-зеленого цвета со средне-крупнозернистой основной массой. По текстурному облику они очень близки новоукраинским гранитам.

Порфировидные вкрапленники достигают в длину 8 см, в среднем 5—6 см при ширине 3—4 см и имеют грубоовальную форму. Сложены они микроклином и микроклин-пертитом, сдвойникованным по карлсбадскому закону. Основная масса состоит из микроклин-пертита 15—37%, плагиоклаза 10—50%, кварца 10—20%, биотита 2—6%, граната 0—3%, иногда до 10% и гиперстена 2—15%. Акцессорные минералы: апатит, циркон, ильменит.

Калиевый полевой шпат как вкрапленников, так и основной массы может быть отнесен к крипторешетчатым максимальным микроклинам.

Плагиоклаз имеет две генерации. Первая образует самостоятельные зерна основной массы и, в редких случаях, порфировидные вкрапленники. Вторая разновидность образует каемки вокруг зерен плагиоклаза I и относится к альбиту. Первая разновидность отвечает по составу олигоклаз-андезину (26—32% анортита).

Кварц образует ксеноморфные зерна со слабым волнистым погасанием, содержит включения рутила, апатита, циркона и граната.

Биотит встречается в виде неправильных по форме зерен, иногда образует «лапчатые» срастания с кварцем и гранатом, нередко ассоциирует с амфиболом, замещающим пироксен. Плеохроизм биотита резкий от густо коричневого до светлого желтовато-коричневого цвета, показатель преломления $Ng = Nm = 1{,}658—1{,}668$, что соответствует 60—70% железистости.

Пироксен образует округлые зерна темно-зеленого цвета с плеохроизмом до желтовато-розового. По оптическим свойствам ($Ng = 1{,}776$; $Nm = 1{,}759$; $Np = 1{,}749$; $+2V = 70—82°$) он отвечает гиперстену с содержанием 84% ферросилита.

Гранат содержится в сильно варьирующих количествах и представляет собой зерна неправильной формы красновато-розового и лиловато-розового цвета. По оптике ($N = 1{,}806$) он относится к гранатам пироп-альмандинового ряда.

Новоукраинские граниты слагают западную и юго-западную части Кировоградско-Новоукраинского массива. Это красные, ро-

зовато-красные, реже розовые крупнопорфировидные до гигантопорфировидных породы с крупно-среднезернистой основной массой.

Порфировидные вкрапленники характеризуются грубоовальной формой, размеры их по удлинению достигают иногда 12 см, обычно 5—7 см. Содержание их в породе варьирует в пределах 40—65%, иногда достигая 85%. Сложены они микроклином или микроклин-пертитом и сдвойникованы по карлсбадскому закону. Довольно редко вокруг вкрапленников наблюдаются каймы белого или слегка зеленоватого плагиоклаза шириной 0,1—0,5 см. Ориентировка вкреплепников четкая, этим обусловлена специфическая трахитоидная текстура гранитов.

Основная масса породы сложена калиевым полевым шпатом 45—60%, плагиоклазом 10—20%, кварцем 30—40%, биотитом 5—11% и гранатом 3—10%. Акцессорные минералы: апатит, циркон, анатаз; рудные — магнетит и ильменит.

Калиевый полевой шпат основной массы обнаруживает полисинтетическое решетчатое двойникование и относится к микроклину (триклинность 0,70).

Плагиоклаз в основной массе отвечает олигоклаз-андезину (27—32% анортита). Каймы же вокруг вкрапленников калиевого полевого шпата сложены олигоклазом (19—21% анортита), а на границе зерен калиевого полевого шпата и плагиоклаза очень часты тонкие каймы, сложенные альбитом.

Кварц относится к двум генерациям. Первая — это мелкие (0,1—0,5 мм) зерна с ровным погасанием, которые встречаются и в основной массе, и в виде включений в калиевом полевом шпате. Вторая генерация — это крупные (1,2—3,0 мм) трещиноватые зерна неправильной формы и с волнистым погасанием. В этом кварце есть включения калиевого полевого шпата, биотита и изредка плагиоклаза.

Биотит имеет кристаллы неправильной формы, обладающие резким плеохроизмом от красновато-бурого до светло-желтого. Железистость биотита 66—75% ($Nm = 1{,}664$—$1{,}672$).

Гранат образует зерна изометрической или неправильной формы розового или лиловато-розового цвета. Показатель преломления равен 1,812—1,816. По составу он относится к гранатам пироп-альмандинового ряда.

Ивановские граниты по внешнему облику представляют собой мелкопорфировидные породы со среднезернистой основной массой розовато-серого или серого цвета. Они сложены калиевым полевым шпатом 40—42%, плагиоклазом 15—20%, кварцем 25—35%, биотитом 5—10%, гранатом 1—3% и мусковитом 0—1%. Акцессорные минералы: апатит и магнетит.

Калиевый полевой шпат слагает и порфировидные вкрапленники, но преимущественно это кристаллы основной массы. Эти зерна большей частью обладают некоторым идиоморфизмом, часто с хорошо выраженной микроклиновой решеткой.

Плагиоклаз представлен идиоморфными и ксеноморфными зернами, во вкрапленниках он отсутствует. По составу он отвечает олигоклаз-андезину (27—32% анортита).

Кварц характеризуется изометрической или неправильной формой зерен, причем ксеноморфизм типичен и для крупных выделений. В нем часты включения плагиоклаза, микроклина и биотита.

Биотит представлен слегка удлиненными чешуйками. Плеохроизм его резкий от темно-коричневого до соломенно-желтого. $Nm = 1{,}656 \pm 0{,}002$. Отмечается мусковитизация биотита.

Гранат большей частью идиоморфен, обладает красноватым, розовато-малиновым цветом, часто ассоциирует с биотитом.

Мусковит в виде мелких чешуек развивается по биотиту.

Уманские граниты — это серые, розовато-серые порфировидные породы, отвечающие по химизму и минеральному составу кировоградским гранитам. Сложены они калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцевым и биотитом. Акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон, ильменит, рутил.

Богуславские граниты — мелко- и среднепорфировидные серого, розовато-серого, реже розового цвета. По составу и структурно-текстурным особенностям идентичны уманским гранитам. От кировоградских гранитов и те и другие отличает лишь отсутствие граната.

Боковянские и верблюжские граниты — это черноквarцевые порфировидные граниты, полностью тождественные новоукраинским гранитам по химическому и минеральному составу и текстурно-структурным особенностям.

Под названием «житомирские граниты» известны на Украине мелко- среднезернистые, и равномернозернистые, серые и розовато-серые породы, которые на отдельных участках сменяются порфировидными гранитами. Все эти разновидности отличаются лишь крупностью выделений полевого шпата. По своему химическому составу и особенностям минералов эти граниты неотличимы от кировоградских.

В заключение отметим, что на граниты кировоградско-житомирского комплекса наложены многочисленные зоны метасоматических альбититов, связанные с долгоживущими глубинными разломами. С этими же зонами установлено и разнообразное оруденение.

Образование гранитов кировоградско-житомирского комплекса обычно связывается с возникновением анатектических расплавов в результате достаточно полного плавления метаморфических пород, подвергшихся предварительной гранитизации. При этом происходило отделение и интрузия этих анатектических расплавов в зоны ослабленного давления (антиклинорные зоны). Однако масштабы такого перемещения гранитообразующего материала едва ли были значительные.

ОСНИЦКИЙ «КОМПЛЕКС»

Так называемый осницкий «комплекс» разнообразных по составу пород развит на крайнем северо-западе Украинского щита. Плохая обнаженность этой территории не позволяет, несмотря на многочисленные исследования, однозначно решить многие вопросы геологии «комплекса»: условны границы его распространения, неясен его объем, неизвестны взаимоотношения с более молодыми коростенским комплексом и овручской серией, по-разному трактуется генезис осницких пород и т. д.

В настоящее время в состав осницкого «комплекса»— ассоциации включаются: ультраосновные породы (пироксениты и перидотиты), габброиды, гибридные породы (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты), разнообразные по составу граниты, диабазы и габбро-диабазы (дайковые) *.

Геолого-структурное положение этих пород трактуется различно: одни их называют геосинклинальными, другие — платформенными. Большинство геологов сходятся на том, что на крайнем северо-западе структуры Украинского щита дольше всего сохраняли подвижность, и геосинклинальное развитие здесь завершилось формированием линейной складчатости «ново-волынид» — наиболее молодой из складчатых систем Украинского щита. Складкообразование захватило породы осадочно-эффузивной клесовской (осницкой) серии, которые устанавливаются в виде ксенолитов среди осницких гранитоидов. Последние, видимо, сформировались в орогенный этап развития подвижной зоны. Наиболее ранние интрузии основного состава значительно метаморфизованы кислой магмой. Дайковые диабазы завершили магматизм этой структуры.

По времени формирования «ново-волыниды» одновременны с поздними карелидами или свекофеннидами и датируются радиологическими методами как складчатые сооружения с возрастом 2000—1750 млн. лет. Определения возраста пород осницкого комплекса калий-аргоновым методом по биотиту и роговой обманке дают цифры от 2090 до 1470 млн. лет.

Взаимоотношения осницких пород с раннепротерозойским кировоградско-житомирским комплексом выражаются в активном воздействии осницких гранитов на его породы, в присутствии останцов и ксенолитов этих пород в осницких гранитоидах. Кроме того, кировоградско-житомирские гранитоиды испытали влияние тектонических процессов древнего северо-восточного направления зон разломов и смятия, а осницкие породы подверглись нарушениям лишь молодого северо-западного направления.

Ультраосновные породы образуют лишь наибольшие шлирообразные залежи среди габброидов, вскрытые скважинами или установленные по магнитным аномалиям.

---

* Когенетичность и одновременность всех этих пород не устанавливаются. Вполне вероятно, что преобладающие в «комплексе» существенно микроклиновые граниты являются самостоятельными. По нашему мнению, они сопоставляются с микроклиновыми гранитами свекофеннид Приладожья и Финляндии *(прим. ред.)*.

Габброиды включены в граниты, изменены ими и дают постепенные переходы в габбро-диориты, габбро-сиениты. В состав габбро входят плагиоклаз (часто зональный от битовнита до андезина), роговая обманка, пироксен, а также вторичные и акцессорные биотит, кварц, эпидот, серицит, сфен, апатит, рудные. Количество рудных минералов значительно, они образуют мелкую вкрапленность или шлировые скопления.

Генетически связанные с габбро сиениты меняют состав в широких пределах: плагиоклаз 8—30%, микроклин 15—80%, кварц 7—20%, роговая обманка 12—30%, биотит, ильменит, циркон, апатит.

Не всеми геологами разделяется мнение об интрузивном характере осницких габброидов. Некоторые считают их переработанными основными эффузивами.

Гибридные породы (диориты, гранодиориты, монцониты) окружают тела габброидов, встречаются в виде мелких тел и ксенолитов в гранитоидах и постепенно переходят друг в друга.

Разнообразные по составу граниты, особенно обогащенные микроклином, резко преобладают в ассоциации и слагают самостоятельные тела и массивы. Граниты имеют массивную текстуру, нередко с ориентированным положением полевых шпатов и темноцветных минералов. Переходы крупнозернистых разностей гранитов в мелкозернистые постепенные. Наиболее широко развиты граниты с порфировидной структурой, где кристаллы розового микроклина величиной 10—25 мм заключены в серой среднезернистой массе (0,5—6,0 мм).

Л. Г. Ткачук [204] выделяет монцонитовые граниты (плагиоклаз 26—36%, микроклин 21—39%, кварц 25—39%, биотит 2—6%), микроклиновые граниты (плагиоклаз 2—18%, микроклин 43—64%, кварц 24—35%, биотит 2—6%), обычные граниты (плагиоклаз 14—28%, микроклин 30—39%, кварц 25—49%, биотит 1—10%), плагиограниты (плагиоклаз 42—47%, микроклин 11—17%, кварц 28—30%, биотит 5—12%).

Плагиоклаз осницких гранитов зонален: ядро состоит из олигоклаз-андезина № 41—27, внешняя зона — из олигоклаза № 22—16. Ядро плагиоклаза обычно содержит много мелких включений серицита, эпидота и биотита. Микроклин наряду с вкрапленниками выполняет межгранулярные промежутки и замещает по краям зерна плагиоклаза. Микроклину свойственно тонкорешетчатое двойникование и пертитовые прорастания. Кварц резко ксеноморфен и корродирует пластинки биотита. Обычно он имеет волнистое угасание, а голубоватая окраска обусловлена включениями микролитов рутила. Биотит резко плеохроирует от темно-буровато-зеленого цвета до бледно-желтовато-бурого ($Ng = 1{,}656$). В лейкократовых разностях гранитов биотит замещается мусковитом. В обогащенных плагиоклазом гранитах изредка появляется роговая обманка. Наиболее распространен среди акцессорных минералов ромбовидный сфен, имеются также апатит, циркон, титаномагнетит.

Жильная фация осницких гранитов представлена пегматитами и аплитами.

Наиболее поздние породы ассоциации представлены дайками диабазов и габбро-диабазов. Крупные дайки достигают в длину 3 км, мощности — 50—100 м.

Таким образом, осницкой ассоциации, как она понимается, свойственна тесная связь разнообразных по составу гранитоидов с основными породами, обусловленная широко развитыми процессами гибридизации гранитной магмы материалом ранее внедрившихся основных пород. Характерно также присутствие многочисленных реликтов догранитных диабазовых пород, в различной степени метаморфизованных. Наряду с этим в гранитах много включений метаморфизованных кислых эффузивов (кератофиров, кварцевых кератофиров, кварцевых порфиров), подобных лептитам Финляндии и названных С. Малковским «клесовитами». Они тонко послойно чередуются с гранитами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексы микроклиновых гранитов завершают протогеосинклинальный магматизм карелид и свекофеннид, связывают его с орогенным и субплатформенным магматизмом древних платформ. Такой завершающий интенсивный кислый магматизм не устанавливается в раннем докембрии протогеосинклинальных систем окраинного типа, ни одна из которых после своего протогеосинклинального развития не стала платформенной структурой.

Известны две формы (фации) проявления раннедокембрийских микроклиновых гранитов. В поздних протогеосинклинальных структурах свекофеннид эти граниты являются глубинными по условиям становления, мигматитообразующими, и формирование их сопряжено с поздними, но интенсивными складкообразующими деформациями. В консолидированной раме свекофеннских структур, в складчатых сооружениях карелид и саксаганид преобладают послескладчатые интрузивные формы, нередко гипабиссальной фации.

В обоих случаях комплексы этой формации имеют близкий вещественный состав. Для них характерно постоянно высокое (более 30%) содержание кварца, отчетливое преобладание калиевого полевого шпата над плагиоклазом, обедненность темноцветными минералами и обогащенность акцессорными. Очень характерны и близки между собой петрохимические параметры пород формации (см. табл. 28, 29), которые говорят об обогащенности пород кремнеземом (часто более 72%) и щелочами, при этом в последних калий устойчиво преобладает над натрием.

Эта близость составов микроклиновых гранитов разных структур сразу же не позволяет считать их местными производными ультраметагенных процессов и заставляет предполагать для них глубинные источники вещества. Некоторые геолого-петрологические данные по этому вопросу приведены при характеристике ком-

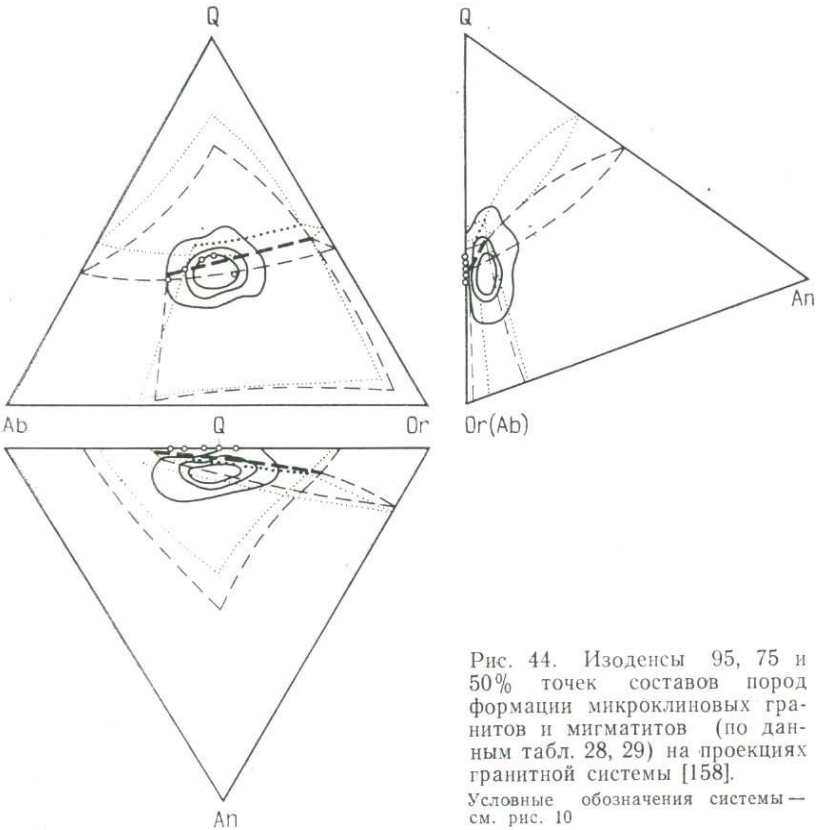


Рис. 44. Изоденсы 95, 75 и 50% точек составов пород формации микроклиновых гранитов и мигматитов (по данным табл. 28, 29) на проекциях гранитной системы [158].

Условные обозначения системы — см. рис. 10

плекса микроклиновых гранитов в свекофеннидах Приладожья и могут быть дополнены здесь следующим.

Большая часть гранитов этой формации по химизму отвечает анхикотектическим составам (рис. 44). Однако по отношению к области низкотемпературного трога и точкам «М» водонасыщенной системы кварц—альбит—анортит—ортоклаз эти граниты обогащены нормативными ортоклазом и анортитом. Это отмечалось еще А. Симоненом [274], который относил микроклиновые граниты свекофеннид Финляндии к «неэвтектоидным», обогащенным калием, и не считал возможным называть их «идеальными», как предлагал П. Эскола. Такая обогащенность калием связывается финскими исследователями с широко проявленными процессами постмагматического калиевого метасоматоза.

Тем не менее такая обогащенность калием фиксируется и в таких гранитах, в которых отсутствуют признаки метасоматоза, и в которых калиевый полевой шпат является одним из первых кристаллизующихся минералов. Этот факт, а также большая однородность составов гранитов позволяют эту обогащенность калием считать первично-магматической.

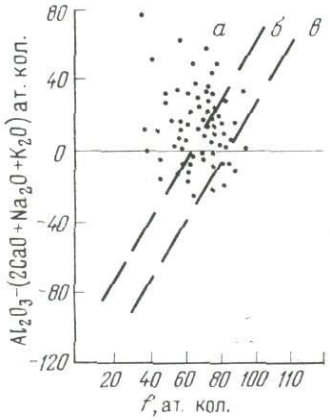


Рис. 45. Составы тех же пород на диаграмме В. А. Кутолина [98].

Поля «литогенных» (*а*), «промежуточных» (*б*) и «базальтоидных» (*в*) ассоциаций

Согласно некоторым экспериментальным работам Г. Платена, Г. Винклера и В. Луса, образование первичных гранитных расплавов такого анхикотектического состава возможно в условиях плавления достаточно анортитовых пород при малом парциальном давлении воды в балансе общего давления. В этих условиях, которые наилучшим образом отвечают условиям плавления гранулитового субстрата, возможно образование анатектических расплавов, богатых калием. При этом заметим, что постоянное высокое содержание кремнезема в микроклиновых гранитах, видимо, исключает условия слишком высокого общего давления в области плавления.

Таким образом, наиболее благоприятными условиями для генерации магм такого состава, по-видимому, можно считать условия уровней метаморфид гранулитовой фации в участках спада общего давления, возможного в инверсионную стадию развития структур. Возникающие на глубине анхикотектические, существенно калиевые «сухие» гранитные расплавы по зонам разломов могли проникать на верхние уровни карелид и формировать при быстрой кристаллизации массивы типа Нуорунен и других. Эти граниты отличаются химической пассивностью и слабым проявлением пород жильной фазы, что, видимо, также свидетельствует об их относительной «сухости».

Иным был режим становления микроклиновых гранитов в еще мобильных структурах свекофеннид. Здесь аллохтонное гранито- и мигматитообразование отличается большими масштабами проявления и физико-химической активностью гранитообразующего материала, обусловленной большим содержанием в них летучих компонентов. Представляется, что последнее — большая водонасыщенность этой калиевой гранитной магмы — может быть объяснено вторичным обогащением водой, трансвопаризацией глубинной магмы [144, 196], поднимающейся на более высокие уровни в условиях еще неполностью консолидированного гранито-гнейсового слоя. Относительно высокое содержание кремнезема в расплаве, значительная кислотность его способствовали повышенной активности кислорода в системе, а следовательно, и облегчали более полное вторичное водонасыщение магмы [136]. Кристаллизация такой «вторичной» магмы, естественно, происходила по законам систем с летучими, в условиях которых теперь уже избыточный калий мог реализоваться и как надкотектический орто-

клазовый компонент и как активный автометасоматический реагент.

Таким образом, принимая для микроклиновых гранитов разных структур единое происхождение гранитообразующего материала (магмы), мы допускаем разнообразие условий их становления. Поэтому более точно формация послескладчатых существенно микроклиновых гранитов является серией разнофациальных комплексов. Последние, как нам представляется, являются продуктами завершающих процессов генерации гранитообразующего вещества на гранулитовом уровне («слое»). Более же ранние плагиомикроклиновые граниты и мигматиты предыдущей формации завершают собой процессы гранитообразования уровня амфиболитовой фации («гранито-гнейсового слоя»).

Очень характерно, что данный формационный тип гранитов отличается постоянным повышенным содержанием SiO_2 (около 72%) и K_2O (около 5%), принадлежит субщелочному ряду, а по соотношению «глиноземистости—железистости» (рис. 45) относится к «литогенному» типу, что, похоже, отличает его от еще более глубинных (по уровням генерации магм) гранитов-рапакиви и интрузивных чарнокитоидов [178].

ГЛАВА VI

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ОТНОСИТЕЛЬНО СТАБИЛЬНЫХ СТРУКТУР РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ (МАГМАТИЗМ СТРУКТУР АКТИВИЗАЦИИ)

ВВЕДЕНИЕ

Давно известно, что стабильные структуры геосинклинально-складчатых областей неогея (срединные массивы, геоантиклинальные поднятия и т. п.), а также некоторые краевые зоны платформ характеризуются особо интенсивным магматизмом, который в последние годы обычно связывают с зонами тектонической активизации разного типа. Этот магматизм, в принципе, может быть близким по времени с магматизмом смежных подвижных зон (отраженная активизация), но может быть и не связан с последним (автономная активизация). В условиях обычной жесткости кристаллической рамы стабильных структур, реакции ее на все тектонические напряжения разрывными нарушениями все магматогенные породы слагают здесь тела послескладчатого структурного типа. Действительно, все исследования, например гранитоидов подобной рамы, дают примеры именно послескладчатых тел. Это и варисцийские плутоны в массивах центральной Европы, и мезозойско-третичные массивы Северной Америки, и палеозойско-мезозойские плутоны Сибири и др.

Для протогеосинклинального этапа развития земной коры также могут быть выделены крупные относительно стабильные структуры — протоплатформы (например, Алдано-Анабарская) и первичные срединные массивы (Беломорский и др.). Эти образования в определенные стадии своего развития нередко являлись фундаментом протогеосинклинальных прогибов, испытавшем глубокую тектонометаморфическую переработку ранее сформированного гранулитового и гранито-гнейсового субстрата. Такая переработка в условиях, например, амфиболитовой фации должна была приводить к формированию в них обширных вторичных мигматит-гранитовых полей.

В последнее время наметилась тенденция относить и эти ареальные глубинные мигматит-граниты, например некоторые мигматит-граниты беломорского комплекса, к типам гранитоидов структур тектонической активизации [117]. Нам представляется это неверным. Для протогеосинклинальных областей как раз и является характерным то обстоятельство, что в плутонических процессах здесь участвуют совместно и образования мобильной инфраструктуры (реоморфизуемого фундамента) и перекрывающей ее супра-

структуры. В результате таких процессов и формируются те комплексы мигматит-гранитов, которые были описаны выше.

В связи с этим к магматическим образованиям структур активизации раннего докембрия предлагается сейчас относить только послескладчатые породы разного состава, приуроченные в целом к зонам разломов и прямо не связанные с последовательным развитием структур, их вмещающих. Эта довольно неопределенная характеристика может быть дополнена только еще одним признаком: в тех комплексах, которые описываются ниже, важное значение имеют разнообразные постмагматические метасоматические процессы, в том числе альбитизация и разнообразная рудная минерализация.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Первые сведения о протерозойских гранитоидах, развитых на территории центральной части Алданского щита, получены в результате работ Е. М. Лазько и Г. Б. Митича. Позднее протерозойские гранитоиды описывались в работах Е. И. Лавренко, Г. М. Друговой и др., В. И. Кицула и К. А. Лазебника, В. А. Рудника, Г. М. Беляева и получили признание у геологов Якутского ТГУ, осуществлявших геологосъемочные работы на рассматриваемой территории (И. Д. Ворона, Л. М. Реутова, И. М. Фрумкин, Н. А. Соколов, Л. М. Минкин и др.), Л. М. Минкиным впервые было установлено присутствие на щите двух разновозрастных групп протерозойских гранитоидов — собственно протерозойского и синийского возраста. Первые из них предложено выделять в объеме унгринского комплекса, а вторые — в объеме амутского комплекса.

Аналогами гранитоидов унгринского и амутского комплексов в южной части Алдано-Тимптонского междуречья и в пределах Становой складчатой области являются гранитоидные породы позднестанового, ярогинского и чульманского комплексов.

Унгринский комплекс гранитов и плагиогранитов. К этому комплексу отнесены жильные тела гранитов и плагиогранитов, прорывающие разнообразные ультраметаморфогенные гранитоидные породы архейского возраста и генетически связанные с ними метасоматические (в том числе и флогопитоносные) образования. Абсолютный возраст гранитоидов унгринского комплекса, определенный свинцово-изотопным методом, находится в пределах 2000—1700 млн. лет [167, 168].

На территории центральной части Алданского щита раннепротерозойские гранитоиды распределены неравномерно. Большей частью они тяготеют к протяженным зонам разрывных нарушений, имеющим размеры по простиранию 40 км и более и по мощности 3—7 км. Эти зоны имеют северо-западное или субширотное, реже северо-восточное простирание, крутое падение в северных румбах

и представляют собой кулисообразные разрывные нарушения типа малоамплитудных сбросов. В пределах зон наряду с брекчированием и милонитизацией различных пород широко развиты также пластические деформации пород в форме складок волочения и будинаж-структур. Толщи пород здесь пронизаны многочисленными жилами и дайками гранитоидов, причем ориентировка интрузивных тел в пределах зон определяется направлением преобладающих систем трещин. Наблюдается заметное уменьшение количества и размеров интрузивных тел раннепротерозойских гранитоидов с уменьшением глубины эрозионного среза.

Рассмотрим эту особенность размещения гранитоидов унгринского комплекса Алдакай-Неричинской зоны, которая протягивается в субширотном направлении в виде выпуклой к югу дуги большого радиуса кривизны на расстоянии 45 км при средней мощности 5—6 км и крутом падении в северном направлении. Размещение жильных тел гранитоидов в пределах зоны контролируют трещины двух взаимно перпендикулярных направлений. Количественно преобладают трещины, субпараллельные простиранию зоны, к которым в основном и приурочены жильные тела гранитоидов.

В Алдакай-Неричинской зоне, занимающей секущее положение по отношению к западному склону Алдано-Тимптонского водораздела (перепад высот с 1500 до 500 м), обнаруживается изменение мощности и количества жильных тел гранитоидов по вертикали. Так, для горизонтов наиболее высокого гипсометрического положения свойственны немногочисленные маломощные (0,2—1,5 м) тела аплитов. На нижних горизонтах жильные тела преимущественно плагиогранитового состава более многочисленны, и мощность их достигает 30 м.

Контактовые изменения выражаются в изменениях метаморфических и ультраметаморфических вмещающих пород гранулитовой ступени на уровне амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (эпидотизация и мусковитизация плагиоклаза, упорядочение калишпата, замещение силлиманита кианитом, граната и кордиерита — биотитом и мусковитом, гиперстена — тальком, антофиллитом, роговой обманки — куммингтонитом, кальцита — волластонитом и т. п.).

Группы мелких тел гранитоидов унгринского комплекса отмечены также и в других местах. При этом отмеченная выше закономерность в размещении тел раннепротерозойских гранитоидов в пределах отдельных зон, а именно возрастание количества и размеров интрузивных тел на глубину устанавливается и в других участках щита. По-видимому, раннепротерозойские интрузивы в большинстве своем находятся ниже уровня современного эрозионного среза, проявляясь на повышенных водораздельных участках в виде единичных маломощных жил гранитов и аплитов (вершина Алдано-Тимптонского водораздела), и возрастая количественно и размерно с увеличением глубины залегания (глубокие врезы долин рек Тимптон, Алдан, Унгра, Амедичи). Аналогичная картина

поведения раннепротерозойских гранитоидов наблюдается также в плоскости современного эрозионного среза с приближением к зоне Становой орогении. Северная граница распространения раннепротерозойских гранитоидов совпадает с северной границей кристаллического щита, свободного от чехла нижнекембрийских отложений, но заметное уменьшение их количества начинается с параллели р. Чампула на западе — р. Большой Ыллымах на востоке. Исчезновение рассматриваемых гранитоидов при переходе через указанную параллель, по-видимому, следует связывать с погружением верхней границы фронта раннепротерозойского магматизма с удалением от области его максимального проявления, т. е. от зоны Становой орогении [166].

Преимущественная форма интрузивных тел — жилы и дайки мощностью от долей метра до 30—35 м при протяженности по простиранию до 1,0—1,5 км. Реже встречаются штоки с размерами в поперечнике 0,5—0,9 км. Контакты с вмещающими породами резкие, ровные, в ряде случаев ступенчатые или коленообразные, нередко наблюдаются эруптивные брекчии и апофизы.

Макроскопически гранитоиды унгринского комплекса представляют собой мелко-среднезернистые породы с массивной или флюидальной текстурой. В шлифах наблюдаются гипидиоморфнозернистая, протокластическая, порфировидная и аллотриоморфнозернистая структуры. По особенностям минерального состава различаются плагиограниты, граниты и аплиты. Сравнительно редко встречаются гранодиориты и граносиениты. Эти петрографические разновидности образуют самостоятельные тела, нередко встречающиеся совместно в пределах одной и той же зоны развития гранитоидов унгринского комплекса. При этом гранодиориты и плагиограниты более характерны для гипсометрически низких горизонтов, а граниты (биотитовые, аляскитовые) и аплиты — для верхних горизонтов.

В составе гранитоидов унгринского комплекса главную роль играют кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, роговая обманка и биотит. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, апатитом, цирконом и ортитом.

Генетически с раннепротерозойскими гранитоидами связаны кремнещелочные метасоматиты формации кварц-плагиоклаз-ортоклазовых метасоматитов [11]. Будучи локализованными в пределах единых с гранитоидами структурных зон, кварц-полевошпатовые метасоматиты вместе с тем тяготеют преимущественно к горизонтам высокого гипсометрического положения. Неравномерное распространение этих пород по вертикали сопровождается также различиями формологии их тел. На нижних горизонтах зон локализации кварц-полешпатовые метасоматиты развиваются преимущественно по дайковым и жильным телам генетически родственных им гранитоидов, нередко нацело замещая последние и наследуя, таким образом, особенности их морфологии. На более высоких горизонтах они развиваются по самым различным породам (архейским и протерозойским гранитам, скарнам, кристал-

лическим сланцам, мраморам и пр.), имеют шлировую, неправильную, реже сложноветвистую форму тел. Размеры тел кварц-полевошпатовых метасоматитов невелики: десятки — первые сотни метров по простиранию, первые метры по мощности. Макроскопически они представляют собой грубо-неравномернозернистые породы бело-розового, мясо-красного или серовато-бурого цвета с массивной, иногда зональной текстурой. Структура пород сегрегационная, пегматоидная с зачатками графических прорастаний кварца и плагиоклаза.

Вещественный состав кварц-полевошпатовых метасоматитов непостоянен как в количественном, так и в качественном отношении, и во многом зависит от состава исходных замещенных пород. При постоянстве салической части (кварц, плагиоклаз № 20—40, триклинный ортоклаз) темноцветные представлены клинопироксеном, роговой обманкой, биотитом в апокристаллосланцевых и апогранитоидных образованиях, кальцитом, гроссуляр-андрадитом, куммингтонитом, клинопироксеном в апокарбонатных и апоскарновых образованиях, кордиеритом, кианитом (силлиманитом), альмандином, биотитом в метасоматитах, сформировавшихся на месте высокоглиноземистых пород. Акцессорная минерализация кварц-плагиоклаз-ортоклазовых метасоматитов представлена магнетитом, апатитом, цирконом, сфеном, молибденитом, пиритом, пирротином.

В генетическом плане гранитоиды унгринского комплекса представляют собой продукты дифференциального анатектического плавления архейских гранитизированных супракрустальных толщ и гранитоидных пород в пределах линейных зон смятия, ультраметаморфизма и диафтореза. По данным метода породной геотермобарометрии [11], зарождение анатектических расплавов происходило на глубинах с уровнем литостатического давления порядка 8 кбар при t 850° С и p_{H_2O} около 4 кбар, раскристаллизация расплавов — при литостатическом давлении около 3 кбар, t 660° С.

В целом для гранитоидных пород унгринского комплекса характерна редкоземельная металлогеническая специализация.

Амутский комплекс плагиогранитов, гранитов и аплитов. Гранитоиды амутского комплекса имеют ограниченное развитие на Алданском щите. Выходы их известны в бассейне р. Ярогу (ярогинский комплекс, по Е. М. Лазько и Г. М. Митичу), на междуречье Алдан—Унгра (комплекс раннесинийских гранитоидов, по Д. М. Минкину), в бассейне р. Чульман (чульманский комплекс, по Н. Г. Судовикову и др.), в пределах субганского грабена (комплекс гранитоидов синийского возраста, по С. Е. Карпову). В западной части Алданского щита они широко развиты в виде дайковых и жильных тел в системе разломов ортогональной ориентировки в бассейнах рек Куда Малая, Сюльбан, Чара (среднее течение). Абсолютный возраст гранитоидов амутского комплекса, по данным К-Ar метода, находится в пределах 1700—1300 млн. лет [40].

Эти гранитоиды детально изучены в районе рч. Амут на Алдано-Унгринском водоразделе, где они пространственно приурочены к зоне интенсивной трещиноватости, секущей под острым углом Амутскую зону локализации раннепротерозойских гранитоидов. Более молодая зона имеет простирание СЗ 350°, пологое падение на запад под углом 20—40° и мощность 3—4 км. К этой зоне приурочены дайковые и жильные тела (мощностью до 10—15 м) гранитоидов, пронизывающие толщу катаклазированных, милонитизированных и диафторированных на уровне эпидот-амфиболитовой фации пород унгринского метаморфического комплекса. Контакты интрузивных тел ровные, плоские, взаимно параллельные; нередки маломощные апофизы в сторону висячего бока. В эндоконтактовых частях тел нередко наблюдаются угловатые ксенолиты вмещающих пород.

Гранитоиды амутского комплекса представляют собой мелкозернистые породы с флюидальной и массивной текстурой и гипидиоморфнозернистой, протокластической, порфировидной структурой. Среди петрографических разновидностей устанавливаются плагиограниты, лейкократовые, биотитовые, двуслюдяные, гранатовые и турмалиновые граниты и аплиты. Каждая разновидность, как правило, слагает самостоятельные жильные тела, структурные взаимоотношения которых показывают следующую последовательность внедрения гранитоидов: плагиограниты — нормальные граниты—аляскитовые граниты и аплиты. В составе этих пород принимают участие, с одной стороны, ксенокристы (недоплавленные реликты исходных пород) гиперстена, ортоклаза, биотита, клинопироксена, роговой обманки, а с другой стороны — новообразования магматической (кварц, микроклин, плагиоклаз, биотит, гранат) и послемагматической (мусковит, турмалин, флюорит) стадии. Ксенокристы имеют реакционные взаимоотношения с салической массой магматической стадии (симплектитовые структуры) и относительно равномерно распределены в породе. Количество их иногда достигает 50% от объема породы. Роль цемента в таком случае играет тонкозернистая масса состава кварц+плагиоклаз+калишпат в эвтектоидных соотношениях. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, сфеном, цирконом.

С гранитоидами амутского комплекса генетически связаны проявления кремнещелочного метасоматоза, производные которого представлены метасоматическими пегматоидными породами, относящимися к формации кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов. Пространственно эти метасоматиты тесно совмещены с генетически родственными гранитоидами в пределах единых тектонических структур. Как правило, они развиваются по контакту жильных тел гранитоидов, образуя маломощные тела сложноветвистой или шлировой формы. Реже наблюдаются жильные тела кварц-полевошпатовых метасоматитов в породах гнейсово-сланцевой толщи.

Апогранитоидные кварц-полевошпатовые метасоматиты представляют собой красно-бурые грубо- до гигантозернистых мас-

сивные породы с пегматоидной, сегрегационной или полуграфической структурой. Минеральный состав их однообразен — кварц, альбит, микроклин, биотит, мусковит, турмалин. Акцессорные минералы представлены магнетитом, касситеритом, рутилом и другими минералами. Апосланцевые кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты имеют существенно альбитовый состав с актинолитом, эпидотом (клиноцоизитом), биотитом и акцессорными — цирконом, сфеном и др.

В генетическом плане гранитоиды амутского комплекса представляют собой продукты дифференциального анатектического плавления и пластического течения архейских и раннепротерозойских гранитизированных супракрустальных толщ и гранитоидных пород в пределах линейных зон смятия, ультраметаморфизма и диафтореза. По данным метода породной геотермобарометрии, зарождение анатектических расплавов происходило на глубинах с уровнем литостатического давления порядка 7 кбар при t 900° С и $p_{H_2O} = 1{,}5$ кбар, раскристаллизация расплавов — при литостатическом давлении 4 кбар, t 640° С, $p_{H_2O} = 4$ кбар.

В целом для гранитоидных пород амутского комплекса характерна редкометальная специализация. Генетически с ними связаны также месторождения апатитовых руд (типа Селигдарского), боросиликатных и гематитовых руд (Таежное), горного хрусталя, мусковита.

МАГМАТИЗМ СТРУКТУР АКТИВИЗАЦИИ КАРЕЛИИ

В настоящее время считается общепризнанным, что завершение геосинклинального режима и стабилизация наступили не одновременно на всей территории Карелии. В связи с этим в центре внимания до последнего времени остается стратиграфическое положение ладожской серии. Ряд исследователей (Л. Я. Харитонов, А. А. Предовский, В. П. Петров, Н. Г. Судовиков, В. А. Глебовицкий) вслед за Х. Вяюрюненом рассматривают ладожскую серию как среднепротерозойскую. К. О. Кратц, К. А. Шуркин и др. ее относят к концу раннего протерозоя. Но не взирая на данные разногласия, все названные исследователи единодушны в мнении о том, что терригенные толщи ладожской серии накапливались за счет разрушения складчатых сооружений Западной и Центральной Карелии, т. е. стабилизация последних наступила ранее, чем в Приладожской части свекофеннид. Консолидация территории Северного Приладожья сопровождалась складчатостью и формированием постладожских мигматитов и гранитов, изотопный возраст которых укладывается в интервал 1950—1850 млн. лет. Аналогичные по возрасту граниты известны и на территории Западной и Центральной Карелии. Формирование их на этой площади связывается с селецким* периодом тектогенеза

* Радиометрические датировки в 1950—1850 млн. лет скорее всего соответствуют свекофеннскому тектогенезу *(прим. ред.)*.

[104, 176]. Последний на территории Западной и Центральной Карелии проявлен неравномерно. Обычно он выражается в образовании протяженных линейных зон смятия и рассланцевания, к которым приурочены проявления основного и кислого магматизма. Эти зоны могут рассматриваться как зоны активизации ранее стабилизированной области. В отличие от орогенических магматических образований, магматизму рассматриваемых областей не предшествовал период погружения. Наиболее полно изучена Тулосская зона активизации на территории Западной Карелии (район оз. Тулос). Ширина ее составляет несколько десятков километров, протяженность сотни километров.

Основной магматизм. Самое раннее проявление магматизма в Тулосской зоне фиксируется образованием даек диабазов, габбро-диабазов, долеритов, приуроченных к расколам северо-западного субширотного простирания (в направлении простирания зоны). Мощность даек колеблется от 5 до 50—60 м, протяженность от нескольких десятков метров до 600—700 м. Породы даек представлены долеритами, диабазами, габбро-диабазами и их в той или иной мере амфиболизированными разновидностями. Вмещающими породами являются мигматиты и мигматит-граниты, сформированные в ребольский период складчатости и кристаллические сланцы архейского фундамента.

Границы дайковых тел предопределяются формой выполняемых тектонических полостей. Преобладают четкие прямолинейные или слабоизвилистые контакты, лишь в отдельных участках усложненные на ширину единиц или первых десятков сантиметров многочисленными мелкими неправильными остроугольными, изометричными и пластиновидными ксенолитами мигматитов и гранитоидов. Реже наблюдаются тела, представляющие собой как бы линейно-вытянутые эруптивные брекчии. Так, в районе дер. Емельяновка метагаббро-диабазы выполняют зону дробления в ребольских мигматит-гранитах. Северо-западное окончание дайки длиной около 30 м распадается на отдельные маломощные жилы со сложными угловатыми очертаниями и с большим количеством апофиз и перемычек. Простирание гнейсовидности в них ориентировано поперек вытянутости жил.

Таким образом, дайки образовались позднее ребольской мигматизации. Принадлежность их к селецкому тектогенезу определяется приуроченностью поясов даек к линейным зонам интенсивного развития селецкой складчатости. Внедрение даек происходило до развития кливажа осевой плоскости селецких складок, так как дайки в краевых частях рассланцованы. Одновременно с рассланцеванием происходит амфиболизация их. По амфиболу наблюдается линейность, соответствующая региональной линейности селецкого складкообразования. В качестве примера рассмотрим строение Тулосской дайки.

Тулосская интрузия в районе пос. Тулос (губа Неунаш) представляет собой несколько изогнутое пластинообразное тело, про-

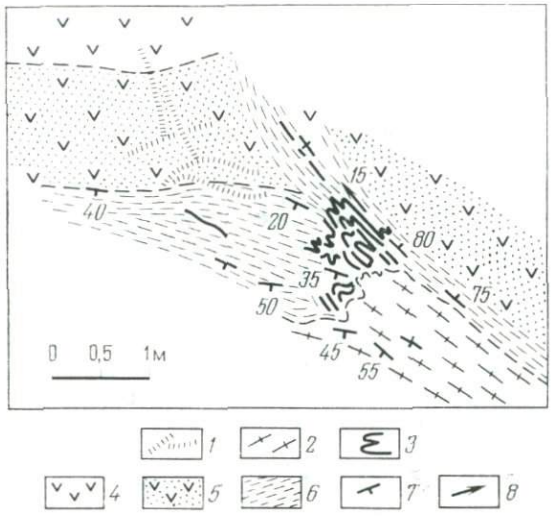


Рис. 46. Мигматизация долеритов эндоконтактовой зоны дайки Мяндуярви.

1 — жилки амфибола; *2* — инъекционные мигматиты плагиомикроклинового гранита по биотитовому гнейсу; *3* — инъекции гранита в мелкозернистых биотит-амфиболовых сланцах (метадолеритах); *4* — мелкозернистый долерит; *5* — амфиболизированный мелкозернистый долерит; *6* — микро- и мелкозернистые биотит-амфиболовые сланцы; *7* — сланцеватость, *8* — линейность

стирающееся по азимуту 290° с падением на СВ под углом 40° и залегающее среди амфибол-биотитовых гнейсов. Центральная часть ее сложена средне- и крупнозернистыми порфиробластическими ортоамфиболитами. Размер порфиробласт амфибола достигает 1×4 см и более. Ориентировка порфиробласт не соответствует залеганию дайки. Линейность по порфиробластам амфибола падает на СЗ 330—340° под углом 30—40°, т. е. под углом к контактам дайки, и согласно региональной селецкой линейности, проявленной во вмещающих породах. В средней части дайки, в ее верхней половине (по разрезу) тремя участками полосовидной и овальной формы сохраняются незатронутые метаморфизмом первичные долериты. Эти участки также занимают секущее положение по отношению к вытянутости дайки. Размеры их 50×10=15, 15×20 и 7×8 м.

В одном из участков северного контакта в непосредственных обнажениях вскрывается зона магматит-гранита по амфиболитам. Гранитные инъекции имеют мощность в среднем 2—3 см. Они единичны с внутренней стороны, но во внешней образуют полосчатый мигматит. Полосчатость параллельна вытянутости контактовой зоны. Границы жил местами четкие, местами неотчетливые. Нередко жилы обогащены линзочками, полосками субстрата или сами представляют подчиненный по объему кварц-полевошпатовый материал в виде неотчетливых полосок и линзочек. По контактам гранитных инъекций наблюдается биотитизация амфиболитов и укрупнение амфиболовых зерен. Прорывание основных пород гранитами отмечено в 6 дайках. При этом в большинстве случаев воздействию, т. е. проникновению жильного материала, подвергаются узкие контактовые зоны, как это имеет место в дайках Тулосской, Короппи и Мяндуярви (рис. 46). Реже жи-

лы, гнезда, порфиробласты гранитов развиваются по всей площади тел*.

В рассматриваемом поясе даек встречены единичные маломощные дайки (район д. Лужма), секущие селецкие граниты. Залегание их также субширотное с крутым падением. Они приурочены к наиболее поздним расколам, связанным с селецким тектогенезом, и по своим петрографическим особенностям и химическому составу (табл. 30) неотличимы от вышеохарактеризованных даек; т. е. нет необходимости выделять их в более молодую возрастную группу.

По строению, составу, петрографическим особенностям все дайки однотипны. Для них характерно зональное строение, обусловленное гипабиссальными условиями кристаллизации магматического расплава. Повсеместно в эндоконтактах на ширину до нескольких десятков сантиметров развиты зоны закалки. Непосредственно приконтактовая часть сложена тонкозернистыми диабазовыми порфиритами, превращенными большей частью в тонкозернистые порфировидные меланократовые амфиболовые и биотит-амфиболовые сланцы. Вкрапленники в них представлены плагиоклазом. Постепенно от контакта зернистость увеличивается. Примерно до 1—2 м в долеритах сохраняются порфировые структуры. В качестве вкрапленников присутствуют как плагиоклаз, так и пироксен. С 2—3 м долериты приобретают мелко-среднезернистое, а затем среднезернистое сложение. Структуры их офитовые и пойкилоофитовые. Плагиоклаз наблюдается в виде узких призматических зерен. Пироксены помимо рассеянных ксеноморфных или субидиоморфных зерен образуют нередко гломеропорфировые скопления. Ближе к центру даек появляются таблитчатые зерна плагиоклаза с менее выраженным идиоморфизмом, и структуры, таким образом, приобретают черты габбро-офитового (габбро-диабазового) типа. В центральных зонах в тех дайках, где структурные соотношения не искажаются вследствие метаморфизма, они предпочтительнее становятся габбро-диабазовыми. Особенно это относится к дайкам большой мощности. Центральным зонам некоторых даек характерны такситовые текстуры, выражающиеся в сегрегации на отдельных участках лейкократового и меланократового материала в линзовидные полосы. В них довольно часто присутствуют изометричные, линзовидные, жилоподобные крупно-грубозернистые габбро-пегматиты. Контакты их с вмещающими долеритами и метагаббро-диабазами постепенные.

Состав неизмененных пород дайкового долерит-габбро-диабазового комплекса довольно постоянен. Главными минералами яв-

* Все геологические соотношения, как они изображены на рисунке и описаны в тексте, в традиционной трактовке свидетельствуют лишь о том, что эти базиты разделяют две эпохи мигматизации региона — ребольскую и селецкую. Мигматиты, видимо, не следует относить к характерным гранитоидным образованиям структур активизации. По нашему мнению, селецкие мигматиты по всем характеристикам (исключая проявление в них поздних метасоматических процессов) могут быть отнесены к гранит-мигматитовой формации инверсионной стадии протогеосинклинальных структур (см. гл. V) *(прим. ред.)*.

Таблица 30

Средние химические составы даек основных пород Тулосской зоны и некоторых других районов Карелии

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	48,76	46,68	48,32	48,66	48,95	49,11	49,25	49,86	48,86	48,91	48,60	49,32
TiO_2	1,98	2,37	3,28	1,91	1,26	1,75	1,68	1,89	1,32	1,53	2,24	1,55
Al_2O_3	14,05	13,69	13,81	14,32	15,30	13,86	13,95	13,51	14,50	14,86	14,54	14,14
Fe_2O_3	3,58	3,24	4,98	2,61	2,10	3,45	3,76	4,71	2,97	2,22	2,18	3,39
FeO	11,09	12,64	10,43	11,10	9,58	12,11	11,26	10,30	9,50	11,07	11,59	10,74
MnO	0,23	0,29	0,21	0,22	0,22	0,24	0,23	0,17	0,23	0,24	0,22	0,20
MgO	5,95	6,27	4,75	6,32	7,73	6,02	5,61	5,21	6,98	6,63	6,74	5,91
CaO	9,84	9,87	9,52	10,29	10,63	9,75	9,47	9,70	10,52	10,65	10,04	10,09
Na_2O	2,39	2,47	2,63	2,35	2,38	2,13	2,38	2,39	2,36	1,80	2,04	2,26
K_2O	0,67	0,62	0,68	0,87	0,66	0,45	0,62	0,85	0,64	0,49	0,11	0,88
H_2O	0,13	0,25	0,17	1,10	0,08	0,06	0,15	0,08	0,12	0,09	0,16	0,06
П. п. п.	1,22	1,12	0,96	1,23	1,01	1,05	1,50	1,37	1,62	1,78	1,46	1,34
NiO	0,018	0,023	0,004	0,02	0,035	0,02	0,02	0,004	0,016	0,013	—	0,12
CoO	0,012	0,004	0,006	0,005	0,004	0,007	0,005	0,0095	0,004	0,003	—	0,005
CuO	0,013	0,008	0,014	0,004	0,006	0,024	0,022	0,01	0,007	0,01	0,025	0,04
Cr_2O_3	0,02	0,03	0,01	0,04	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02
V_2O_5	0,07	0,09	0,07	0,07	0,06	0,08	0,06	0,06	0,07	0,02	—	0,06
P_2O_5	0,22	0,35	0,22	0,25	0,21	0,18	0,21	—	0,20	0,18	0,38	0,11
S	—	0,11	—	—	0,16	—	—	0,26	0,16	—	—	0,05
f	71,1	72,0	76,43	68,4	61,5	72,10	72,8	74,35	64,25	66,0	67,0	70,50
$FeO+Fe_2O_3$	14,67	15,88	15,41	13,71	11,68	15,56	15,02	15,01	11,96	13,29	13,77	14,30

1 — средний состав долеритов — габбро-диабазов Тулосской зоны по 7 дайкам (24 анализа); 2 — дайка Мярговара (3 ан.); 3 — Тулосская дайка (10); 4 — дайка Мяндуярви I (1); 5 — дайка Мяндуярви II (2); 6 — дайка Сяргоярви II (2); 7 — дайка Сяргоярви I (4); 8 — дайка Островная (2); 9 — дайка Лужминская (2); 10 — дайки диабазов массива Кивакки (2); 11 — дайки метадиабазов Ковдозерского массива (2); 12 — дайки диабазов и габбро-диабазов интрузии Нуорунен (5).

ляются пироксен и плагиоклаз, второстепенными — титаномагнетит, сульфиды, кварц, биотит и редкие единичные зерна оливина, замещенные иддингситом. Пироксен представлен преимущественно авгитом и значительно реже пижонитом. Редко в виде единичных зерен встречается ортопироксен. Плагиоклаз представлен лабрадором, содержание анортитового компонента в котором колеблется от 50 до 60%. Характерно присутствие зерен с зональным строением. Титаномагнетиты присутствуют в количестве 3—9% в виде рассеянных сидеронитового типа ксеноморфных зерен. Размер зерен соответствует общей зернистости породы. В эндоконтактах они тонко- и мелкозернистые, в центральных частях тел мелко- и среднезернистые. Постоянно в ассоциации с ними развит биотит. Кварц присутствует в незначительном количестве ($\approx$1%), но почти повсеместно. Его мелкие неправильные зерна выполняют угловатые клиновидные промежутки между силикатными минералами. Микропегматит содержится в виде редких мелких зерен спорадически или в ассоциации с габбро-пегматитами. В ряде даек присутствуют сложенные им жилы 2—3 см мощности.

Сульфиды (халькопирит, пирротин, пирит) встречаются во многих дайках в виде мелких рассеянных зерен и крупных овальных гнезд размером до 1,5 см. Минерализация гнездового типа неповсеместна, однако в однотипной форме обнаружена в нескольких дайках. Гнезда обычно сопровождаются обильной мелкой рассеянной вкрапленностью и вместе с ней обособляются широкими полосами. По отношению к титаномагнетитовой, сульфидная минерализация является более поздней, тем не менее приуроченность ее к неизмененным породам и подверженность метаморфическим изменениям указывают на первично-магматический генезис, т. е. в отношении металлогении дайкового комплекса можно говорить о комплексной сульфидно(медно)-титаномагнетитовой специализации.

Метаморфическое преобразование пород выражается прежде всего в псевдоморфном замещении пироксена роговой обманкой и в раскислении плагиоклаза. Первичные структуры при этом полностью или частично сохраняются. В участках интенсивного изменения происходит полная переориентировка офитовых структур в гранобластовые, причем последние часто ориентируются под углом к контактовым поверхностям даек. В отдельных зонах интенсивно развиваются крупные (по несколько сантиметров) линзовидные и веретенообразные порфиробласты, скапливающиеся в неправильно-полосовидные участки, разделенные соответственно обособившейся лейкократовой амфибол-плагиоклазовой массой. Воздействие гранитных жил сказывается в появлении в ассоциации с амфиболом биотита. Вновь образующийся парагенезис сине-зеленой роговой обманки и олигоклаза (16—22% An) свидетельствует о том, что преобразование происходило в условиях эпидот-амфиболитовой фации. При интенсивном метаморфизме титаномагнетиты перекристаллизовываются с уменьшением содержания титана, гранулируются. При этом происходит интенсивная

сфенизация ильменита. Пирротин гнездовых вкрапленников замещается пиритом.

Особенности химического состава комплекса долеритов — габбро-диабазов видны из табл. 30. Количество анализов по каждой из даек невелико, однако близкая сходимость величин окислов позволяет считать данные вполне надежными для выявления типичных черт химизма комплекса. Общей особенностью, свойственной для всех даек, является пониженное содержание SiO_2 и повышенное TiO_2, Al_2O_3, суммарного железа. Интервалы колебаний основных окислов невелики. Количество кремнезема, глинозема и окиси кальция за единичным исключением меняется в пределах примерно 1%. Непостоянным количеством отличается TiO_2, что зависит от неравнозначного по различным дайкам содержания титаномагнетита и количества титана в последнем. Вторичные изменения пород, как частичная амфиболизация, так и превращение в ортоамфиболиты, не несут существенных изменений химического состава. Отмечается лишь снижение количества титана (до 0,64% TiO_2) в амфиболитах Тулосской дайки из мигматизированной гранитами краевой зоны против обычного количества TiO_2 в породах дайки 2,56—3,96%.

По содержанию всех компонентов химический состав дайкового комплекса Тулосской зоны не имеет существенных различий с составом траппов древних платформ [99]. Некоторые отличия по более высокому содержанию железа, пониженному Al_2O_3, MgO, CaO относительно траппов практически не выходят за пределы колебаний окислов в ряду типовых представителей трапповой формации [95, 99].

По составу основные породы Тулосской зоны не сопоставляются с габбро-диабазами сумия-сариолия и ятулия Карелии. Сумийско-сариолийские субвулканические габбро-диабазы, являясь производными андезито-базальтов [46], содержат значительно больше щелочей и меньше MgO, CaO, TiO_2 и Fe. Ятулийские габбро-диабазы [175] не столь резко, но заметно отличаются меньшим количеством MgO, Al_2O_3 и более высоким CaO, Fe и щелочей (рис. 47).

Вместе с этим близкие или аналогичные черты химизма присущи дайкам диабазов и габбро-диабазов различных районов Карелии и южной части Кольского полуострова. К ним относятся дайки диабазов и габбро-диабазов северной Карелии, развитые в гранито-гнейсовой области южного «обрамления» Панаярвинской синклинали (г. Нуорунен—г. Кивакка — оз. Пяозеро) и дайки метадиабазов, секущие Ковдозерскую перидотит-габбро-норитовую интрузию (см. табл. 30). К этому же периоду селецкой активизации, очевидно, следует относить дайки метагаббро-диабазов юго-западной Карелии аналогичного состава с возрастом 2050 млн. лет [91], а также габбро-диабазы зоны Порья губа — Плотничьи озера. М. М. Ефимовым [73] они относятся к позднеорогенным интрузиям, образовавшимся после регионального метаморфизма и гранитизации беломорской толщи. По условиям за-

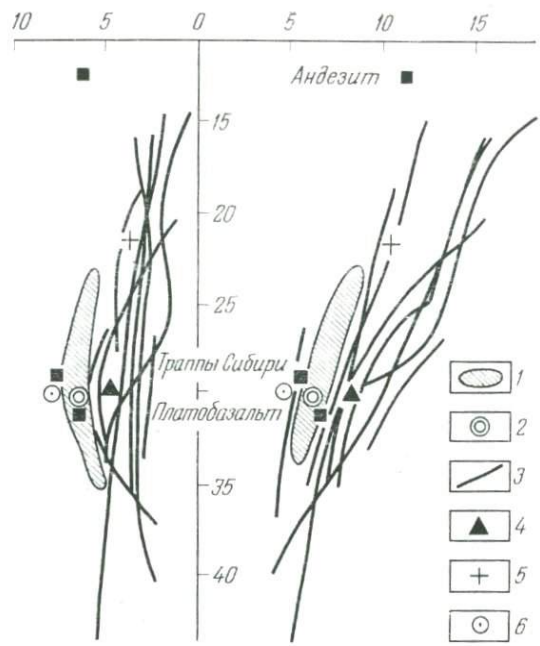


Рис. 47. Вариационная диаграмма химического состава основных пород постгеосинклинального периода развития.

1 — поле составов долеритов — габбро-диабазов Тулосской зоны; *2* — средний химический состав основных пород Тулосской зоны; *3* — вариационные линии габбро-диабазов ятулия (по А. П. Светову); *4* — средневзвешенный химический состав родоначальной ятулийской магмы (по А. П. Светову); *5* — средний состав сумийских габбро-диабазов (по А. И. Голубеву); *6* — средние составы даек диабазов и габбро-диабазов интрузий Кивакка и Ковдозеро

легания, строению, петрографическим особенностям и химизму они подобны основным породам Тулосской зоны.

Охарактеризованные выше геологическое положение, строение, петрографический состав, химизм и металлогеническая специализация основных пород, выдерживающиеся на больших площадях, позволяют рассматривать их в качестве самостоятельной долерит-габбро-диабазовой формации. Состав ее исходной магмы отвечает толеитовому базальту и обладает характерными чертами траппов древних платформ.

Кислый магматизм. Проявление кислого магматизма в период орогенной активизации выражается в формировании небольших массивов гранитов нормального ряда, приуроченных преимущественно к области сочленения различных структурно-фациальных зон, и инъекционных мигматитов и мигматит-гранитов, приуроченных к зонам интенсивного проявления селецкой складчатости, которая нами рассматривается синхронной с орогенезом в Северном Приладожье.

В Тулосской зоне область распространения мигматитов и мигматит-гранитов совпадает с поясом даек долеритов — габбро-диабазов. Жилы гранитов приурочены к различно ориентированным системам трещин. При этом наиболее ранние граниты приурочены к системе трещин запад-северо-западного простирания, грубо совпадающим с направлением зоны. Жилы данного направления неровные, с многочисленными апофизами. Иногда в этом направлении вытянуты зоны насыщения гранитным материалом в виде паутины жил. Более поздние жилы гранитов приурочены к системе

трещин СВ 35—50°. В отличие от вышеохарактеризованных они обычно прямолинейны.

Мигматит-граниты формируются большей частью до кливажа осевой плоскости селецких складок. Последний фиксируется в них в виде струйчатого кварца. Гранитный материал жил превращен в катаклазиты и бластокатаклазиты. Встречаются также позднекинематические жилы гранитов, приуроченные к зонам скалывания селецких складок. Но они имеют подчиненное развитие. Массивы гранитов окружены зоной инъекционных мигматитов, в результате чего не имеют резких контактов. Формировались они также до складчатых деформаций. Во время последних граниты также подвергаются катаклазу. Средний количественно-минеральный состав селецких гранитов по 34 определениям следующий (в %): кварц — 28,29 (при стандартном отклонении S 12,05); плагиоклаз — 36,75 (при $S \approx 15{,}01$); микроклин — 32,02 (при $S = 21{,}90$); биотит — 2,10 (при $S = 3{,}66$). Второстепенными минералами являются мусковит и эпидот. Они встречаются спорадически и содержание их обычно не превышает 1—2%. В составе гранитов наблюдается довольно разнообразный набор акцессорных минералов. Кроме обычных для нижнепротерозойских мигматит-гранитов циркона, сфена, магнетита, апатита, здесь нередко встречаются турмалин, флюорит. Калиевый полевой шпат по структурному состоянию отвечает промежуточному микроклину со степенью триклинности 0,83—0,92. Процент ортоклазовой составляющей колеблется от 80,5 до 90. Плагиоклаз имеет средний состав 27% Ап при стандартном отклонении 3,9 и коэффициенте вариации 14,22. Основностью его в каждом конкретном обнажении сопоставима с основностью плагиоклаза субстрата (рис. 48). Показатели преломления биотита в жильном материале и субстрате также сопоставимы.

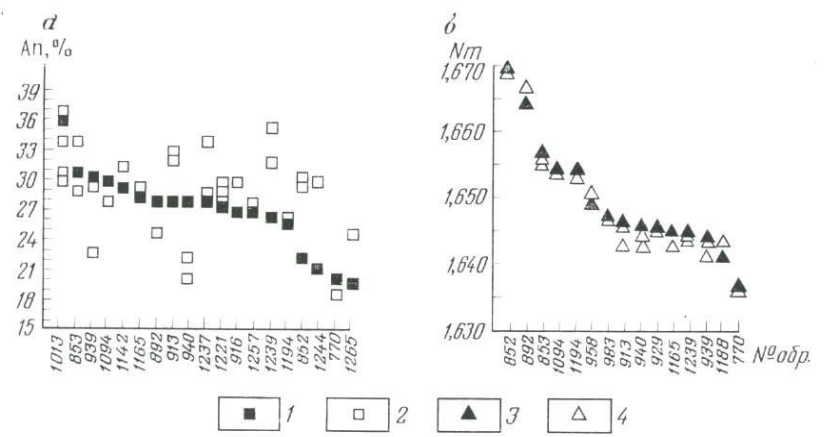


Рис. 48. Соотношение плагиоклаза (*а*) и биотита (*б*) жильных гранитов селецких мигматитов с соответствующими минералами субстрата.

1 — плагиоклаз жильных гранитов; *2* — плагиоклаз субстрата; *3* — биотит жильных гранитов; *4* — биотит субстрата

Химический состав селецких гранитов отличается устойчивым преобладанием K_2O над Na_2O при высоком и устойчивом содержании SiO_2 (табл. 31). При этом граниты жил отличаются более высоким содержанием K_2O, чем граниты массивов. Для селецких гранитов характерно примерно одинаковое содержание закисного и окисного железа. Содержание железа в гранитах массивов более высокое, чем в гранитах жил.

Граниты селецкого периода активизации отличаются от более древних гранитов широким развитием постмагматических процессов, таких как альбитизация, грейзенизация. Альбитизации нередко подвергаются биотитовые и амфиболовые сланцы лопия, и по форме залегания они напоминают мигматиты. Местами породы имеют тонкополосчатый облик, обусловленный чередованием маломощных прослоев сланца и альбитита. Иногда альбитизация осуществляется по ветвящимся трещинкам, благодаря чему порода приобретает пятнистый облик. В зонах интенсивной альбитизации порода становится однородной. Характерной чертой тулосских альбититов является четко выраженная линейность по темноцветному минералу (преимущественно по амфиболу). Залегание линейности соответствует регионально развитой линейности, возникшей с формированием мелких складок в период селецкой складчатости. Падение линейности на СЗ 295—330° под углом 20—45°. Данный факт является указанием на связь формирования альбитов с селецким периодом тектогенеза.

Состав породы определяется как составом исходного субстрата, подвергающегося альбитизации, так и вновь образованными минералами. Количественные колебания в соотношении ранних и поздних минералов создают большую пестроту состава зон альбитизации. Из вновь образованных минералов кроме альбита не-

Таблица 31

Средний химический состав и стандартные отклонения селецких гранитов и мигматитов

Компоненты	Жильный материал селецких мигматитов $n = 30$		Селецкие граниты и мигматит-граниты $n = 151$	
	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S
SiO_2	71,61	3,58	72,33	7,44
TiO_2	0,10	0,12	0,20	0,03
Al_2O_3	15,03	1,65	14,33	1,80
Fe_2O_3	0,61	0,67	1,09	0,56
FeO	0,86	0,49	1,08	0,35
NnO	0,02	0,02	0,03	0,001
MgO	0,19	0,21	0,50	0,16
CaO	1,07	0,76	1,21	0,48
Na_2O	3,14	0,84	3,31	0,57
K_2O	6,42	2,71	5,16	2,07

редко присутствуют порфиробласты микроклина. Альбиты обычно обогащены акцессорными минералами.

Приуроченность рассмотренных даек долеритов и габбро-диабазов к линейным расколам в ребольских мигматит-гранитах и прорывание их, сопровождающееся амфиболизацией, селецкими гранитами фиксирует устойчивый разрыв во времени образования данных гранитоидов. С другой стороны, устанавливается тесная связь между селецкими гранитами и дайками долеритов и габбро-диабазов, обусловленная приуроченностью к одним и тем же тектоническим зонам и чередованием во времени (граниты прорывают диабазы и сами в свою очередь прорываются диабазами того же состава).

ГЛАВА VII
ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Изложенная выше характеристика магматогенных и ультраметагенных комплексов протогеосинклинального этапа развития земной коры позволяет сделать ряд выводов историко-геологического аспекта, наметить ведущие черты эволюции магматизма в его связи со структурным развитием земной коры, оценить его корообразующую роль и металлогенические особенности.

Прежде всего обращает на себя внимание факт значительного разнообразия формационных типов магматогенных и ультраметагенных пород. Здесь выделяются формации: 1) спилит-диабазовая, 2) дацит-андезит-базальтовая, 3) лептитовая, 4) гипербазитовая, 5) габброидная, 6) плагиогранитоидная, 7) плагиогранит-мигматитовая, 8) липарит-андезит-базальтовая, 9) габбро-анортозитовая, 10) чарнокитоидная, 11) гранит-мигматитовая и 12) формация микроклиновых гранитов и мигматитов. Совершенно очевидно, что дальнейшее изучение позволит выделить и другие формационные типы, особенно в таких перспективных на полезные ископаемые структурах, как протоплатформы и первичные срединные массивы.

Это разнообразие магматогенных и ультраметагенных пород протогеосинклинального этапа особенно заметно при сравнении их с формационными типами более древнего, прогеосинклинального этапа развития земной коры [119]. В какой-то степени это обусловлено, конечно, лучшей сохранностью первых по сравнению со вторыми, но главной причиной является все же дифференцированность протогеосинклинальной земной коры, изменчивость в пространстве и во времени термодинамических условий генерации и становления эндогенного породообразующего вещества (магм, флюидов, растворов). Исключительно большую роль в магматизме этого этапа играли глубинные разломы разных уровней заложения.

Протогеосинклинальным прогибам на начальной стадии их развития свойственна интенсивная вулканическая деятельность, контролируемая разломами, просекающими литосферу до уровней мантийного магмообразования и обусловливающими появление в приповерхностной части ранее консолидированной коры линейных троговых структур, разделенных глыбовыми поднятиями гранито-гнейсового фундамента. Эти троговые структуры контролируют формирование инициальных спилит-диабазовой, дацит-андезит-базальтовой, а также несколько запаздывающей во времени

лептитовой формации, развивающейся обычно в пределах внутренних поднятий. Интрузивными эквивалентами этих вулканогенных формаций являются доскладчатые формации гипербазитовая и габброидная и опять-таки чуть более поздняя раннескладчатая плагиогранитоидная формация.

Выявление доскладчатых ультрабазитовых и габброидных интрузий, а также раннескладчатых гранитоидов является не простой задачей из-за их глубокого метаморфизма и последующей тектонической обработки, обусловливающей образование сквозной кристаллизационной сланцеватости, уничтожение первичных контактов, разлинзование и дробление интрузивных тел, утрачивающих при этом свои первоначальные морфологические черты. Все это приводит к тому, что теряются четкие критерии для оценки количественных соотношений вулканогенных, субвулканических и плутонических образований в структурах с наиболее интенсивным проявлением складчатых деформаций, метаморфизма и ультраметаморфизма, а следовательно, и для строго обоснованных суждений о петрогенетических особенностях каждого формационно отличного комплекса магматических пород в таких ассоциациях. Происхождение инициальных базит-гипербазитовых формаций, как об этом свидетельствует вся совокупность петрохимических характеристик этих пород, связано с родоначальными магмами мантийного происхождения, главным образом с расплавами толеит-базальтового состава. Устанавливаются, как впервые это было отмечено еще А. И. Богачевым с соавторами [18], три главных направления магматической дифференциации толеит-базальтовой магмы: известково-щелочное с накоплением кремнезема по мере перехода от базальтов к дацит-риолитовым вулканитам при незначительном возрастании общей железистости пород; толеитовое, выраженное в увеличении весового количества окислов железа при крайне незначительном изменении содержания кремнезема по мере перехода от начальных к конечным членам эпигенетического ряда магм — пород; антидромное, ведущее в процессе эволюции вещественного состава исходной магмы к формированию наиболее магнезиальных и бедных кремнекислотой расплавов состава пикритов, а иногда и малоглиноземистых расплавов коматиитового ряда.

По первому пути следует формирование комплексов вулканитов и связанных с ними субвулканических интрузий дацит-андезит-базальтовой формации. Второй путь характерен для спилит-диабазовой и габброидной формаций. Оба направления обусловливают гомодромную тенденцию эволюции вещественного состава магматических производных.

Учитывая пространственную и временную разрозненность этих формаций, можно предположительно думать, что формирование каждой из них связано с магматическими очагами разной глубинности — первичными со слабо выраженной дифференциацией толеит-базальтовой магмы и вторичными промежуточными магматическими резервуарами, где явления кристаллизационной диф-

ференциации приводили к образованию серий сингенетических расплавов известково-щелочной направленности.

Наибольшие трудности возникают в трактовке петрогенетических особенностей ультрабазитов, поскольку эти породы обычно полностью утрачивают первоначальный петроминералогический облик, и только петрохимические данные в какой-то мере позволяют судить о первичной природе метаморфитов, слагаемых серпентином, тальком, магнезиальными и железистыми карбонатами, тремолитом, актинолитом и хлоритом, присутствующими в различных количественных соотношениях.

В настоящее время трудно сомневаться в справедливости суждений многих исследователей о протрузивном происхождении ряда гипербазитовых поясов. Однако протогеосинклинальные ультрабазиты, тесно ассоциирующие с породами спилит-диабазовой формации, скорее всего представляют продукты кристаллизации расплавов, возникающих при антидромной направленности дифференциации толеит-базальтовой магмы. Хорошим примером этого являются ультрабазиты конско-верховцевской серии Украинского щита. Не исключается также образование родоначальных ультраосновных расплавов в глубинных магматических очагах в условиях высокого давления. Согласно экспериментальным данным А. Рингвуда и Д. Грина, Л. Коэна, К. Ито, Дж. Кеннеди и др., при плавлении базальтов в условиях давления более 30—40 кбар образуются высокотемпературные расплавы пикритового состава, бедные кремнеземом и глиноземом. Они то и могли являться родоначальными для пород гипербазитовой формации, связанной с разломами глубокого заложения.

Формирование пород лептитовой и интрузивной плагиогранитоидной формаций свидетельствует, вероятно, о подъеме фронта магмообразования, о перемещении его из мантийного уровня в пределы андезитового палеослоя, слагающего в настоящее время низы гранулитового уровня земной коры.

Как и во всех других мобильных структурах земной коры, включая более древние прогеосинклинальные и более молодые геосинклинальные прогибы неогея, наиболее ранние гранитоиды в протогеосинклинальных системах представлены интрузивными породами плагиогранит-диоритового состава. Эти домигматитовые гранитоиды одинаковы по составу с кислыми и средними вулканитами (лептитами) натриевого ряда. По условиям кристаллизации они нередко бывали гипабиссальными, что также намечает их вероятную когенетичность с вулканитами. В ряде структур устанавливается разрыв во времени формирования этих раннескладчатых гранитоидов и доскладчатых базитов. Вместе с фактом резкого несоответствия малых объемов базитов и огромных масс плагиогранитоидов это позволяет считать «кварц-андезитовую» магму за родоначальную для этих образований.

Проявление этого магматизма особенно характерно для внутренних геоантиклинальных структур, где это глубинное вещество составляет материальную основу для последующего внутрикоро-

вого преобразования его в гранито-гнейсы, мигматиты и ультраметагенные граниты.

На следующей, раннеинверсионной стадии геологической истории протогеосинклинальных структур, связанной с изменением геотектонического режима, создаются условия для широкого развития процессов внутрикорового гранитообразования. Эти условия вещественно реализуются в формировании многочисленных комплексов пород генетически сложной соскладчатой плагиогранит-мигматитовой формации, которые образованы за счет вещества более ранних магматогенных кислых пород, собственно протогеосинклинальных толщ подходящего состава и их прогеосинклинального комплекса основания. Все эти мигматиты, гранито-гнейсы и гранитоиды представляют собой продукты типичных внутрикоровых процессов ультраметагенеза в условиях амфиболитовой, реже эпидот-амфиболитовой и гранулитовой фаций. Таковыми процессами, происходящими в основном в условиях квазизакрытой системы, являются процессы перекристаллизации, геохимической дифференциации, включая межпластовое перераспределение элементов («автохтонный метасоматоз»), и частично диатектитового анатексиса. В результате образуются стратиформные мигматит-гранитовые поля и факолитообразные гнейсо-гранитоидные тела автохтонного и субавтохтонного залегания.

Составы гранитоидов и лейкосом мигматитов этой формации тесным образом связаны с составом вмещающих их пород и термодинамическими условиями метаморфизма. Так, было замечено, что для образований ультраметагенных серий андалузитового типа особенно характерны существенно плагиоклазовые гранитоиды и связанные с ними редкометальные пегматиты, в то время как в сериях дистенового типа в породах этой формации преобладают гранитоиды с заметным содержанием микроклина и слюдоносные пегматиты. Эти различия имеют определенные геологические и физико-химические объяснения и очень важны не только в петрологическом, но и в прикладном отношении [158].

Характерно также, что гранитоиды плагиогранит-мигматитовой формации явно обеднены кремнеземом и относятся к «плутоническому» типу Д. С. Штейнберга и Г. Б. Ферштатера, что определяет их малую способность к перемещению.

Наиболее своеобразным и интенсивным магматизмом отличалась инверсионная стадия развития протогеосинклинальных систем материкового типа. Вулканическая деятельность проявилась в формировании пород липарит-андезит-базальтовой формации*.

* В книге К. И. Хейсканена, А. И. Голубева и Л. Ф. Бондаря «Орогенный вулканизм Карелии». Л., Наука, 1977 — эта формация рассматривается в качестве эпигеосинклинальной, отмечающей начало орогенного магматизма карельской геосинклинали. С нашей точки зрения такому пониманию геотектонической позиции липарит-андезит-базальтовой формации противоречит более позднее развитие активных тектонических движений селецкой фазы складчатости и синхронного с нею гранитообразования. Лишь после завершения этих региональных геологических процессов карелиды, как нам представляется, вступают на орогенный путь развития *(прим. авторов)*.

От дацит-андезит-базальтовой формации начальной протогеосинклинальной стадии она отличается большей ролью в ее составе кислых вулканитов, наличием эффузивов и субвулканических интрузий кварцевых порфиров, грубозернистым характером ассоциирующих с вулканитами терригенных образований и отсутствием железорудных и колчеданных залежей.

Происхождение этой формации связано с известково-щелочной направленностью дифференциации родоначальной толеит-базальтовой магмы. Конечными дифференциатами являются кварцевые порфиры, в которых весовые количества кремнекислоты превышают 70%. Источниками родоначальной магмы служат, по-видимому, подкоровые очаги, что указывает на уход фронта магмообразования снова на глубины верхней мантии.

Почти одновременно с комплексами липарит-андезит-базальтовой формации в зонах глубинных разломов образовывались интрузивные формации габбро-анортозитов и чарнокитоидов, составляющих особую подгруппу формаций «зон глубинных разломов».

Обе эти формации включают разновидности пород, петрографически близкие и даже иногда вполне тождественные с породами, входящими в разные чарнокитоидные комплексы и в анортозит-гипербазит-габброидную формацию предшествующей, прогеосинклинальной группы. Однако вся совокупность структурно-геологических особенностей формаций зон глубинных разломов достаточно четко отличает их от более древних.

Обе формации — габбро-анортозитовая и чарнокитоидная — обычно представлены крупными и даже исключительно крупными интрузиями. Характерной чертой для обеих формаций является наложенная метаморфическая переработка интрузивов, изофациальная по *pt*-условиям с метаморфизмом всех пород в зоне соответствующего глубинного разлома.

Для всех комплексов чарнокитоидной формации, несомненно магматических по происхождению, характерна однородность первичного состава, высокая железистость темноцветных минералов, субщелочной валовый химический состав пород с постоянным преобладанием натрия над калием, повышенная в сравнении со всеми другими гранитоидами общая железистость и титанистость пород.

Очаги родоначальной сухой и высокотемпературной (900—1000° С) «чарнокитовой» магмы предположительно находились в подошве земной коры, чем и обусловливаются особенности химизма этих пород, несвойственные как типично коровым гранитоидам, так и кислым производным базальтовой магмы. Возможным магмообразующим субстратом мог быть «андезит-анортозитовый слой» литосферы.

Габбро-анортозитовая формация глубинных разломов включает расслоенные комплексы сингенетических рядов пород, ритмично кристаллизовавшихся в следующей последователь-

ности: оливиновые или безоливиновые габбро-нориты — габбро и лейко-габбро — габбро-лабрадориты — лабрадориты (анортозиты). Иногда отдельные члены ряда выпадают, в других случаях в подчиненном развитии присутствуют троктолиты и нориты. Как правило, большинство интрузий сопровождается дайковой фазой габброидов.

По вопросу происхождения габбро-анортозитовых комплексов существуют различные точки зрения, рассмотренные выше. Нам представляется, что имеются данные о формировании этих однофазных массивов расслоенного строения в процессе внутрикамерной кристаллизационной дифференциации, а также об образовании родоначальных расплавов в пределах «андезит-анортозитового» слоя литосферы. В таком случае образование исходной высокоглиноземистой магмы среднего по содержанию кремнекислоты (в интервале 38—55 вес. %) состава, обогащенной кальцием, натрием и умеренно богатой мафическими составляющими, возможно связать с полным плавлением этого субстрата.

Инверсионная стадия развития протогеосинклинальных систем материкового типа характеризовалась и наиболее интенсивным внутрикоровым гранитообразованием. К позднескладчатому формационному типу гранит-мигматитов относится большая часть гранитоидов и мигматитов плагиомикроклинового состава щитов и фундаментов древних платформ.

Гранит-мигматиты этой формации отличаются по структурным, вещественным и генетическим признакам от предыдущих. В структурах материковых протогеосинклинальных систем они не образуют с более ранними плагиогранит-мигматитами единого генетического ряда, разделены во времени и принадлежат разным стадиям развития структур, отделенных периодом частичной консолидации.

Инверсионная стадия отличалась большой дифференциацией процессов регионального метаморфизма. В разных зонах метаморфизма процессы гранито- и мигматитообразования протекали поразному, но среди гранитоидных образований этой формации преобладают аллохтонные. В зонах ультраметаморфизма, особенно на уровнях реоморфизованного прогеосинклинального фундамента, это было анатектитовое выплавление низкотемпературных плагиомикроклиновых гранитных расплавов на фоне общего ультраметагенного преобразования мигматит-гранитового фундамента (перекристаллизации, метаморфической дифференциации, реоморфизма). Для более верхних зон характерны аллохтонные гранитоиды и поля метасоматически гранитизированных пород.

В целом образовались разнообразные плагиомикроклиновые гранитоиды, многие из которых были магматогенными, анхикотектическими по составу при умеренных $p_{общ}$ и p_{H_2O}. Другие разновидности пород этой формации, обычно обогащенные калием и обедненные кремнеземом, являются метасоматическими образованиями. Вся совокупность этих пород (как автохтонных, так и

аллохтонных) принадлежит относительно низкотемпературным производным процессов амфиболитовой фации, происходивших в условиях открытой системы.

Но и в таких условиях перемещение ультраметагенного гранитообразующего материала, особенно в магматических формах, было незначительным. Нигде не установлено связи этих гранитоидов с гипабиссальными породами или вулканитами; они принадлежат к плутоническому (водонасыщенному) типу Д. С. Штейнберга и Г. Б. Ферштатера, формирование их происходило в основном в условиях глубинной равновесной кристаллизации, что проявлено в относительной редкости среди них гранитоидов, отвечающих по составу расплавам-минимумам.

К наиболее поздним производным чарнокит-гранулитового уровня могут быть отнесены анхиэвтектические (при $p_{общ}$ много большем p_{H_2O}) магмы формации микроклиновых гранитов и мигматитов. Они имеют постоянный вещественный состав в обеих формах (фациях) своего становления — в виде небольших гипабиссальных эруптивных тел в консолидированных структурах и в виде глубинных мигматитообразующих гранитов мобильных зон. В первом случае глубинная и сухая магма при быстром подъеме по разломам формировала гипабиссальные массивы. Во втором — подъем ее был более медленный, и она обогащалась летучими за счет вмещающих пород. В результате температура ее кристаллизации уменьшалась, магма становилась перегретой, ее физико-химическая активность увеличивалась, а избыток калиевого компонента (относительно состава котектики магмы, обогащенной водой) получал возможность при кристаллизации переходить во флюидную фазу, интенсивно фельдшпатизирующую (мигматизирующую) вмещающие породы.

Таким образом, и ранний, собственно протогеосинклинальный и поздний, инверсионный формационные ряды включают в себя продукты глубинного (мантийного) вещества, производные плавления нижних уровней земной коры и ультраметагенные (собственно коровые) гранитоиды. Уровни магмообразования сначала перемещались вверх, завершаясь плагиогранит-мигматитовой формацией, затем опускались и снова поднимались (включая гранит-мигматитовую формацию), а на завершающих этапах опять опускались до нижних (чарнокит-гранулитовых) уровней земной коры.

Очень интенсивные процессы протогеосинклинального регионального метаморфизма и гранитообразования завершили в пределах древних платформ перераспределение вещества на известных нам уровнях земной коры. Все последующие геологические события в этих структурах не сопровождались внутрикоровым региональным ультраметагенезом, а все более поздние кислые плутониты (щелочные гранитоиды, гранит-рапакиви и другие) относятся к аллохтонным глубинным образованиям.

Иной была направленность развития внутренних частей протогеосинклинальных систем окраинного типа. Ни одна из них после

своего раннедокембрийского протогеосинклинального этапа не стала структурой платформенного типа, и все они характеризуются интенсивным разнообразным магматизмом в последующие эпохи. Это относится ко всему обрамлению Сибирской платформы, структуры которого после раннедокембрийских этапов про- и протогеосинклинального развития, временных инверсий и частичных стабилизаций позднее вошли в состав байкальских, каледонских и более молодых геосинклинально-складчатых областей. Из раннедокембрийских инверсионных формаций здесь имеет слабое распространение только гранит-мигматитовая формация, а завершающая формация микроклиновых гранитов в этих структурах имеет байкальский, каледонский и более молодой возраст.

Металлогеническая специализация магматогенных и ультраметагенных формаций протогеосинклинального этапа довольно разнообразна, и с некоторыми из комплексов этих формаций генетически связаны промышленные месторождения рудных и нерудных полезных ископаемых.

Обобщая все сказанное выше относительно металлогенических особенностей рассмотренной группы формаций, прежде всего следует подчеркнуть, что с инициальными вулканитами либо непосредственно, либо парагенетически связаны месторождения железных руд Украины, КМА и Балтийского щита, локализованные именно в пределах протогеосинклинальных прогибов. Наиболее богатые руды джеспилитового типа рассматриваются большинством исследователей как хемогенно-осадочные образования определенных фациально-литологических зон в областях интенсивной вулканической деятельности того времени. При этом главная масса руд приурочена к комплексам лептитовой и частью дацит-андезитовой формаций. Учитывая наличие многочисленных магнитных аномалий на Русской плите, еще пока не вскрытых скважинами, можно думать, что перспективы выявления новых месторождений железных руд в этом регионе далеко не исчерпаны.

С вулканитами дацит-андезит-базальтовой формации, в которых почти повсеместно отмечается сульфидная вкрапленность, на Балтийском щите ассоциируют месторождения колчеданных пирит-пирротиновых руд осадочно-метаморфогенного происхождения (Парандовское, Хаутоваарское, Ялонваарское и др.). И в этом случае непосредственной причиной появления таких месторождений является привнос железа в процессе вулканической деятельности в бассейны осадконакопления, обладавшие специфическими условиями, в частности восстановительной средой.

Обычно считается, что эти руды связаны с базитовыми магмами, относительно обогащенными железом. Между тем во внутренних прогибах окраинных структур, где базитовый вулканизм наиболее проявлен, крупных месторождений не устанавливается. Поэтому можно думать, что поступление железа из подкоровых источников лишь отчасти связано с расплавами базитового состава. Не исключено, что оно в бóльших масштабах извлекалось вместе

с магмами лептитовой формации из измененных вулканитов андезит-базальтовой формации более раннего, прогеосинклинального этапа, слагающих сиалическое основание материковых протогеосинклинальных структур.

Комплексы гипербазитовой формации потенциально рудоносны — они обычно содержат в большем или меньшем количестве вкрапленность медно-никелевых сульфидов, нередко с повышенным содержанием кобальта. Это относится как к Восточно-Европейскому, так и к Восточно-Сибирскому регионам. Однако заслуживающих внимания крупных месторождений никеля в связи с этой формацией на территории СССР пока не выявлено.

Известны также небольшие магнетитовые рудопроявления в глубокосерпентинизированных ультрабазитах и сравнительно мелкомасштабные месторождения асбеста (Украина).

Формации раннескладчатых интрузивных плагиогранитов обнаруживают слабые признаки металлоносности, выраженные в локально проявленной вкрапленности молибденита, иногда концентрирующегося в связанных с этими гранитами кварцевых жилах (Пяявара, Ялонваара, Ийвара в Карелии).

Плагиогранит-мигматитовая и чарнокитоидная формации практически безрудны.

Более или менее синхронные с чарнокитами комплексы пород габбро-анортозитовой формации характеризуются титаномагнетитовыми (ильменит, титанистый магнетит) рудопроявлениями, иногда достигающими масштаба небольших месторождений (Колвицкое и др.). Весьма перспективным представляется Джугджурский массив, еще плохо изученный в рудогенном отношении.

Важная рудообразующая роль принадлежит ультраметагенным плагиомикроклиновым гранит-мигматитовым комплексам. В ореалах их развития, как правило, широким распространением пользуются пегматиты, в том числе редкометальные, слюдоносные и керамические. Одним из необходимых условий формирования промышленно слюдоносных пегматитов, как показали специальные исследования в последние годы, является развитие процессов анатексиса в мигматизированных толщах в условиях регионального ультраметаморфизма при повышенном давлении (дистен-силлиманитовая фациальная серия).

Гранитоиды формации микроклиновых гранитов и мигматитов, включая их разновидность — ортоклазовые граниты, являются перспективными в отношении таких металлов, как вольфрам, молибден, может быть олово. До сих пор коренных месторождений полиметаллов промышленного значения не найдено, но минералы этих металлов являются постоянными в шлихах в районах развития гранитоидов данной формации.

Наконец, магматические породы активизированных структур очень перспективны на редкометальное оруденение, однако их металлогеническая характеристика, так же как и формационная, требует еще серьезного изучения.

Заканчивая краткую характеристику металлогенических особенностей магматогенных и ультраметагенных формаций, нельзя не подчеркнуть возросшее в сравнении с прогеосинклинальными формациями разнообразие и масштабность рудообразования. Это обстоятельство, по всей вероятности, обусловливается тем, что в магматогенные и ультраметагенные, а следовательно, и в рудообразующие процессы на протогеосинклинальном этапе вещественно вовлекаются очень разные уровни литосферы. Это не только подкоровые уровни, служащие источниками магматических расплавов толеит-базальтового и ультраосновного состава. Это также и расплавы, возникшие, вероятно, в андезит-анортозитовом слое литосферы (лептиты, анортозиты, чарнокиты), и ультраметагенные внутрикоровые расплавы, исключительно широко образующиеся в пределах гранит-гнейсового слоя земной коры. Тем самым предопределяется направленная прогрессивная эволюция рудообразования в связи с магматическими и метаморфическими эндогенными процессами и со все более возрастающей структурной дифференцированностью земной коры на протогеосинклинальном этапе ее развития.

В заключение подчеркнем, что главное отличие протогеосинклинального этапа состоит, с одной стороны, в продолжающемся привносе глубинного вещества в земную кору из недр Земли, как это было и на предыдущем прогеосинклинальном этапе, а с другой, — и это главное, в повсеместном вещественном преобразовании коры, приведшем к оформлению ее мощного гранито-гнейсового слоя, составляющего ядра современных континентов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович Г. Я., Шамес П. И.* Докембрийские магматические формации Присаянья. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974, с. 88—96.

2. *Абсолютный* возраст гранитоидов ольховского комплекса (Восточный Саян). — Геол. и геофиз. 1965, № 9, с. 22—31.

3. *Баддингтон А.* Формирование гранитных тел. М., Иностр. лит., 1963. 108 с.

4. *Базилевский А. Т.* Эксперименты в системах, состоящих из оливина, энстатита и хромшпинелидов. — Геол. рудных месторождений. 1968, № 6, с. 101—106.

5. *Барагар В. Р. А., Мак-Глин Дж. К.* Раннеархейский фундамент на Канадском щите. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1977, с. 153—177.

6. *Батиева И. Д.* Петрология щелочных гранитоидов Кольского п-ова. Л., Наука, 1976. 224 с.

7. *Белолипецкий А. П., Болотов В. И.* Некоторые черты геохимии вулканизма и седиментации раннепротерозойского комплекса Колмозеро—Воронья. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского п-ова. Апатиты, 1972, с. 199—204.

8. *Белолипецкий А. П., Болотов В. И.* Геохимические особенности амфиболитов западной части зоны Колмозеро—Воронья. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского п-ова. Апатиты, 1972, с. 224—230.

9. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., Недра, 1966. 123 с.

10. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники. М., Недра, 1975. 260 с.

11. *Беляев Г. М.* Петрология докембрийских пород Алдано-Тимптонского междуречья (Южная Якутия). — Автореф. канд. дисс. Л., 1977. 27 с.

12. *Бертельсен А., Ню-Нюгорд А.* Докембрий Гренландии. — В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., 1968, с. 107—236.

13. *Билибина Т. В., Дашкова А. Д.* К характеристике некоторых докембрийских гранитов Северной Карелии (интрузивный комплекс Нуорунен). — Петрографический сборник, 1957, № 2, с. 39—47.

14. *Богатиков О. А.* Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М., Наука, 1966. 240 с.

15. *Богатиков О. А.* Анортозиты СССР (ассоциации и типы, петрография, минералогия). Автореф. докт. дисс. М., 1974. 70 с.

16. *Богатиков О. А., Биркис А. П.* Магматизм докембрия западной Латвии. М., Наука, 1973. 138 с.

17. *Богачев А. И.* и др. Геология и петрология Елетьозерского массива габброидных пород Карелии. М.—Л., Наука, 1963. 160 с.

18. *Богачев А. И., Кочнев-Первухов В. И.* О некоторых петрохимических критериях никеленосных гипербазитовых интрузий. — Сов. геол., 1965, № 11, с. 115—124.

19. *Богачев А. И.* и др. Новые данные по геологии и магматизму синклинорной зоны Ветреного пояса. — В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1968, с. 5—25.

20. *Бурков Ю. К.* Оценка иерархий ассоциаций химических элементов для выявления условий формирования и металлогенической специализации горных пород. — В кн.: Математические методы в геологии. Львов, 1973, с. 89—90.

21. *Вилсон М. Е.* Докембрий Канады (Канадский щит). — В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., 1968, с. 236—370.

22. *Винклер Х.* Генезис метаморфических пород. М., Мир, 1969. 247 с.

23. *Винклер Х., Платен Х.* Экспериментальный метаморфизм и анатексис. Новосибирск, Наука, 1968. 156 с.

24. *Виноградов Л. А.* О серпентинизации гипербазитов серпентинитового пояса на Кольском п-ове. — В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского п-ова. Л., 1967, с. 19—29.

25. *Виноградов Л. А.* Гипербазитовая формация юго-запада Кольского полуострова. — Автореф. канд. дисс. Воронеж, 1970. 26 с.

26. *Виноградова Г. В., Виноградов А. Н.* Изменения вмещающих пород под влиянием интрузивных чарнокитов умбинского комплекса. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского п-ова. Апатиты, 1972, вып. 4, с. 114—118.

27. *Воинов А. С.* К петрохимической характеристике изверженных пород протерозоя Северной Карелии. — В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Л., 1964, вып. 2, с. 14—30.

28. *Вулканогенные* железисто-кремнистые формации Карелии/В. М. Чернов, К. А. Инина, В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская — Петрозаводск, 1970. 284 с.

29. *Вяюринен Х.* Кристаллический фундамент Финляндии. М., Иностр. лит., 1959. 295 с.

30. *Гаскельберг В. Г., Подольский Ю. В., Радзевич Н. А.* Химический состав щелочных гранитов центральной части Кольского полуострова как источник информации об их генезисе. — Сов. геол., 1969, № 3, с. 86—95.

31. *Гейер П.* Докембрий Швеции. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М., 1967, с. 98—153.

32. *Гейер П., Магнусон Н.* Железные руды Швеции. — В кн.: Железорудные месторождения мира. М., 1955, т. 2.

33. *Геология* докембрия Алданского горно-промышленного района/Г. М. Другова, Л. В. Климов, М. Д. Крылова, Д. А. Михайлов, Н. Г. Судовиков, З. Г. Ушакова — Тр. ЛАГЕД, 1959, вып. 8, с. 5—331.

34. *Геология* и магматизм области сочленения беломорид и карелид (Беломорско-Карельский глубинный разлом)/К. А. Шуркин, В. М. Шемякин, Ю. Д. Пушкарев, В. В. Сидоренко, В. В. Фиженко. Л., Наука, 1974. 240 с.

34а. *Геология* и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л., Наука, 1978. 263 с.

35. *Геология* осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита/Н. П. Семененко, В. Л. Бойко, И. Н. Бордунов, В. А. Ладиева, А. А. Макухина — Киев, Наукова думка, 1967. 380 с.

36. *Геология* и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии/К. О. Кратц, К. Д. Борисова, С. Б. Лобач-Жученко, Р. С. Сокол, В. П. Чекулаев, Н. И. Яскевич. Л., Наука, 1969. 226 с.

37. *Геология* и петрология южного обрамления Алданского щита/Н. Г. Судовиков, В. А. Глебовицкий, Г. М. Другова, М. Д. Крылова, А. Н. Неелов, И. С. Седова. Л., Наука, 1965. 288 с.

39. *Геохронологические* рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита/С. Б. Лобач-Жученко, К. О. Кратц, Э. К. Герлинг, И. М. Горохов, Т. В. Кольцова, И. М. Морозова, И. Н. Крылов, В. П. Чекулаев, Ю. Д. Пушкарев, В. Д. Спринцсон, А. А. Алферовский. Л., Наука, 1972. 193 с.

40. *Геохронология* докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., Наука, 1968. 333 с.

41. *Геохронология* докембрия Украины. Киев, Наукова думка, 1965. 264 с.

42. *Герлинг Э. К.* и др. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии. — В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. Л., 1965, с. 35—73.

43. *Герлинг Э. К., Масленников В. А., Морозова И. М.* Абсолютный возраст и геологическое положение древнейших горных пород Кольского полуострова. — Тр. XIV сесс. Комисс. по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1967.

44. *Голивкин Н. И.* Тектоно-магматические циклы и металлогенические эпохи КМА. — В кн.: Тр. III совещ. по пробл. изуч. Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966, с. 37—41.

45. *Головенок В. К.* О взаимоотношении гнейсовой и сланцевой толщ кейвской серии Кольского полуострова. — Тр. ВСЕГЕИ, новая серия. Л., 1971, т. 175, с. 206—220.

46. *Голубев А. И.* Осадочно-вулканогенные комплексы Северо-Западного Прионежья и их медно-сульфидное оруденение. — Автореф. канд. дисс. М., 1974. 25 с.

47. *Голубев А. И.* и др. Эволюция докембрийского вулканизма Карелии. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. Тр. I Всес. палеовулк. симп. М., 1974, с. 43—45.

48. *Горжевский А. И., Козеренко В. Н.* Фации глубинности магматических пород и магматогенных месторождений полезных ископаемых. — Сов. геол., 1963, № 8, с. 3—16.

49. *Горохов И. М.* Геохронологическое изучение метаморфических пород восточной части Балтийского щита Rb-Sr методом на породах в целом. — В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., 1969.

50. *Горохов И. М., Герлинг Э. К.* Геологическое положение и Rb-Sr возраст пород восточной части Балтийского щита. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., 1974, с. 353—411.

51. *Горяинов П. М.* Железисто-кремнистая формация Приимандровского района. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., 1966, вып. 1, с. 116—130.

52. *Горяинов П. М.* Лептиты в докембрийской железорудной формации Приимандровского района. — ДАН СССР, 1967, т. 172, № 2, с. 441—444.

53. *Горяинов П. М.* Структурно-тектоническое положение железорудных толщ Балтийского щита и некоторые теоретические аспекты геологии нижнего докембрия. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского п-ова. Апатиты, 1970, вып. 2, с. 10—20.

54. *Горяинов П. М.* К геологии, стратиграфии и генезису лептитов Балтийского щита. — В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия сев.-восточн. части Балтийского щита. Л., 1971, с. 65—85.

55. *Горяинов П. М.* Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. — Автореф. докт. дисс. Киев, 1973. 48 с.

56. *Горяинов П. М.* Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л., Наука, 1976. 146 с.

57. *Граниты* северо-восточной части Кольского п-ова/В. А. Масленников, А. П. Бондаренко, Л. А. Прияткина, В. Б. Дагелайский, К. Д. Борисова. — Тр. ЛАГЕД. М.—Л., 1963, вып. 15, с. 5—167.

58. *Граниты* южной Карелии/Г. О. Глебова-Кульбах, С. Б. Лобач-Жученко, Н. И. Пинаева, К. Д. Борисова. — В кн.: Граниты Кольского полуострова и Карелии. М.—Л., 1963, с. 161—333.

59. *Григорьева Л. В.* Протерозойские геологические формации Северо-Карельской зоны карелид. — Сов. геол., 1967, № 8, с. 78—88.

60. *Грин Т. Х.* Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 228—256.

61. *Грин Т. Х.* Опыты при высоких давлениях, касающиеся генезиса анортозитов. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., 1970, с. 250—282.

62. *Грин Т. Х., Рингвуд А. Е.* Кристаллизация базальтов и андезитов в водных условиях при высоком давлении. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., 1970, с. 240—250.

63. *Гудвин А. М.* Архейский вулканизм на Канадском щите. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1977, с. 139—153.

64. *Гузенко Г. Ф.* Сопоставление разрезов и сводная стратиграфическая схема конкско-верховцевской серии Среднего Приднепровья. — Геол. журн. АН УССР, 1972, № 5, с. 78—86.

65. *Дагелайская И. Н.* Анортозиты Дальнего Востока СССР. — Автореф. кандид. дисс. ВСЕГЕИ. Л., 1975. 32 с.

66. *Добрецов Г. Л., Добрецов Н. Л.* Возможная геологическая модель магматического процесса. — Геология и геофизика, 1974, № 5, с. 130—138.

67. *Доброхотов М. Н.* О некоторых вопросах геологии докембрия Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 4, с. 16—35.

68. *Доброхотов М. Н., Щербак Н. П.* Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита. — В кн.: Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Т. II. Л., 1978, с. 107—123.

69. *Докембрий* Восточного Саяна. — Тр. ЛАГЕД, вып. 18. 1964. 328 с.

70. *Древнейшие* докембрийские образования западной части Украинского щита и возрастная корреляция гранитоидов/Н. П. Щербак, В. И. Орса, Е. Н. Бортницкий, Г. Д. Елисеева. — В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии (XVII сессия). М., 1974, с. 83—90.

71. *Другова Г. М.* К вопросу о конгломератах Мончегорского района на Кольском полуострове. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., 1971, с. 108—109.

72. *Дю Тойт А.* Геология Южной Африки. М., Мир, 1967. 490 с.

73. *Ефимов М. М.* О комплексе позднеорогенных габбро-диабазов зоны Порья губа — Плотничьи озера (юго-зап. часть Кольского п-ова). — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1972, вып. 3, с. 162—167.

74. *Ефимов М. М.* Древнейшие вулканогенные образования центральной части Беломорского блока. Автореф. канд. дисс. Апатиты, 1973. 23 с.

75. *Зак С. И., Юдин Б. А.* Главнейшие титаноносные магматические формации Кольского п-ова и Северной Карелии. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 140—147.

76. *Закономерности* размещения и металлогении докембрийских магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области/Н. В. Рогов, Ю. Я. Черненко, П. Ф. Иванкин, А. П. Щеглов, А. Г. Гузман. — В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971, с. 12—14.

77. *Иодер Г. С., Тилли К. Э.* Происхождение базальтовых магм. М., Мир, 1965. 248 с.

78. *Кадик А. А., Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б.* Вода в магматических расплавах. М., Наука, 1971. 267 с.

79. *Казаков А. Н.* Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л., Наука, 1976. 237 с.

80. *Каляев Г. И., Комаров А. Н., Жуков Г. В.* Украинский щит. — В кн.: Древнейшие платформы Евразии. Новосибирск, 1977, с. 84—114.

81. *Козаков И. К., Митрофанов Ф. П.* Полиметаморфизм гранулитового основания Сангилейского срединного массива Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976, с. 313—316.

82. *Козаков И. К., Митрофанов Ф. П.* Корреляция эндогенных процессов в докембрии Западного Сангилена (Тува). — В кн.: Корреляция эндогенных процессов в докембрийских метаморфических комплексах. М., Гидрометеоиздат, 1979.

83. *Козлов Е. К.* Естественные ряды горных пород дифференцированных никеленосных интрузий центральной части Кольского п-ова и их металлогения. Л., Наука, 1973. 288 с.

84. *Козлов Е. К., Юдин Б. А., Докучаева В. С.* Основной и ультраосновной комплексы Монче—Волчьих—Лосёвых Тундр. Л., Наука, 1967. 166 с.

85. *Козлов Е. К., Юдин Б. А.* К вопросу о происхождении габбро-лабрадоритов массива Главного хребта на Кольском п-ове. — Изв. АН СССР, 1974, сер. геол., № 2, с. 43—50.

86. *Козловская А. Н.* Геологическое строение и тектоника северо-западной и центральной части Украинского щита. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, 1970, с. 54—59.

87. *Копаев В. В., Павловский В. И.* О возможностях использования особенностей рельефа докембрия при изучении геологического строения КМА и поисках полезных ископаемых. — В кн.: Геология и полезные ископаемые ЦЧО. Воронеж, 1964, с. 316—320.

88. *Кориковский С. П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., Наука, 1967. 298 с.

89. *Корсакова М. А.* Геология и магматизм центральной части Западной Карелии. — Автореф. канд. дисс. М., 1973. 24 с.

90. *Кратц К. О.* Геология карелид Карелии. — Тр. Лаб. геол. докембрия, 1963, вып. 16. 209 с.

91. *Кратц К. О., Яскевич Н. И.* Распространение, стратиграфия пород и магматизм верхнего структурного яруса. — В кн.: Геология и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии. Л., 1969, с. 11—14.

92. *Кратц К. О., Чернов В. М.* Геологические формации и некоторые особенности палеотектоники раннего протерозоя Балтийского щита. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., 1971, с. 5—21.

93. *Кратц К. О., Глебовицкий В. А.* Метаморфические пояса СССР. — Докл. сов. геол. к XXIV сесс. МГК, пробл. 1. Л., 1972, с. 41—51.

94. *Крестин Е. М., Быкова Т. А.* Основные и ультраосновные комплексы северо-западной части Курско-Воронежского кристаллического массива. — Изв. вузов, сер. геол. и разв., 1971, № 6, с. 36—44.

95. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964. 387 с.

96. *Куликов В. С., Слюсарев В. Д., Кочнев-Первухов В. И.* Специфика базит-ультрабазитового магмопроявления в Северной Карелии. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1974, № 12, с. 160—166.

97. *Куликов В. С., Слюсарев В. Д., Попов М. Г.* Пикритовые и пикрит-базальтовые формации протерозоя Балтийского щита. — В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций вулканизма докембрия. Петрозаводск, 1975, с. 70—72.

98. *Кутолин В. А.* Петрохимические особенности кислых производных базальтовой магмы платформенных областей. — Геол. и геоф., 1964, № 2, с. 74—81.

99. *Кутолин В. А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, Наука, 1972. 55 с.

100. *Кухарева Н. И.* Новые данные о контакте амфиболитов и гранитов Саксаганской полосы. — Геол. журн. АН УССР, 1972, № 1, с. 56—65.

101. *Кянно А. И.* Отражение в гравитационном поле интрузивов юго-восточной окраины алданской антеклизы и прилегающей части зоны Становика — Джугджура. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 307—309.

102. *Лавров М. М.* Нижнепротерозойские гипербазитовые формации гипербазитов и дифференцированных габбро-норитовых интрузий Северо-Карельской структурной зоны. — Тр. ИГ Кар. фил. АН СССР, Петрозаводск, 1968, вып. 1, с. 74—88.

103. *Лавров М. М.* Северо-Карельская синклинорная зона. — Тр. ИГ Кар. фил. АН СССР. Л., 1971, вып. 9, с. 61—72.

104. *Лазарев Ю. И., Свириденко Л. П., Семенов А. С.* Селецкие структуры в ребольском фундаменте (район оз. Тулос). — В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973, с. 108—110.

105. *Лебедев А. П., Павлов Н. В.* Джугджурский анортозитовый массив. — Тр. ИГЕМ, 1957, вып. 15. 82 с.

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

107. *Лейтес А. М., Федоровский В. С.* Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии. — Геотектоника, 1977, № 1, с. 3—23.

108. *Ленников А. М.* Петрология Джугджурского анортозитового массива. М., Наука, 1968. 160 с.

109. *Ленников А. М.* Анортозиты Джугджура и ассоциирующие породы. — В кн.: Анортозиты СССР. М., 1974, с. 100—112.

110. *Ленников А. М., Щека Ж. А.* Об эклогитовых кристаллических сланцах джугджурской части Становой зоны. — Изв. АН СССР, 1974, сер. геол., № 2, с. 135—140.

111. *Лептиты* Карело-Кольской части Балтийского щита и Чешского массива/В. Зоубек, М. Д. Крылова, И. Лосерт, Ф. П. Митрофанов, В. М. Чернов,

К. А. Шуркин. — В кн.: Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М., 1977, с. 5—72.

112. *Летников Ф. А.* К вопросу об условиях выплавления гранитоидных магм. — ДАН СССР, 1972, т. 207, № 26, с. 1430—1434.

113. *Летников Ф. А.* Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск, Наука, 1975. 214 с.

114. *Литвиненко И. В.* Особенности строения земной коры восточной части Балтийского щита. — Докл. сов. геол. к XXII сесс. МГК. Пробл. 2. М., 1965, с. 70—74.

115. *Литвиненко И. В., Дехнич М. Я., Некрасова К. А.* Глубинное сейсмическое зондирование на территории Балтийского щита. — В кн.: Сейсмические исследования. XII раздел программы МГГ. Сейсмология. М., 1960, № 4, с. 47—54.

116. *Лобач-Жученко С. Б.* Основные проблемы геологии гранитно-зеленокаменных областей раннего докембрия. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1977, с. 46—58.

117. *Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. С.* Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., Наука, 1974. 208 с.

118. *Лутц Б. Г., Баженова Г. Н.* Анортозит-мангеритовые серии пород докембрия Анабарского и Алданского щитов. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974, с. 235—241.

119. *Магматические* формации раннего докембрия территории СССР. Книга 1. М., Недра, 1980.

120. *Малахов И. А.* Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск, Наука, 1966. 234 с.

121. *Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., Недра, 1965. 327 с.

122. *Масленников В. А.* Абсолютная геохронология докембрия Восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геол. и глубин. строение Вост. части Балт. щита. Л., 1968, с. 60—77.

123. *Менерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов. М., Мир, 1971. 328 с.

124. *Метаморфические* комплексы и пояса восточной части Балтийского щита/В. А. Глебовицкий, Г. М. Другова, Н. И. Московченко, Л. А. Прияткина, Ю. Д. Пушкарев. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 5—24.

125. *Мирская Д. Д.* Новые данные о породах лебяжинской свиты. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1971, вып. 2, с. 31—35.

126. *Мирская Д. Д.* К вопросу о стратиграфии центральной части Кольского полуострова. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1972, вып. 3, с. 3—10.

127. *Мирская Д. Д.* Раннедокембрийские вулканиты восточной части Кольского полуострова. — В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций вулканизма докембрия. Петрозаводск, 1975, с. 66—67.

128. *Митрофанов Ф. П., Козаков И. К., Зингер Т. Ф.* Раннедокембрийские конгломераты с валунами гранулитов в Сангиленском срединном массиве каледонид Тувы. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1977, с. 232—238.

129. *Москалева В. Н., Шаталов Е. Т.* Типы петрографических провинций СССР. Л., Недра, 1974. 167 с.

130. *Мошкин В. Н.* Докембрийский магматизм Станового хребта и Джугджура.— В кн.: Геол. строение СССР. М., 1958, т. 2.

131. *Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н., Зленко Н. Д.* Раннедокембрийские интрузивные образования хр. Джугджур и восточной части хр. Станового. — Тр. ВСЕГЕИ, 1967, новая серия, т. 122, с. 70—164.

132. *Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н.* Докембрийские анортозиты СССР. — Докл. сов. геол. к XXIV сесс. МГК, пробл. 2, 1972.

133. *Муратов М. В.* Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 112—143

134. *Наливкина Э. Б.* Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива. М., Недра, 1964. 122 с.

135. *Наливкина Э. Б.* Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. М., Недра, 1977. 183 с.

136. *Нарсеев В. А., Летников Ф. А.* Об эволюции расплавов и гидротерм на различных уровнях вулканоплутонической системы. — В кн.: Теоретические проблемы вулканоплутонических формаций и их рудоносности. М., 1969, с. 187—192.

137. *Неелов А. Н.* Палеотектоника докембрия Сибирской платформы и некоторые закономерности развития докембрийских подвижных областей. — Докл. сов. геол. к XXIII сесс. МГК, пробл. 4. Л., 1968, с. 41—51.

138. *Новые* данные по соотношению осадочно-вулканогенных пород Криворожско-Кременчугской и Базавлукской зон с гранитоидами/Н. П. Семененко, В. Л. Бойко, И. Н. Бордунов, М. М. Веригин и др. — В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии (XVII сессия). М., 1974, с. 47—67.

139. *Одокий А. А.* Некоторые данные по докембрию юго-восточной части Воронежской области. — В кн.: Тезисы совещ. по геологии и минеральным ресурсам ЦЧО Воронеж, 1962.

140. *Основные* этапы формирования складчатой структуры земной коры в докембрии/К. О. Кратц, В. А. Дедеев, Ф. П. Митрофанов, В. А. Глебовицкий, А. К. Запольнов, А. Н. Неелов, К. А. Шуркин. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 104—109.

141. *Особенности* вулканизма раннего докембрия Балтийского щита/В. И. Робонен, В. М. Чернов, С. И. Рыбаков, В. И. Коросов, В. Я. Горьковец.— В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций вулканизма докембрия. Петрозаводск, 1975, с. 64—65.

142. *Особенности* химизма гипербазитов различных магматических формаций и их петрогенетическое значение/В. В. Велинский, Г. В. Пинус, Ф. П. Леснов, Ю. Р. Васильев. — ДАН СССР, сер. геол., 1970, т. 191, № 1, с. 203—207.

143. *Палеозоиды* Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса/А. В. Пейве, Н. А. Штрейс, А. А. Моссаковский, А. С. Перфильев, С. В. Руженцев, Н. А. Богданов, В. С. Буртман, А. А. Книппер, Г. И. Макарычев, М. С. Марков, А. И. Суворов. — Сов. геол., № 12, 1972, с. 7—25.

144. *Петров В. П.* Магма и генезис магматических горных пород. М., Недра, 1972. 134 с.

145. *Петрография* Центрального Казахстана/Н. П. Михайлов, М. В. Иняхин, Г. Ф. Ляпичев, В. Н. Москалева, М. П. Орлова, Ю. Л. Семенов, Е. В. Шарков. М., Недра, 1971. 360 с.

146. *Пинус Г. В.* Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Новосибирск, Наука, 1961. 110 с.

147. *Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волхов И. М.* Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Наука, 1958. 295 с.

148. *Полищук В. Д., Полищук В. И.* Основные и ультраосновные породы докембрия Воронежской антеклизы и перспективы поисков связанных с ними полезных ископаемых. — Тр. III совещ. по пробл. изуч. Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966, с. 42—50.

149. *Полищук В. Д.* и др. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна КМА. Том I, кн. 1. Докембрий. М., Недра, 1970. 439 с.

150. *Полканов А. А.* Геологический очерк Кольского полуострова. — Тр. Арктического института. Л., 1936, т. 53. 171 с.

151. *Поляков Г. В.* Палеозойский магматизм и железоруденение юга Средней Сибири. М., Наука, 1971. 250 с.

152. *Попов М. Г.* Магматические формации района Хюрсюля—Кивач. — В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1968, с. 60—73.

153. *Попов М. Г.* Протерозойские магматические комплексы Хюрсюля—Хаутоваара (Южн. Карелия). — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 211—217.

154. *Проблемы* геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1972. 187 с.

155. *Пушкарев Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И.* Геохронометрические реперы докембрия Кольского п-ова. Л., Наука, 1978. 136 с.

156. *Рабкин М. И., Вишневский А. Н., Ненашев Н. И.* Анабарский щит, каталог данных изотопных определений возраста. К-Ar метод. — В кн.: Геохронология докембрия Сиб. платформы и ее складчатого обрамления. Л., 1968, с.
157. *Рабкин М. И., Вишневский А. Н.* Метаморфические фации и субфации Анабарского щита.— В кн.: Метаморфические фации СССР. М., 1971.
158. *Раннедокембрийские* гранитоидные формации/Ф. П. Митрофанов, Е. И. Кравцова, М. М. Мануйлова, В. М. Шемякин, К. А. Шуркин, Ю. В. Подольский, Р. И. Милькевич, И. С. Седова. Л., Наука, 1975. 292 с.
159. *Региональная* схема стратиграфии докембрийских образований/К. О. Кратц, К. А. Шуркин С. Б. Лобач-Жученко, В. А. Масленников.— В кн.: Стратиграфия и изотопная геология восточной части Балтийского щита. Л., 1971, с. 120—129.
160. *Рингвуд А. Э., Грин Г. Х.* Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого исследования в петрологии. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 9—77.
161. *Робонен В. И., Коросев В. И., Елисеев Н. А.* Стратиграфия и тектоника вулканогенных комплексов Пебозерского региона. — Тр. ИГ Кар. фил. АН СССР. Петрозаводск, 1974, вып. 20, с. 59—77.
162. *Робонен В. И., Рыбаков С. И., Светова А. И.* Вулканогенные формации нижнего протерозоя Хаутоварской зоны (Южная Карелия). — В кн.: Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1974, с. 15—21.
163. *Робонен В. И., Чернов В. М.* Раннепротерозойский вулканизм Карелии и его продукты. — В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М., 1974, с. 116—122.
164. *Робонен В. И., Светова А. И.* Фациальный состав продуктов раннепротерозойского вулканизма Южной Карелии. — В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций вулканизма докембрия. Петрозаводск, 1975, с. 69—70.
165. *Рогов Н. В.* Особенности геотектонического положения эрзинского комплекса докембрийских гранитоидов Тувы. — ДАН СССР, 1969, сер. геол., т. 185, № 3, с. 657—660.
166. *Рудник В. А.* Раннедокембрийская гранитизация и ее связь с тектоническим развитием Алданского щита. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 135, Л., 1967, с. 113—157.
167. *Рудник В. А., Соботович Э. В., Терентьев В. М.* Об архейском возрасте древнейших пород Алданского щита. — ДАН СССР, 1969, т. 188, № 4, с. 897—900.
168. *Рудник В. А., Соботович Э. В.* Свинцово-изохронный метод стратиграфического анализа (на примере докембрия Алданского щита). — ДАН СССР, 1971, т. 199, № 4, с. 897—900.
169. *Салоп Л. И.* Геология Байкальской горной области. Т. I. М., Недра, 1964. 515 с.
170. *Салоп Л. И.* Геология Байкальской горной области. Т. II. Магматизм, тектоника, история геологического развития. М., Недра, 1967. 699 с.
171. *Салоп Л. И.* Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. — Бюлл. МОИП, 1970, т. 56, вып. 4, с. 5—30.
172. *Саранчина Г. М.* Сопоставление двух формационных типов раннепротерозойских гранитоидов Приладожья. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. М., 1967, с. 110—124.
173. *Саранчина Г. М.* Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). Л., изд. ЛГУ, 1972. 126 с.
174. *Саранчина Г. М., Прокофьев Л. М.* Петрология гранитов массива Тервис в Южной Карели.— В кн.: Некоторые вопросы геологии Карело-Кольского региона. М., 1973, вып. 4, с. 45—63.
175. *Светов А. П.* Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. — Тр. ИГ Кар. фил. АН СССР. Петрозаводск, 1972, вып. II. 119 с.
176. *Свириденко Л. П.* Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л., Наука, 1974. 155 с.
177. *Свириденко Л. П.* Специфика докембрийских гранитоидов на примере формационных типов Карелии. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974, с. 135—140.

178. *Свириденко Л. П., Шемякин В. М.* Некоторые особенности кристаллизации глубинных гранитных магм (на примере чарнокитов и рапакиви Балтийского щита). — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 126—133.

179. *Свириденко Л. П., Хейсканен К. И.* Тренды гранитоидов Карелии. Л., Наука, 1976. 138 с.

180. *Семененко Н. П.* Метасоматические процессы и миграция породообразующих элементов. — В кн.: Геология СССР, Украина. Т. V. М., 1958, с. 363—368.

181. *Семененко Н. П., Царовский И. Д.* Сопоставление геолого-структурных данных с результатами определения абсолютного возраста щелочных пород Приазовья. — Геол. журн. АН УССР, 1959, т. XIX, вып. 6, с. 3—11.

182. *Семененко Н. П., Виноградов А. П.* Геохронологическая карта украинского докембрия. — Тр. XIII сесс. Комисс. по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1966.

183. *Сидоренко А. В., Чайка В. М.* Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия. — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., 1970, с. 5—28.

184. *Сидоренко В. В., Шуркин К. А.* Главные черты раннедокембрийского основного магматизма зоны Беломорско-Карельского глубинного разлома. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974, с. 217—221.

185. *Слюсарев В. Д.* Классификация магматических образований синклинорной зоны Ветреного пояса. — ДАН СССР, 1967, т. 177, № 5, с. 1163—1165.

186. *Слюсарев В. Д.* К вопросу о классификации магматических образований синклинорной зоны Ветреного пояса. — Тр. ИГ Кар. фил. АН СССР, вып. I. Петрозаводск, 1968, с. 151—180.

187. *Слюсарев В. Д.* О роли математических методов при выделении магматических комплексов. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1970, с. 318—327.

188. *Слюсарев В. Д.* Геохимия гипербазитовых комплексов синклинория Ветреный пояс. — В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., 1970, с. 21—32.

189. *Слюсарев В. Д., Куликов В. С.* Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя (юго-восток Балтийского щита). Л., Наука, 1973, с. 1—105.

190. *Соболев В. С., Кепежинскас В. В.* Типы дифференциации серий вулканических пород. — Геология и геофизика, 1971, № 12, с. 9—18.

191. *Соболев Н. Д.* К петрохимии ультраосновных горных пород. — Геохимия, 1959, № 8, с. 679—695.

192. *Соловьев С. П.* Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., Недра, 1970. 311 с.

193. *Срывцев Н. А.* Петрология гранитоидов краевого шва юга Сибирской платформы (татарниковский комплекс). — В кн.: Геология и полезные ископаемые юга Сибирской платформы. Л., 1970, с. 133—146.

194. *Срывцев Н. А.* Геология и петрогенезис гиперстеновых гранитоидов татарниковского комплекса (Северо-Западное Прибайкалье). — Автореф. канд. дисс., Иркутск, 1974. 22 с.

195. *Срывцев Н. А.* Петрология гранитоидов формации интрузивных чарнокитоидов (Северо-Западное Прибайкалье). — В кн.: Магматические и метаморфические образования Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 123—124.

196. *Седецки-Кардош Е.* О некоторых характерных миграционных явлениях в процессах петрогенезиса. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. I. М., 1961, с. 88—106.

197. *Стратиграфия* и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1971. 179 с.

198. *Стратиграфия СССР.* Нижний докембрий. Полутом Азиатская часть. М., Госгеолтехиздат, 1963. 398 с.

199. *Стратиграфія* УССР. Докембрій. Т. I. Київ, Наукова думка, 1972. 342 с.

200. *Структура* фундамента платформенных областей СССР. — Объяснит. зап. к тектонической карте фундамента террит. СССР м-ба 1 : 5 000 000. Л., Наука, 1974. 400 с.

201. *Суслова С. Н.* Эволюция раннедокембрийского вулканизма основного состава на примере Кольского полуострова. — В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций вулканизма докембрия. Петрозаводск, 1975, с. 83—84.

202. *Тектоническая* номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков/А. А. Богданов, Л. П. Зоненшайн, М. В. Муратов, В. Д. Наливкин, Ю. М. Пущаровский, В. Е. Хаин, В. М. Цейслер, Н. А. Штрейс. — Геотектоника, 1972, № 5, с. 3—22.

203. *Тернер Ф., Ферхуген Д.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Иностр. лит., 1961. 592 с.

204. *Ткачук Л. Г.* Північно-західна частина Українського кристалічного масиву таї геолого-петрографічні особливости. Геол. ж. АН УССР, 1954, т. XIV, вып. 3, с. 16—27.

205. *Токарев В. А., Гарифулин Л. Л.* К стратиграфии серии Колмозеро—Воронья. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ва. М., 1963, с. 24—33.

206. *Точилин М. С., Горяинов П. М.* Геология и генезис железных руд Приимандровского района Кольского полуострова. М., Недра, 1964. 103 с.

207. *Тугаринов А. И., Ступникова Н. И., Зыков С. И.* К геохронологии юга Сибирской платформы. — Изв. АН СССР, 1965, сер. геол., № 1, с. 21—37.

208. *Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Горлов Н. В.* О возрастном соотношении карельской и беломорской формаций. — Геохимия, 1970, № 3, с. 303—308.

209. *Усенко И. С.* Основные и ультраосновные горные породы бассейна Южный Буг. Киев, 1958. 144 с.

210. *Усенко И. С.* Граниты Украинского кристаллического щита. — В кн.: Материалы IV Всес. петрограф. совещ. Баку, 1969.

211. *Усенко И. С.* Ультраосновные и основные породы Западного Приазовья. Киев, 1960. 179 с.

212. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М., Мир, 1970. 552 с.

213. *Фации* метаморфизма/Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев, Н. В. Соболев, В. В. Хлестов. М., Недра, 1970. 432 с.

214. *Харитонов Л. Я.* Основные черты геологического строения Карелии. — В кн.: Геология СССР. Т. XXVII, М., 1958.

215. *Харитонов Л. Я.* Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., изд. ЛГУ, 1966. 359 с.

216. *Хатунцева А. Я.* Лептитовая формация северо-запада Украинского щита. Киев, 1977. 140 с.

217. *Цирульникова М. Я.* и др. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глуб. строение вост. части Балт. щита. Л., 1968, с. 178—184.

218. *Чернов В. М.* Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. Л., Наука, 1964. 104 с.

219. *Чернов В. М.* Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. — Автореф. докт. дисс., Киев, 1970. 48 с.

220. *Чернов В. М., Стенарь М. М.* Железорудная формация Карелии и ее сопоставление с аналогичными формациями Балтийского и Украинского кристаллических щитов. — В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского п-ова. Мурманск, 1961, с. 102—107.

221. *Чернышов Н. М.* Докембрийские базит-гипербазитовые комплексы Воронежского кристаллического массива и их минерагения. — В кн.: Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, 1969, с. 219—221.

222. *Чернышов Н. М.* Петрохимические особенности пород никеленосного габбро-перидотитового комплекса юго-восточной части Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Вопросы геологии и полезные ископаемые Воронежской антеклизы. Воронеж, 1970, с. 88—98.

223. *Чернышов Н. М.* Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива (породы, руды, некоторые генетические особенности). Воронеж, 1971. 312 с.

224. *Чернышов Н. М.* Докембрийские интрузивные комплексы основных и ультраосновных пород Воронежского кристаллического массива и общие черты их рудоносности. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1972, № 4, с. 35—47.

225. *Чернышов Н. М.* Докембрийские базит-гипербазитовые комплексы Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., 1972, с. 194—197.

226. *Чернышов Н. М., Бочаров В. Л.* Химические составы ультраосновных пород докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1972. 240 с.

227. *Чумаков А. А.* Контактово-метасоматические изменения биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов под влиянием интрузии щелочных гранитов. — Уч. зап. Кишиневского гос. ун-та, 1955, т. 10, № 1, с. 93—104.

228. *Шарков Е. В.* О формационной характеристике интрузии габбро-норит-лабрадоритов Главного хребта Мончи и Мончегорского плутона (Кольск. п-ов).— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 153—158.

229. *Шарков Е. В.* Массивы габбро-анортозит-гранитов рапакиви как вероятные магматические очаги древних риолитовых плато. — В кн.: Эволюция вулканизма. М., 1973, с. 217—218.

230. *Шарков Е. В.* Массивы метагаббро-лабрадоритов мангеритов Колвицких, Кандалакшских и Сальных тундр (Кольский п-ов) как интрузии шовного типа зоны глубинного разлома.— В кн.: Анортозиты СССР. М., 1974, с. 30—41.

231. *Шарков Е. В.* Расслоенные интрузии шовных зон глубинных разломов. — Изв. АН СССР, 1975, сер. геол., № 7, с. 71—81.

232. *Шарков Е. В.* Петрология расслоенных интрузий. Л., Наука, 1980.

233. *Шемякин В. М.* О комплексе поздних гранофировых гранитов нижнего протерозоя Северной Карелии. — В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., 1970, с. 145—151.

234. *Шемякин В. М.* Раннедокембрийская формация интрузивных чарнокитов Балтийского щита. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1972, № 9, с. 40—45.

235. *Шемякин В. М.* Чарнокитоиды раннего докембрия. Л., Наука, 1976. 197 с.

236. *Шинкарев Н. Ф.* Физико-химическая петрология изверженных пород. Л., Недра, 1970. 248 с.

237. *Шкорбатов С. С., Перфильева А. П.* К вопросу о структуре Главной габбровой интрузии Монче- и Чунатундра. — Уч. зап. ЛГУ, сер. физ. и геол. наук, Л., 1964, № 324, вып. 15, с.

238. *Шуркин К. А.* Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 5—59.

239. *Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П.* Эволюция магматизма в раннем докембрии. — В кн.: Докл. сов. геол. к XXIII сесс. МГК, пробл. 4, Л., 1968, с. 154—162.

240. *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. Тр. совещания. М., 1969, с. 47—64.

241. *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.

242. *Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П.* Раннедокембрийский магматизм в связи с развитием земной коры. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Тр. I сесс. Научного совета по геологии докембрия. Л., 1974, с. 8—21.

243. *Шустова Л. Е., Дедеев В. А., Кратц К. О.* Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л., Наука, 1973. 67 с.

244. *Щербак Н. П., Рябоконь В. В.* Корреляция докембрия западной и центральных частей Украинского щита. — В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев, 1971, с. 86—94.

245. *Эволюция* метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири/ А. Н. Неелов, В. А. Глебовицкий, Л. П. Карсаков, Г. Г. Дук, Р. И. Милькевич, И. С. Седова, С. И. Турченко, В. С. Байкова.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 117—144.

246. *Эйнор О. Л., Есипчук К. Е., Цуканов В. А.* Докембрий Западного Приазовья. Киев, 1971. 184 с.

247. *Эрлих Э. Н.* Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М., Наука, 1966. 279 с.

248. *Эскола П.* Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. I. М., 1961, с. 177—208.

249. *Эскола П.* Докембрий Финляндии. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М., 1967, с. 158—191.

250. *Юдин Б. А.* Геология и структура Цагинского массива габбро-лабрадоритов. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова. М.—Л., 1960, вып. 2.

251. *Юдин Б. А.* Петрохимические и металлогенические особенности габбро-лабрадоритовой формации Кольского п-ва. — В кн.: Матер. по геол. и металлогении Кольск. п-ва. Апатиты, 1970, вып. I, с. 159—166.

252. *Юдин Б. А.* Габбро-лабрадориты Кольского п-ва. — В кн.: Анортозиты СССР. М., 1974, с. 21—29.

253. *Юрк Ю. Ю.* Петрология Уманского и Антоновского гранитоидных плутонов. Киев, Наукова думка, 1953. 302 с.

254. *Arnould M.* Etude géologique des migmatites et des granites précambriens du NE de la Côte — d'Jvoire et de la Haute — Volta méridional.— Mém. Bureau de Recherches géologiques et minières, 3, Paris, 1961. 225 p.

255. *Atkins F. B.* Pyroxenes of the Bushveld intrusion, South Africa. — J. Petrol., 1969. 10. N 2, pp. 222—249.

256. *Barker F., Peterman Z. E.* Bimodal tholeitic—dacitic magmatism and the Early Precambrian crust. — Precambrian Res., 1974, v. 1, N 1, p. 1—12.

257. *Buddington A. F.* Adirondack igneons rocks and their metamorphysm. — Geol. Soc. Am., 1939. Mem. 7.

258. *Edelman N.* The Gullkrona region, Sonthwest Finland. — Bull. Comm. Geol. Finland, 1960, N 187, p. 1—87.

259. *Escola P.* The problem of mantled gneiss domes.— Quart. Geol. Soc. London, 1949, v. 104, pp. 461—476.

260. *Fonteilles M.* et *Guitard G.* Rôle des noyaux „précambriens" sur le métamorphisme et la structure de l'orogène varisque dans les Pyrénées. — Résumés de la conférence „Corrélation des événements géologiques dans le socle ancien de la zone varisque de l'Europe", Liblice, 1972, p. 9—11.

261. *Glikson A. Y.* Primitive Archaean element distribution: chemical evidence and geotectonic significance.— Earth Planet. Sci. Let., 1971, 12, pp. 309—320.

262. *Glikson A. Y.* Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenstones: significance of data from shields of the southern Hemisphere.— The early history of the Earth. N. Y., 1976, pp. 257—277.

263. *Hess H. H.* Stillwater igneous complex, Montana. — Geol. Soc. Am., 1960, Mem. 80. 230 p.

264. *Higgs D. W.* Anorthosite and related rocks of the San Gabriel Mountains, Southern Califormia.— Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., 1954, 30, No. 3.

265. *Kautshy G.* Ein Beitrag zur Stratigraphic und dem Ban des Skelleftefeldes. Nord Schweden, 1957, S. G. U., ser. C 543 p.

266. *Kautsky G.* Studien zur Palieogeographie des Archaikum im nozdlichen Schweden. GFF, 1959. 499.

267. *Luth W. G.* The system $NaAlSi_3O_8$—SiO_2 and $KAlSi_3O_8$—SiO_2 to 20kb and the relationship between H_2O content p_{H_2O} and p_{total} in granitic magmas. — Am. J. Sci., 1969, A267, Schairer vol., p. 325—341.

268. *Luth W. G., Tuttle O. F.* Granite system at 4 to 10 kb.— Geophys. Res., 1964, v. 69, N 4.

269. *Macgregor A. M.* Some milestones in the Pre—Cambrian of Southern Rhodesia. — Bull. Geol, Soc. S. Africa, Trans., 1951, v. 54, p. 27—74.

270. *Magnusson N. H.* Malmgeology. Stockholm, Jern., 1953. 430 p.
271. *Morimoto N., Takonami M.* Oriented excolution of augite in pigeonite. — Am. Mineral., 1969, v. 54, N 7—8, pp. 1101—1117.
272. *Offerberg J.* Beskrivning till Berggrundskarta kortbladen Kiruna NV, No, SO, SV—SGU. 1967, ser. Af., N 1—4. 146 p.
273. *Philpotts A. R.* Origin of the anorthosite-mangerite rocks in Southern Quebec. — J. Petrol., 1966, 7, N 1, pp. 1—64.
274. *Simonen A.* Plutonic rocks of the Svecofennides in Finland. — Bull. Comm. Geol. Finlande, 1960, N 189, p. 1—101.
275. *Simonen A.* Batholiths and their orogenic setting. — Geophys. Monograph N 13, The Earth's crust and Upper Mantle, Washington, 1969, p. 483—499.
276. *Thompson R. N., Mackenzie W. S.* Feldspar liquids equilibrium in peralkaline acid liquids in experimental study.— Am. J. Sci., 1967, v. 265, N 8.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие. *Ф. П. Митрофанов, К. А. Шуркин* 3

ГЛАВА I
ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ
ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ
Ф. П. Митрофанов, К. А. Шуркин 5

ГЛАВА II
ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ НАЧАЛЬНОЙ СТАДИИ
РАЗВИТИЯ ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ (ДОСКЛАДЧАТЫЕ ФОРМАЦИИ) . . . 10

Введение. *К. А. Шуркин* 10
Спилит-диабазовая формация. *В. В. Сидоренко* 14
Тикшозерский и гимольский комплексы 14
Криворожско-Кременчугский комплекс 19
Заключение 21
Лептитовая формация 21
Гимольский комплекс. *В. М. Чернов* 23
Оленегорский комплекс. *П. М. Горяинов, В. С. Сидоренко* 29
Лебяжинский комплекс. *Д. Д. Мирская* 31
Лептитовые образования зарубежной части Балтийского щита. *К. А. Шуркин* 34
Заключение. *К. А. Шуркин, Е. В. Шарков, В. В. Сидоренко* 37
Дацит-андезит-базальтовая формация 39
Хаутоваарско-парандовский комплекс. *В. В. Сидоренко* 40
Полмос-поросозерский комплекс. *К. А. Шуркин* 46
Понойский комплекс. *Д. Д. Мирская* 48
Михайловский комплекс. *В. Д. Полищук, В. Н. Полищук* 50
Заключение. *В. В. Сидоренко* 52
Метавулканиты Среднего Приднепровья. *К. А. Шуркин.* 54
Метавулканиты складчатого обрамления Сибирской платформы. *К. А. Шуркин, В. В. Зарубин, В. В. Сидоренко* 62
Некоторые петрологические аспекты происхождения вулканитов начальной стадии развития протогеосинклиналей. *Ф. П. Митрофанов, Е. В. Шарков* 67

ГЛАВА III
ФОРМАЦИИ ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СТАДИИ
(ДОСКЛАДЧАТЫЕ И РАННЕСКЛАДЧАТЫЕ ФОРМАЦИИ) 71

Введение *К. А. Шуркин* 71
Гипербазитовая формация 71
Северо-Карельский пояс. *В. В. Сидоренко* 72
Пулозерско-Коросозерский пояс. *К. А. Шуркин* 77
Нотозерский пояс. *Л. А. Виноградов* 79
Аллареченский пояс. *К. А. Шуркин* 83
Хаутоваарский пояс. *В. В. Сидоренко* 84
Железногорский комплекс. *Н. М. Чернышов* 86
Гипербазиты Украинского щита. *К. А. Шуркин* 90
Некоторые гипербазиты Восточной Сибири. *В. В. Зарубин, В. В. Сидоренко, К. А. Шуркин* 91
Заключение. *В. В. Сидоренко* 92
Габброидная формация 95
Комплексы карелид Карелии. *В. В. Сидоренко* 95
Майско-Джанинский комплекс. *К. А. Шуркин* 100
Муйский комплекс. *В. В. Зарубин, В. В. Сидоренко* 100

Заключение. *В. В. Сидоренко* 161
Плагиогранитоидная формация 102
Западно-Карельская зона карелид. *Ф. П. Митрофанов* 103
Сайозерский комплекс. *М. М. Лавров, Л. П. Свириденко* 106
Докембрийские комплексы Западного Сангилена. *И. К. Козаков, Ф. П. Митрофанов* 108
Заключение. *Ф. П. Митрофанов* 114

ГЛАВА IV
ФОРМАЦИИ РАННЕИНВЕРСИОННОЙ СТАДИИ
ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР 116
Плагиогранит-мигматитовая формация (соскладчатая) 116
Ребольский комплекс. *Л. П. Свириденко* 116
Фенно-Карельская антиклинальная подзона. *Ф. П. Митрофанов* . . 131
Восточно-Карельская зона карелид. *Ф. П. Митрофанов* 132
Полимигматитовые образования Сангиленского массива. *И. К. Козаков, Ф. П. Митрофанов* 133
Заключение. *Ф. П. Митрофанов* 144
Липарит-андезит-базальтовая формация. *А. И. Голубев, В. В. Сидоренко, В. М. Шемякин* 149
Габбро-анортозитовая формация 157
Джугджурский массив. *А. М. Ленников* 157
Анортозиты Анабарского щита. *А. Н. Вишневский, М. И. Рабкин* . . 166
Кейвский комплекс. *Е. В. Шарков, В. В. Сидоренко* 172
Цагинский комплекс. *К. А. Шуркин* 178
Комплекс Главного хребта. *Е. В. Шарков* 180
Заключение. *К. А. Шуркин, Е. В. Шарков* 186
Чарнокитоидная формация глубинных разломов 193
Топозерский комплекс. *В. М. Шемякин* 193
Умбинский комплекс. *А. Н. Виноградов, Г. В. Виноградова* 198
Татарниковский комплекс. *В. М. Шемякин* 207
Заключение. *В. М. Шемякин* 208

ГЛАВА V
ФОРМАЦИИ ИНВЕРСИОННОЙ СТАДИИ
ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР
(ПОЗДНЕ- И ПОСЛЕСКЛАДЧАТЫЕ ФОРМАЦИИ) 210
Введение. *Ф. П. Митрофанов* 210
Гранит-мигматитовая формация. *Ф. П. Митрофанов* 210
Формация микроклиновых гранитов и мигматитов 213
Комплекс Приладожья. *Г. М. Саранчина, Л. И. Гордиенко* . . . 216
Комплекс Северной Карелии. *В. М. Шемякин* 223
Кировоградско-житомирский комплекс. *Д. П. Виноградов* 228
Осницкий «комплекс». *Л. А. Таранова* 236
Заключение. *Ф. П. Митрофанов* 238

ГЛАВА VI
МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ
ОТНОСИТЕЛЬНО СТАБИЛЬНЫХ СТРУКТУР
РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ (МАГМАТИЗМ СТРУКТУР АКТИВИЗАЦИИ) 242
Введение. *Ф. П. Митрофанов* 242
Протерозойские гранитоиды центральной части Алданского щита. *Г. М. Беляев* 243
Магматизм структур активизации Карелии. *М. М. Лавров, Л. П. Свириденко* 248

ГЛАВА VII
ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ
ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ . . . .
К. А. Шуркин, Ф. П. Митрофанов 259

Список литературы 269

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ТЕРРИТОРИИ СССР

Книга 2

МАГМАТИЗМ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Редактор издательства *В. И. Макеев*
Переплет художника *Ю. А. Ноздрина*
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*
Технический редактор *Л. Я. Голова*
Корректор *Э. А. Ляхова*

ИБ № 2788

Сдано в набор 24.01.80. Подписано в печать 29.07.80. Т-15109. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Гарнитура «Литературная». *Печать высокая. Усл. печ. л. 17,75. Уч.-изд. л. 21,14.* Тираж 945 экз. Заказ 93/7711-1. Цена 3 р. 50 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

3374