

МАГМАТИЧЕСКИЕ
ФОРМАЦИИ
РАННЕГО
ДОКЕМБРИЯ
ТЕРРИТОРИИ
СССР

3
КНИГА



3375

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ТЕРРИТОРИИ СССР

3

КНИГА

ОРОГЕННЫЙ
И СУБПЛАТФОРМЕННЫЙ
МАГМАТИЗМ
РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ



Москва · Недра · 1980



УДК [(552.3+551.24) : 551.71/.72](47+57)

Магматические формации раннего докембрия территории СССР. В 3-х книгах. Книга 3. Орогенный и субплатформенный магматизм раннего докембрия.— М.: Недра, 1980.— 266 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 (кн. 1), протогеосинклинальному (кн. 2) и этапу стабилизации древних платформ (кн. 3). Для каждой формации приводятся геолого-структурная, петрографическая и петрохимическая характеристики; определено ее место и время проявления в истории развития конкретной структуры. Рассмотрена эволюция раннедокембрийского магматизма в целом, подчеркиваются его особенности, корообразующая роль, минерогенические черты; приведено его сопоставление с магматизмом неогена.

Книга 3 посвящена характеристике раннедокембрийских магматических формаций орогенной и субплатформенной стадий этапа стабилизации древних платформ на примере Восточно-Европейской и Сибирской. Даются геологическая, петрографическая, генетическая характеристики 16 типов формаций, связанных с мантийными и коровыми магмами основного, среднего, кислого и щелочного состава.

В заключение дается общий обзор главнейших особенностей проявления и эволюции магматизма, включая древнейший магматизм прогеосинклинального этапа, магматизм раннедокембрийских подвижных поясов и магматизм этапа стабилизации древних платформ.

Книга рассчитана на геологов и петрографов.

Табл. 31, рис. 42, список лит.— 175 назв.

Редакционная коллегия:

К. А. Шуркин (гл. редактор), *Д. П. Виноградов* (секретарь),

Ф. П. Митрофанов, *В. М. Шемякин*

Ответственные редакторы книги 3

К. А. Шуркин, *Ф. П. Митрофанов*

ПРЕДИСЛОВИЕ

В историко-геологическом аспекте этап стабилизации древних платформ охватывает длительный интервал времени (2,4—1,6 млрд. лет) и по особенностям геотектонического режима может быть разделен на орогенную и субплатформенную стадии, причем последняя завершается к началу формирования платформенного чехла рифейских и более молодых отложений. Каждая из стадий характеризуется интенсивным магматизмом, проявляющимся в образовании крупных, нередко многофазных интрузий различного состава и в формировании мощных вулканических толщ, связанных с вулканическими аппаратами центрального и трещинного типов.

В книге проанализированы магматические образования этапа стабилизации Восточно-Европейской и Сибирской древних платформ. Принципы и методы такого анализа изложены в кн. I. Они сохраняют свое значение и здесь, причем ввиду относительно хорошей в большинстве случаев сохранности магматических пород (текстуры, структуры, петроминералогические и петрохимические черты) критерии их формационной принадлежности определяются обычно не менее четко, чем для фанерозойских магматических образований.

В заключительной части книги рассматриваются главные черты эволюции магматизма раннего докембрия в целом, начиная с древнейших инициальных комплексов, возникших на рубеже 3,8—3,7 млрд. лет, и кончая последними, завершающими дорифейскую магматическую деятельность на рубеже 1,6—1,7 млрд. лет.

Докембрийский магматизм обнаруживает ряд своеобразных, специфических черт в геологическом, вещественном и металлогеническом отношениях, в частности некоторые формационные типы магматогенных пород характерны только для раннего докембрия и не возникают в неогее. Попыткой объяснения причин этого и заканчивается рассмотрение раннедокембрийского магматизма.

Книга 3, как и две предыдущие, является коллективным трудом. Вклад каждого из авторов указан в оглавлении или в примечаниях к тексту.

Основная работа по составлению книги и редактированию отдельных очерков осуществлялась К. А. Шуркиным, Ф. П. Митрофановым и В. М. Шемякиным. Библиография составлена Д. П. Виноградовым. В производстве петрохимических пересчетов и составлении соответствующих диаграмм принимали участие В. В. Сидоренко, Н. Ю. Загорная, Т. Ф. Зингер и Е. В. Шарков. В техническом оформлении рукописи большую помощь оказали: С. Т. Лукьянов, Г. А. Косарева, Т. А. Соколова, Т. М. Васильева.

Всем этим лицам авторы и редакторы-составители выражают свою глубокую благодарность.

ГЛАВА I

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ И СИБИРСКОЙ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ НА ЭТАПЕ СТАБИЛИЗАЦИИ

Группа магматических формаций этапа стабилизации древних платформ обширнее и разнообразнее исторически предшествующих ей групп формаций про- и протогоеосинклинальных этапов развития континентальной земной коры [98, 99].

Понимание геологической обстановки формирования некоторых комплексов и формаций магматогенных пород разной фашиальной принадлежности (вулканиты, интрузии разной глубинности), т. е. осуществление их формационного анализа, невозможно без выяснения структурной локализации и времени становления естественных ассоциаций магматических пород в истории развития соответствующих структурных зон определенного геотектонического режима. В этой связи следует заметить, что этап стабилизации древних платформ, длившийся с 2400 ± 100 млн. лет (селецкая фаза складчатости и регионального метаморфизма Балтийского щита, завершающаяся протогоеосинклинальный этап) до 1650 ± 50 млн. лет (рапакиви Южной Карелии, Украины, Сибири), подразделяется нами на орогенную (или «протоорогенную» — по Т. В. Билибиной и др.) [32] и субплатформенную стадии, а породы, образовавшиеся на той и другой стадии, стратиграфически относятся к среднему протерозою и лишь частично к рифею современной хроностратиграфической шкалы*.

Орогенная стадия по существу завершает активную тектономагматическую жизнь подвижных поясов протогоеосинклинального типа и в геотектоническом смысле знаменует их прогрессирующую стабилизацию. Структурная дифференцированность коры на орогенной стадии характеризовалась сосуществованием остаточных прогибов с протогоеосинклинальным режимом, относительно консолидированных структур — ядер стабилизации и разного рода конседиментационных ограниченных разломами тектонических депрессий, выполняемых осадками и вулканитами. Тектонические движения, обусловившие формирование этих наложенных структур на Балтийском щите, характеризуются образованием разломов и блоковыми, преимущественно вертикальными, перемещениями крупных тектонических глыб относительно друг друга. Учитывая эпиконтинентальный характер осадков и наличие на приподнятых

* В последней, принятой МСК в 1978 г., схеме стратиграфии докембрия «средний протерозой» как стратиграфическое подразделение аннулирован, а относившиеся к нему комплексы вошли в состав нижнего протерозоя. — Прим. ред.

блоках древней коры выветривания, некоторые исследователи называют режим этого времени субплатформенным [30] или даже платформенным [127]. С этим мы не можем согласиться: такому пониманию противоречит исключительно интенсивная магматическая деятельность с образованием многочисленных вулканоплутонических комплексов основного и кислого, местами субщелочного состава, а также активность разломно-глыбовой кинематики земной коры, что совершенно несвойственно собственно платформенным структурам.

Субплатформенная стадия этапа стабилизации древних платформ, следующая за орогенной, отличается от последней: а) сокращением общей интенсивности вулканизма, проявляющегося теперь лишь в немногих, наиболее крупных структурах в пределах зон глубинных разломов; б) незначительным масштабом осадконакопления, происходящего в континентальных (красноцветы) и лагунных (глинистые отложения) фациальных условиях; в) общей консолидацией обширных сегментов коры, связующихся в единую жесткую кристаллическую структуру — древнюю платформу, на пенепленизированной поверхности которой в позднем протерозое начинает формироваться осадочный чехол.

Субплатформенная, или переходная к собственно платформенной, стадия, кроме названных особенностей характеризуется и еще достаточно интенсивными дизъюнктивными дислокациями, в связи с чем в пределах некоторых, ранее возникших конседиментационных впадин проявляются незначительные складчатые деформации в осадочных толщах, а в разломах глубокого заложения образуются интрузии базитов, гипербазитов, габбро-щелочных пород и гранитоидов. Вся эта еще довольно активная, но постепенно затухающая тектоническая жизнь, по мнению карельских геологов [127], относится ко II фазе кондопожского тектогенеза, что подтверждает нашу позицию в отношении выделения субплатформенной стадии. Уместно подчеркнуть, что подобная геологическая ситуация, и в частности разнообразная интрузивная деятельность, не типична для собственно платформенных структур. Гранитоиды и интрузии другого состава на Балтийском щите возникают лишь в зонах активизации, синхронных, самостоятельных или непосредственно связанных с обрамляющими молодыми складчатыми поясами. Раннедокембрийская интрузивная деятельность здесь заканчивается рапакиви с возрастом $1650 \pm \pm 50$ млн. лет, т. е. завершает субплатформенную стадию этапа стабилизации Восточно-Европейской древней платформы. К этому же временному рубежу относится и консолидация структур раннедокембрийского складчатого пояса, прилегающих к Сибирской платформе, тогда как окончание тектоно-магматической жизни ее внутренних конседиментационных тектонических депрессий несколько затягивается.

Переходя к общему рассмотрению типов конкретных структур, свойственных этапу стабилизации древних платформ, необходимо отметить, что прогрессирующая консолидация протогеосинкли-

нальных, дотоле лесьма подвижных поясов осуществлялась неоднородно и неодновременно. Так, в процессе становления Восточно-Европейской платформы на ней местами сохранялись «остаточные» прогибы, в которых, после кратковременной приостановки, вновь возобновлялись активная тектоническая и магматическая деятельность, осадконакопление миогеосинклинального характера и образование вулканических интрузивных и ультраметабазитных комплексов, относящихся к формационным типам, свойственным протогоеосинклинальному этапу.

Примером подобных активизированных структур являются свекофенниды Балтийского щита, пояс которых прослеживается через Прибалтику и Белоруссию вплоть до Северного Предкарпатья (Белорусско-Балтийская система — по В. А. Дедееву и др.) [52, 147], а также зона саксаганид, захватывающая центральную часть Украинского щита и далее к северу Воронежский выступ фундамента в районе КМА. В этих структурно-фациальных зонах вулканогенно-осадочные образования синхронные с субплатформенными отложениями сопредельных стабилизированных структур, сложно дислоцированы, регионально зонально метаморфизованы в условиях от гранулитовых до зеленосланцевых фаций, нередко мигматизированы и прорваны со-, поздне- и постскладчатыми интрузиями гранитоидов с возрастом 1,9—1,7 млрд. лет. Магматические формации этих структур относятся к группе протогоеосинклинальных [99].

По окончании интенсивного гранитообразования эти подвижные зоны либо переходят к концу этапа стабилизации в разряд субплатформенных структур, либо процесс консолидации их затягивается, заканчиваясь в то время, когда на большей части древней платформы уже формируется осадочный чехол. К таким «запаздывающим» подвижным структурным зонам относится, например, зона развития иотнийских и субиотнийских осадочных толщ и гранитоидов Швеции и Финляндии, принадлежащих к образованию рифейского времени.

В то же время в других местах раннекарельских складчато-протогоеосинклинальных поясов процессы пространственно локализованной консолидации фиксируются ранним появлением внутренних антиклинорно-глыбовых поднятий, сложенных древнейшими комплексами гранитизированных пород. Характернейшей чертой этих поднятий является присутствие на них среднепротерозойских вулканогенных осадочных или (в разломах) интрузивных образований и тектонических впадин разного характера и масштаба. На Балтийском щите к подобным поднятиям с внутренней разломно-глыбовой кинематикой относятся «Ятулийский материк» [27], именуемый в отечественной литературе, вслед за Л. Я. Харитоновым [153], «Центрально-Карельским массивом», а также «Центрально-Кольский блок» вместе с лежащим на его юго-восточном простирании Лебяжинско-Кейвским синклиналием. В этом синклиналии осадочные и вулканогенные толщи орогенной стадии почти не получили развития, если не считать кейвской серии,

предположительно причисляемой некоторыми исследователями [8] к среднепротерозойским образованиям, но зато довольно широко развиты в краевых и внутренних разломах орогенные и субплатформенные интрузии основного, ультраосновного, диорит-гранитного, щелочно-гранитного составов, а в зонах палеозойской активизации находятся многофазные гипербазит-щелочно-карбонатитовые — каледонские и нефелин-сиснитовые — герцинские интрузии.

На Центрально-Карельском антиклинорном поднятии подобных интрузивных комплексов нет, но зато здесь широко распространены наложенные приразломные структуры типа грабен, грабен-синклиналей и мульдообразных депрессий, частью унаследовавшие ориентировку более ранних лопийско-сумийских структур. Они выполнены ятулийскими, суйсарскими и вепскими осадочными, осадочно-вулканогенными и (или) вулканическими образованиями. Некоторые из них (Панаярви-Куолаярвинская, Летнереченская и Ветреного пояса), расположенные в зоне сочленения Беломорского срединного массива с раннекарельским подвижным поясом, могут рассматриваться как краевые прогибы протомиегосинклинального характера, свойственные орогенной стадии стабилизации древних платформ. От типичных миегосинклиналей фанерозоя они отличаются мощным развитием вулканогенных субвулканических и интрузивных комплексов, главным образом основного и гипербазитового состава; что же касается осадочных толщ, то последние здесь представлены мелководными терригенными отложениями, которые присутствуют в резко подчиненном развитии.

Аналогичные, но более крупные по размеру приразломные краевые грабен-синклинальные структуры — Печенгская и Варзугская трансформируют северо-восточную зону сочленения Беломорского срединного массива с карелидами Кольского полуострова. К этой Беломорско-Кольской зоне глубинного разлома приурочены наиболее мощные (6—8 км) толщи вулканитов, главным образом ятулийско-суйсарского возраста, а также некоторые дифференцированные гипербазит-габброндные интрузии и щелочные граниты. Сам Беломорский массив, клинообразно выступающий между Карельской и Кольской зонами карелид, после интенсивной тектоно-ультраметаморфической активизации на протомиегосинклинальном этапе структурного развития Балтийского щита к началу рассматриваемой орогенной стадии этапа стабилизации был в основном уже консолидирован. Но в его пределах и на этой стадии возникали отдельные, секущие складчатую структуру беломорид, зоны расщепления с явлениями диафореза в них (низкотемпературная амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации), местами со складчатыми деформациями, анатексисом и пегматитообразованием на рубеже 1900—1800 млн. лет.

За пределами Балтийского щита в других районах Восточно-Европейской платформы, в частности на Русской плите и на Украинском щите, структурная дифференциация коры на орогенной

стадии не столь разнотипна. Пока не ясно — является ли это, для плиты в частности, следствием ее геотектонических особенностей или объясняется слабой изученностью, т. к. мощный осадочный чехол исключает непосредственные геологические наблюдения.

Все современные геологические карты докембрийского фундамента Русской плиты [33, 87, 109, 147 и др.] получены путем интерпретации геофизических, главным образом магнитометрических, данных, дополняемых в некоторых участках петрографическим изучением керна скважин, достигших кристаллического цоколя. При этом оказывается возможным более или менее достоверно выделять лишь два типа структур: а) изометрические, овальные, округлые, удлинённые и т. п. срединные массивы, сложенные чарнокит-мигматитами, пироксеновыми гранулитами и разнообразными гранитоидами архея и нижнего протерозоя и б) обрамляющие их линейно-складчатые системы карелид и свекофеннид — саксаганид, с многочисленными согласными магнитными телами (ультрабазиты, джеспилиты). В отдельных хорошо разбуренных участках в этих системах устанавливаются структуры внутренних поднятий — например Воронежский массив и Обоянский гнейсо-гранитоидный блок, ограничивающие зону КМА с востока и запада. На Украинском щите подобную роль, согласно Г. И. Каляеву [71], играет Кировоградский блок реоморфизованного фундамента, сложенный мигматизированными гнейсами и прорванный гранитоидами кировоградско-житомирского комплекса с возрастом 1900 ± 100 млн. лет, после чего эта структура вступила в стадию консолидации и стала неразрывной частью кристаллического цоколя древней платформы.

Что касается структур типа наложенных грабенообразных тектонических впадин и мульдообразных депрессий, то на Русской плите, ввиду их неразличимости геофизическими методами, они выявлены только в немногих, наиболее густоразбуренных районах, причем среднепротерозойский возраст выполняющих их пород, за редким исключением, определяется условно. К таковым, в частности, относятся следующие толщи: явно синхронная с гранитами рапакви хогландская серия Эстонии, близкая по возрасту павлоцкая толща кварцевых порфиров Латвии, вероятно, житковичская сланцево-метапорфиритовая серия Белоруссии, предположительно, осадочно-вулканогенные толщи (свиты) осколецкой серии, развитые в разобщенных структурах в зоне КМА, и распространенная западнее — на Воронежском поднятии — воронцовская серия.

Все последние комплексы несогласно перекрывают более древние образования, включая железорудную курскую серию, и литологически сходны с ятулийскими породами соответствующего состава (сланцы, песчаники, доломиты, известняки), а их вулканогенные члены, хотя и более разнообразны (кварцевые порфиры, диабазовые и андезитовые порфириты, дациты и соответствующие туфы и туфобрекчии), играют подчиненную роль в строении разрезов.

На Украинском щите к субплатформенным образованиям относятся развитые в его северо-западной части отложения озерянской и белокоровической свит овручской серии и пугачевские кварциты, прорванные рапакиви с возрастом 1760 ± 100 млн. лет. Эти граниты вместе с анортозитами и габброидами образуют крупные, приуроченные к зонам разломов Коростеньский и Новомиргородский многофазные плутоны, которые формационно однотипны с массивами рапакиви других районов Восточно-Европейской платформы (Прибалтика, Южная Карелия) и подобно им свидетельствуют о завершении здесь этапа стабилизации. Не исключена принадлежность к группе субплатформенных интрузивных образований на Украинском щите также щелочных массивов — Октябрьского, Кальчикского, Миусского и др., связанных с глубинными разломами раннедокембрийского фундамента в восточной части Приазовского блока, и, возможно, габбро-диабазов долинского дайкового комплекса, приуроченного к зоне субширотных разломов в Днепровском срединном массиве архея.

Таковы в главных чертах особенности строения и развития Восточно-Европейской платформы на этапе ее стабилизации в раннем докембрии.

Становление древней Сибирской платформы шло иным путем. В отличие от Восточно-Европейской она была кратонизирована в пределах Алданского и Анабарского щитов, а также, по-видимому, в пределах заполненной молодыми траппами обширной Тунгусской синеклизы (сведения о строении ее фундамента крайне неопределенны) еще в архейское время. В раннем протерозое возникли внутренние троговые прогибы и внешние, обрамляющие платформу, подвижные структурно-фациальные пояса протогеосинклинального типа. В среднепротерозойское время породы некоторых внутренних прогибов были дислоцированы, консолидированы и подвергались размыву, в других же, ограниченных подновленными разломами (Кодаро-Удоканский, Верхне-Каларский и др.), продолжалось накопление терригенных толщ (удоканская меденосная серия), имели место явления метаморфизма и гранитообразования, усиливавшиеся в бортовых, приразломных частях таких впадин.

Возраст гранитоидов удоканского комплекса, прорывающих породы удоканской серии, и метаморфизм последней по K-Ar и u-Rb датировкам находятся в интервале 2100—1700 млн. лет [38]. В это же время внешние зоны представляли области консолидации нижнепротерозойского фундамента, вошедшие в состав дорифейской платформы к концу среднего протерозоя. В этих краевых структурах, испытывающих общее поднятие, со стратиграфическим несогласием отлагались субплатформенные вулканогенно-осадочные толщи. Так, в восточной части Алданского щита в Батомгской зоне сложностроенные глубокометаморфизованные образования чумиканской и батомгской серий (AR и PR₁) перекрываются спокойно лежащими породами улканского вулканоплутонического комплекса (молассонды, туфы, различные эф-

фузивы, гранитоиды, сенинты, щелочные граниты), возраст которого датируется цифрой 1840 млн. лет, полученной по циркону из кварцевых порфиров. В Олекминской зоне, расположенной западнее, возрастным и формационным аналогом этих пород являются отложения кебактинской свиты, сложенной пестроцветными молассоидами с прослоями кислых эффузивов. Наконец, в Байкальской складчатой области, в прилежащей к платформе Чуйской краевой зоне, на складчатых метаморфитах сарминской серии (древнее 2120 ± 60 млн. лет по Rb-Sr изохронному методу) с разрывом залегают породы акитканского осадочно-вулканогенного комплекса. В его составе в подчиненном количестве присутствуют пестроцветные молассоподобные осадки; главную роль играют вулканиты среднего, кислого и субщелочного состава (кварцевые порфиры, фельзиты, трахидациты, андезиты, диабазы), с которыми взаимосвязаны гранитоиды ирельского комплекса — граносенинты, гранодиориты, граниты и, возможно, рапакиви байкальского (приморского) комплекса [100].

Нижняя радиохронометрическая граница акитканского комплекса, как отмечалось, не может быть древнее 2120 ± 60 млн. лет, а ее верхний возрастный уровень по Rb-Sr изохроне, полученной для эффузивов хибиленской свиты, завершающей разрез, определяется цифрой 1620 ± 40 млн. лет [38]. Геологическим репером среднепротерозойского возраста всех названных выше толщ окраинных зон Сибирской платформы служат верхнепротерозойские отложения, отмечающие начало формирования ее платформенного чехла. По особенностям структурного положения, общему характеру состава и изотопно-возрастным данным удоканская серия, по-видимому, может сопоставляться с ятулийскими образованиями Карелии, а акитканский вулканический комплекс и его аналоги в других краевых зонах — с хогландием Восточно-Европейской платформы.

Заканчивая краткую характеристику структурно-геологических особенностей древних платформ СССР на этапе их стабилизации, еще раз отметим, что наиболее типичные, сосуществующие структуры, предопределяющие формационную принадлежность свойственных этому этапу магматических образований, следующие: а) относительно рано стабилизированные антиклинорно-глыбовые внутренние поднятия в протогеосинклинальных зонах; б) наложенные тектонические грабеноподобные и мульдообразные депрессии, связанные с разномно-глыбовой кинематикой орогенной стадии; в) краевые прогибы в зонах сочленения стабилизирующихся подвижных поясов со срединными массивами (Восточно-Европейская платформа) или развитые по периферии древней платформенной структуры в зоне, пограничной с прилежащими более молодыми складчатыми поясами (Сибирская платформа); г) срединные массивы, завершающие свою консолидацию на орогенной стадии; д) системы разломов различной глубинности заложения, контролирующие локализацию разнообразных вулканогенных и интрузивных комплексов пород как на орогенной, так и, в особен-

ности, на субплатформенной стадии, когда все перечисленные выше структуры уже консолидированы.

Что касается остаточных прогибов, продолжающих активную тектоно-магматическую жизнь почти до конца этапа стабилизации древних платформ, то эти структуры по особенностям геотектонического режима не относятся к рассматриваемой группе.

Магматическая деятельность в период становления Восточно-Европейской и Сибирской платформ проявлялась в разных формах и в различных геологических и геотектонических условиях, зависящих от характера формирующихся на этом этапе структур. Важнейшей особенностью орогенного и субплатформенного магматизма является отсутствие ультраметагенных комплексов и формаций; кроме того, вследствие структурной неоднородности стабилизирующихся платформ, в разных их частях более или менее одновременно возникали магматические комплексы различных формационных типов. Например, в орогенных наложенных структурах формировались вулканогенные комплексы, а в связи с глубинными разломами в соседних поднятиях почти тогда же образовывались дифференцированные гипербазит-габброндные интрузии. По этой причине относительная последовательность формирования ряда комплексов и формаций, пространственно разобщенных, во многих случаях не может быть строго установлено.

Анализ геологических черт, структурно-тектонической локализации и вещественного состава орогенных и субплатформенных магматических образований Восточно-Европейской и Сибирской платформ позволил выделить следующие типы формации магматических пород.

1. Производные основной и ультраосновной магм: андезит-базальтовая, субщелочно-базальтовая, пикрит-базальтовая, габбро-гипербазитовая, долерит-диабазовая, перидотит-габбро-норитовая (дифференцированная) и щелочно-габброидная (многофазная).

2. Связанные с магматическими расплавами среднего и кислого состава: трахиандезитовая трахилипаритовая, липаритовая, сиенит-гранодиоритовая, граносиенит-гранитная, гранит-гранофировая и многофазные — щелочно-гранитная, гранитоидов пестрого состава (ассоциация) и анортозит-рапакиви-гранитная.

Указанные вулканогенные формации развиты как в самостоятельных структурах, так и совместно друг с другом, образуя в пределах длительно формирувавшихся крупных структур геологически единые, мощные осадочно-вулканогенные толщи.

ГЛАВА II

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ФОРМАЦИИ ОРОГЕННОЙ СТАДИИ

Основные вулканы ятулия и суйсария Карелии

ЯТУЛИЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Среднепротерозойские — ятулийские образования Карелии имеют длительную историю изучения, берущую начало в 19 в. (В. Т. Севергин, Г. П. Гельмерсен, А. А. Иностранцев, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, И. И. Седерхольм). В послевоенные годы большой вклад в изучение геологии и магматизма ятулия внесли работы Л. Я. Харитоновой, М. А. Гиляровой, К. О. Кратца, О. А. Рийконен, В. А. Соколова, В. З. Негруцы, Т. Ф. Негруцы, А. П. Светова, В. Д. Слюсарева и В. С. Куликова, А. В. Пекурова, К. И. Хейсканена и многих других геологов.

Накопленный большой фактический материал свидетельствует, что среди ятулийских терригенно-обломочных отложений широко распространены эффузивные, пирокластические, субвулканические, интрузивные и вулканогенно-осадочные породы основного состава, образующие единый ятулийский вулканический комплекс.

Переслаиваясь с различными осадками, вулканогенные образования занимают среди них устойчивое стратиграфическое положение в кровле нижнего, среднего и верхнего ятулия, претерпевают неглубокие метаморфические преобразования и совместные деформации в связи с глыбовыми движениями кристаллического фундамента.

Нижняя возрастная граница ятулийских отложений геологически точно датируется несогласным залеганием их на всех более древних образованиях. В основании нижнего ятулия во многих районах установлены базальные образования, представленные продуктами коры химического выветривания и элювиальными брекчиями эпохи пенепленизации доятулийского фундамента.

Верхняя возрастная граница ятулия фиксируется согласным залеганием на ятулийских толщах вулканогенных пород суйсарского отдела среднего протерозоя. Радиологический возраст ятулийских образований, по-видимому, не моложе 2180 ± 30 млн. лет, чему отвечает Rb-Sr датировка диабазов, прорывающих ятулийские кварциты, а время метаморфизма пород сегозерской серии ятулия датируется U-Th-Rb изохроной 1750 ± 75 млн. лет [37].

Раннеятулийские вулканогенные образования, залегающие в верхней части нижнего ятулия, распространены преимущественно в Центральной и Южной Карелии в преде-

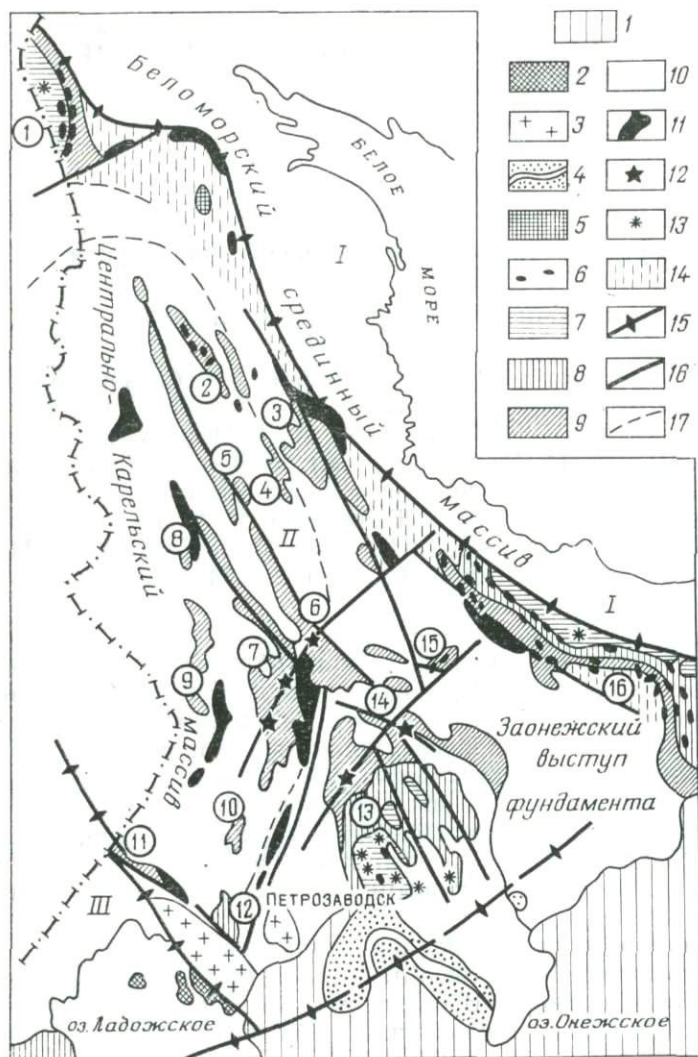


Рис. 1. Схема размещения на территории Карелии терригенных, вулканических и интрузивных комплексов среднего протерозоя.

Геоблоки: I — Беломорский, II — Карельский, III — Свекофенский. Комплексы пород: 1 — осадочные палеозойские толщи чехла Русской плиты; 2 — вулканиты и силлы габбро-диабазов самгинского комплекса (средний рифей); 3 — рапакиви; 4 — кварцито-песчаники венсия (петрозаводская — шокшинская свиты) и (без крапа) западно-онежский силл габбро-дolerитов; 5 — Ельтозерский щелочно-габбронный многофазный массив; 6 — габбро-типербазитовые и гипербазитовые массивы ятулия и суйсария (нерасчлененные); 7 — суйсарский вулканический комплекс; 8 — заонежско-лижемский вулканический комплекс; 9 — ятулийские терригенные и вулканогенные образования; 10 — гнейсо-граниты и мигматитизированные гнейсы фундамента карелид и беломорского комплекса (нерасчлененные — архей и нижний протерозой), 11 — метаморфизованные толщи супракрустальных пород дония и сумия; 12 — эруптивные центры ятулия; 13 — стратовулканы суйсария; 14 — blastomylonites зоны сочленения беломорид и карелид; 15 — зоны глубинных разломов между геоблоками коры разной мощности; 16 — наиболее крупные разломы фундамента карелид; 17 — граница Центрально-Карельского массива («Ятулийского материка»). Наложенные структуры (номера в кружках): 1 — Панаярви-Куоляярвинская; 2 — Гайкольская;

дах конседиментационных наложенных тектонических структур (рис. 1). В Елмозерско-Сегозерской структуре они представлены одним диабазовым лавовым потоком, имеющим в районе Сегозера максимальную мощность до 60 м. В Янгозерско-Селецко-Маслозерской впадине диабазы образуют от одного (Маслозеро) до трех (Янгозеро) лавовых покровов с суммарной мощностью 82 м.

Весьма широко раннеятулийские эффузивные породы распространены на территории Северного Прионежья в районе г. Медвежьегорска и его окрестностей, где лавовая толща состоит из 4 покровов и имеет мощность 54 м. Здесь устанавливается эруптивный центр, в стороны от которого наблюдается растекание лав в разных направлениях с уменьшением мощности лавовой толщи за счет выклинивания некоторых потоков. На востоке, в районе г. Повенца, лавы имеют мощность около 10 м, а к западу от Медвежьегорска, в пределах Кумсинской структуры, лавовая толща состоит из двух потоков с выдержанной мощностью около 40—45 м.

В Западном Прионежье, в районе д. Святнаволок, д. Койкары, пос. Гирвас, установлены один-два покрова диабазов с максимальной мощностью 68 м, причем подводящий магму канал находился в районе пос. Гирвас. Очевидно, данная территория являлась самостоятельной вулканической зоной.

В Центральной Карелии раннеятулийские эффузивные породы установлены [111] в Южно-Выгозерском синклинии, где залегающие на кварцито-песчаниках и песчаниках диабазы слагают несколько лавовых потоков с общей мощностью свыше 80 м.

В Восточной Карелии один-два маломощных потока миндалекаменных диабазов мощностью от 7—12 м до 20—23 м, залегающие на пачке тонкослоистых туфов и кремнистых хемогенных вулканогенно-осадочных сланцев (силицитов), прослеживаются вдоль западного крыла Лехтинской структуры.

Обширное поле раннеятулийских лавовых покровов сложенных мелкозернистыми, иногда порфирированными диабазами находится в Северной Карелии в районе озер Панаярви — Ниваярви. По данным Л. П. Галдобинной, В. А. Соколова и др. [127], лавовая толща состоит из 4-х переслаивающихся с туфами и туффитами покровов общей мощностью 220 м.

Таким образом, раннеятулийская фаза вулканизма, проявленная с различной напряженностью, привела к формированию в целом маломощных лавовых полей в пределах нескольких пространственно разобщенных вулканических зон. Анализ разрезав вулканогенных пород в эпицентрах вулканизма этих зон свидетельствует о спокойных, существенно трещинных излияниях ба-

3 — Летнереченская (или Лехтинская); 4 — Компаковская; 5 — Чирка-Кемская; 6 — Елмозерско-Сегозерская; 7 — Янгозерско-Селецко-Маслозерская; 8 — Большезерская; 9 — Лубо-Салминская; 10 — Суоярвинская; 11 — Янисярвинская; 12 — Туломозерская; 13 — Онежская мульда; 14 — Кумсинская; 15 — Южно-Выгозерская; 16 — Ветреного пояса (краевой прогиб)

зальтовых магм с низким коэффициентом эксплозивности (КЭ), не превышающем 6%.

Все сформированные в течение нижнеятулийской фазы вулканизма породы вещественно близки. Лавовые потоки сложены мелко-среднезернистыми хлоритизированными и в меньшей степени эпидотизированными диабазами, реже порфиоровидными с редкими вкрапленниками альбита и обыкновенной роговой обманки. Они обладают микродиабазовой, апоинтерсертальной или спилитовой структурой. Кроме альбита и роговой обманки в их составе участвуют эпидот, хлорит, актинолит. Редкая рудная вкрапленность представлена магнетитом и титаномагнетитом. Миндалекаменные диабазы кровли потоков отличаются обилием кварцевых, кварц-кальцитовых, кальцитовых, хлорит-кварцевых миндалин, иногда содержат медносульфидную вкрапленность и обычно наиболее сильно хлоритизированы.

Связанные с эффузивами пирокластические породы представлены существенно лито-витрокластическими туфами, реже кристаллокластическими разновидностями туфов. С горизонтами туфов и туффитов тесно сопряжены линзы и маломощные прослои кремнистых вулканогенно-осадочных пород, которые рассматриваются как хемогенные образования. Площади распространения пирокластических и хемогенных пород повсеместно тяготеют к эпицентрам вулканической деятельности.

Комагматические с эффузивами интрузивные породы для нижнего ятулия достоверно не установлены.

Среднеятулийские вулканогенные образования по сравнению с раннеятулийскими распространены более широко.

В Центральной Карелии полные разрезы эффузивных пород и связанных с ними пирокластических, вулканогенно-осадочных и интрузивных образований известны в пределах Елмозерско-Сегозерской (рис. 2) и Маслозерско-Селецко-Янгозерской структур (рис. 3).

В Елмозерско-Сегозерской структуре наибольшая мощность вулканогенных пород (360 м) установлена в районе оз. Энингиламби (разрез V на рис. 2), где лавовая толща состоит не менее чем из 12 потоков и покровов, переслаивающихся с пачками лито-витрокластических туфов и с линзами хемогенных вулканогенно-осадочных кремнистых сланцев — силицитов и кремнисто-карбонатных пород — травертинов. Несколько южнее этого разреза, в районе Орчень-губы оз. Сегозера, обнаружен подводный канал, сложенный среднезернистыми массивными трещиноватыми габбро-диабазами с трахитоидной ориентировкой лейст плагиоклаза в эндоконтактной зоне. В северо-западном и юго-восточном направлениях от оз. Энингиламби количество лавовых потоков сокращается с одновременным уменьшением их общей мощности.

В Маслозерско-Селецко-Янгозерской структуре (см. рис. 3) излившиеся основные породы образуют две зоны: северную, узкую — Селецко-Маслозерскую и южную, широкую — Янгозерско-Чинозер-

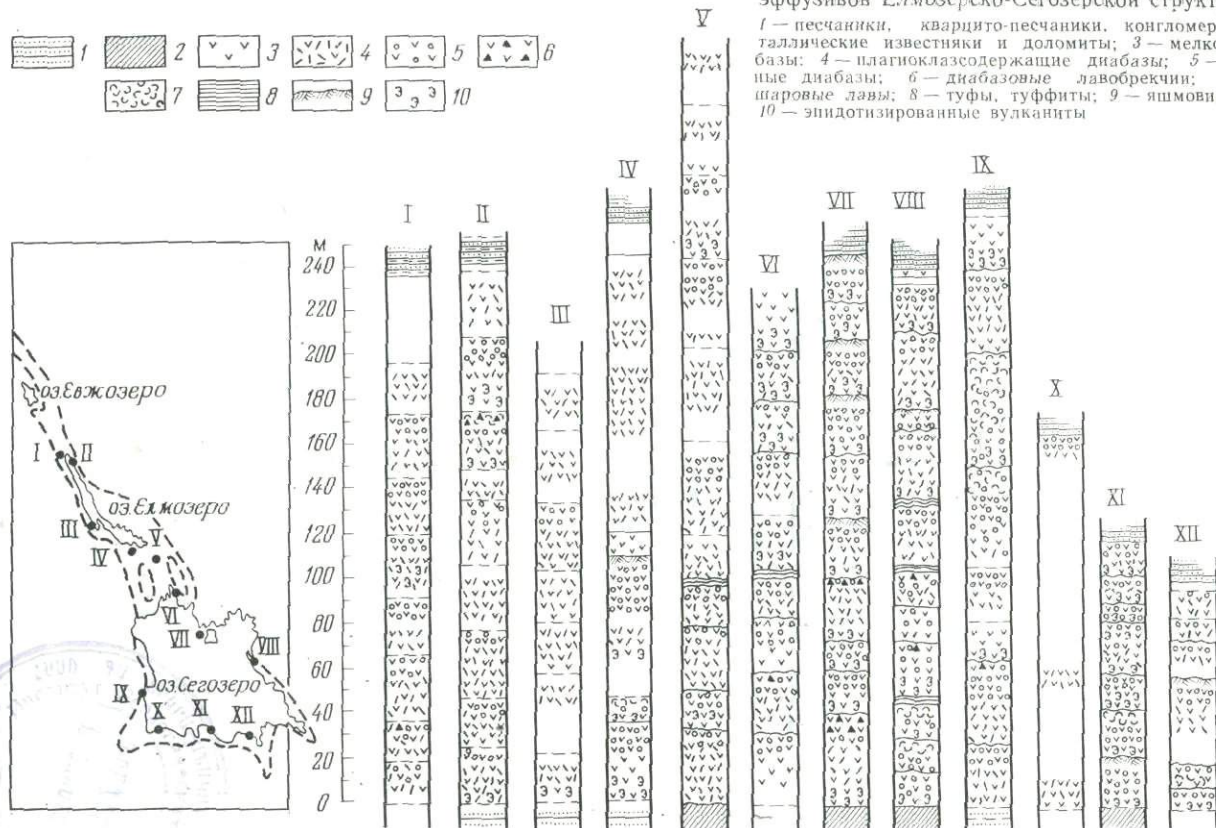


Рис. 2. Сводные колонки разрезов среднетулийских эффузивов Елмозерско-Сегозерской структуры.

1 — песчаники, кварцито-песчаники, конгломераты; 2 — кристаллические известняки и доломиты; 3 — мелкозернистые диабазы; 4 — плагиоклазосодержащие диабазы; 5 — мндалекаменные диабазы; 6 — диабазовые лавобрекчи; 7 — диабазовые шаровые лавы; 8 — туфы, туффиты; 9 — яшмовидные силициты; 10 — эпидотизированные вулканиты.

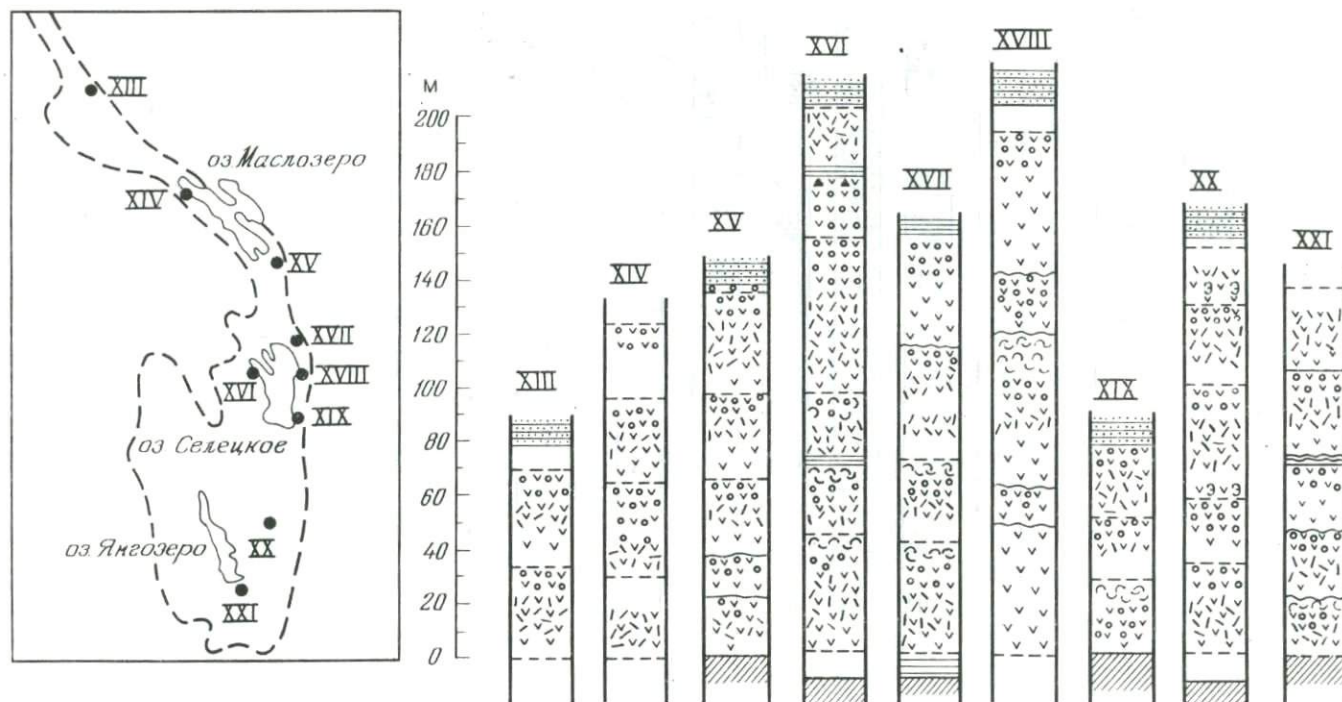


Рис. 3. Сводные колонки разрезов среднетульских эффузивов Маслозерско-Селецко-Янгозерской структуры.
Усл. знаки см. на рис. 2

скую, которые, по-видимому, выполнены продуктами извержений самостоятельных вулканических аппаратов. Наиболее полный разрез эффузивных пород в Селецко-Маслозерской зоне установлен на западном берегу оз. Хизьярви (разрез XVI), где лавовая толща состоит из 6 лавовых покровов и имеет мощность 200 м. К югу и северу происходит сокращение мощности вулканогенных пород и уменьшение числа покровов до 2—3.

В пределах Янгозерско-Чинозерской зоны, еще слабо изученной, вулканогенные породы выполняют центральные части нескольких брахиформных складок. В разрезах XX и XXI, расположенных восточнее оз. Янгозеро (см. рис. 3), где предполагается вулканический аппарат, установлено по 5 лавовых потоков общей мощностью около 150 м, число которых в северном направлении постепенно убывает с уменьшением мощности, а в районе р. Ломчезерки лавы в разрезе исчезают.

В районе г. Медвежьегорска и долины р. Кумсы среднеятулийская лавовая толща состоит из 9 переслаивающихся покровов с общей мощностью 250 м.

В Западном Прионежье, в районе пос. Гирвас, диабазы имеют максимальную мощность 270 м и образуют 9 лавовых покровов, переслаивающихся с пачками туфогенно-осадочных пород. Здесь установлен Гирвасский полигенный вулкан [137] к западу от которого число покровов сокращается до 7, общая мощность снижается до 70 м, а в южном направлении на протяжении 10—12 км эффузивы полностью выклиниваются.

В Восточной Карелии среднеятулийские породы (см. рис. 1) распространены в районе Гайкольской, Лехтинской, Южно-Выгозерской ятулийских структур, а также, по данным В. Д. Слюсарева и В. С. Куликова [141], на западном склоне хр. Ветренный пояс, в районе оз. Кожозеро. В ряде разрезов Лехтинской и Гайкольской структур общая мощность вулканитов составляет не менее 350 м.

В Северной Карелии в Панаярви-Куоляярвинской структуре, по данным В. С. Куликова [141], насчитывается не менее 15 лавовых потоков и покровов с общей мощностью более 240 метров.

Эффузивные породы среднего ятулия Карелии имеют близкий вещественный состав. Они представлены: диабазами, плагиоклаз-роговообманковыми порфиритами и их миндалекаменными, брекчированными и шаровыми разновидностями. Все они состоят из лейст плагиоклаза ($Ап_{0-22}$), тонкошестоватых кристаллов обыкновенной роговой обманки и основной стекловатой массы, полностью замещенной хлоритом, биотитом и эпидотом. В небольшом количестве встречаются апатит, циркон, постоянно присутствует магнетит, иногда титаномagnetит, пирит, халькопирит, реже борнит и халькозин. От нижнеятулийских пород диабазы среднего ятулия отличаются наличием вкрапленников роговой обманки, большей степенью хлоритизации и особенно эпидотизации, а также повышенными содержаниями сульфидов меди.

Присутствующие среди эффузивов силлы субвулканических габбро-диабазов характеризуются полнокристаллическим сложением, офитовой, габбро-офитовой, гипидиоморфнозернистой структурами. По минеральному составу они близки к излившимся диабазам.

Строение разрезов вулканитов среднего ятулия свидетельствует о том, что лавовые излияния в большинстве случаев носили спокойный, вероятно трещинный, характер. Эруптивная деятельность вулканов центрального типа в Сегозерской и Гирвасской вулканических зонах имела четко выраженную стадийность, которая заключалась в последовательном проявлении начальной (подготовительной) стадии извержений, характеризующейся выбросом небольшого количества пеплового материала, главной (кульминационной) стадии — с излияниями нескольких лавовых потоков и заключительной стадии, в течение которой проходила послевулканическая фумарольно-гидросольфатарная деятельность. Одновременно с формированием среднеятулийского лавового плато в Центральной Карелии, площадь которого достигала 17 тыс. км², в различных частях Карельского седиментационного бассейна формировались вулканогенно-осадочные отложения. На флангах лавовых полей в результате совместного осаждения вулканогенного железистого материала и глинистого терригенного происходило накопление пластов и линз гематитовых рудных сланцев.

Позднеятулийские эффузивные породы развиты весьма ограниченно — в районе оз. Пальеозера и в Западном Прионежье.

На первом участке лавовая толща включает 17 покровов диабазов с общей мощностью 65 м. Потоки нижней части разреза имеют массивное сложение, а залегающие выше — отличаются текстурной дифференциацией: в основании они массивные, в середине и кровле брекчированы, в ряде случаев полностью слагаются лавобрекчиями

Общей особенностью вулканитов является достаточно сильная эпидотизация и хлоритизация основной массы, состоящей из плагиоклаз-роговообманкового агрегата; наличие эпидотовых кайм вокруг обломков в лавобрекчиях, а также широкое развитие в них альбит-эпидот-турмалиновых гнезд, содержащих пирит-халькопиритовую вкрапленность.

С эффузивами сопряжены три субвулканических пластовых силла габбро-диабазов; один мощностью 80 м (прослежен на 32 км) и два — от 20 до 30 м; два первых залегают среди карбонатных пород, а третий — непосредственно в подошве верхнего ятулия. Мощный силл дифференцирован — в нижней части он сложен мелкозернистыми габбро-диабазами, постепенно переходящими выше по разрезу в средне- и крупнозернистые меланократовые габбро-диабазы с титаномагнетитовым горизонтом мощностью от 3 до 14 м. Эти габбро-диабазы в свою очередь постепенно сменяются лейкократовыми. В кровле силла наблюдается мелкозернистая зона закалки.

Формирование силлов габбро-диабазов и лавовой толщи в этом районе контролировалось единой зоной разлома северо-западного простирания, проходящего от северного конца берега оз. Пальезеро в сторону пос. Гирвас.

Аналогичные по составу и строению верхнеятулийские силлы габбро-диабазов известны в районе оз. Янгозеро, оз. Селецкого, в долине р. Кумсы.

Наиболее полно верхнеятулийские вулканы и интрузивные габбро-диабазы развиты в Западном Прионежье в полосе озер Пертозеро — Кончозеро — Укшозеро, в окрестностях г. Кондопоги и на берегах Кондопожского и Уницкого заливов Онежского озера.

Часть пород комплекса была включена Ф. Ю. Левинсон-Лессингом [88] в состав Олонецкой диабазовой формации, но позднее, на основании детального изучения разрезов и вещественного состава пород геологами СЗТУ и Карельского филиала АН СССР [30, 127, 137 и др.], верхнеятулийские магматические образования были объединены в «заонежско-лижемский вулканический комплекс». Он расчленяется на три части. Нижняя часть мощностью 50—75 м складывается преимущественно маломощными потоками и покровами (от двух до шести) массивных, шаровых и шарово-подушечных диабазов, переслаивающихся в ряде случаев с тонкими прослоями шунгитсодержащих алевролитов и туффилов. Ориентировка текстур некоторых потоков свидетельствует о растекании лав в юго-западном и южном направлениях от вулканического центра.

Среднюю часть разреза комплекса слагают многочисленные потоки и покровы средне- и крупнозернистых пироксен-плагиоклазовых диабазов. В районе г. Кондопоги насчитывается 16 потоков с общей мощностью 230 м, на северном побережье зал. Черга — 11 покровов мощностью по 20—25 м каждый, на о. Большой Леликовский — 19 покровов (суммарно 290 м). Общей характерной особенностью эффузивов является миндалекаменная текстура. В хорошо обнаженном разрезе о. Большой Леликовский среди преобладающих среднезернистых диабазов и лито-витрокластических туфов, переслаивающихся с шунгитсодержащими кремнистыми сланцами и алевролитами, присутствуют потоки с шаровыми лавами и лавобрекчиями в кровле, ориентировка движения которых к юго-востоку позволяет предполагать наличие в этом районе центра излияний.

Верхнюю часть разреза заонежско-лижемского вулканического комплекса вновь слагают маломощные потоки и покровы мелкозернистых диабазов, часто содержащих шаровые и подушечные текстуры в кровле. Максимальное их число наблюдается в окрестностях г. Кондопоги, где в неполном разрезе зафиксировано 7 покровов общей мощностью до 145 м; в южном направлении число их убывает вначале до 4-х (50 м), а затем до двух (18 м).

На остальной территории Западного Прионежья мелкозернистые диабазы верхней части разреза лавовой толщи представлены

одним-двумя потоками очень малой мощности (первые метры) шаровых и подушечных лав; отмечается присутствие незначительных количеств пирокластического материала.

Интрузивные комагматические образования в составе заонежско-лижемского вулканического комплекса представлены большим числом пластовых и пластово-секущих силлов габбро-диабазов, являющихся субвулканическими телами. Они залегают на разных стратиграфических уровнях и наиболее широко распространены в полосе Пертозеро — Кончозеро — Мунозеро, а также на территории всего Заонежского полуострова. Габбро-диабазы озерного участка вещественно близки между собой, хотя и отличаются некоторыми петрографическими чертами (например, в одном присутствуют пойкилопорфиробласты пироксена, в другом — крупные кристаллы плагиоклаза и т. д.), устойчиво сохраняющимися на всем протяжении залежей, прослеженных на несколько десятков километров.

Исключительно однородный по составу и текстурным особенностям силл полнокристаллических пойкилоофитовых пироксен-плагиоклазовых габбро-диабазов прослеживается на протяжении более 45 км в районе Уницкого залива в крыльях Викшеозерской синклинали. Он имеет выдержанную мощность 35—40 м и занимает площадь около 1000—1200 км².

Для эффузивов типичны миндалекаменные, шлаковые, брекчиевидные, шаровые текстуры и общность вещественного состава пород.

Мелкозернистые диабазы нижней и верхней части разреза лавовой толщи в первично-стекловатой, интенсивно хлоритизированной и частично амфиболитизированной основной массе содержат мелкие выделения альбита и авгита, лишь иногда образующих порфиоровые относительно крупные вкрапленники. Оба минерала подвергаются хлоритизации и амфиболитизации. Обычны в диабазах рассеянные обособления магнетита и пирита. В диабазах нижней части лавовой толщи местами отмечается сильная эпидотизация основной массы и образование прожилков и гнезд эпидота, а мелкозернистые диабазы верхней части разреза в ряде случаев обогащены гематитом.

Среднезернистые диабазы из средней части разреза лавовой толщи отличаются хорошей раскристаллизацией основной массы, которая состоит из удлиненных или таблитчатой формы кристаллов альбита и ксеноморфных зерен авгита, иногда зональных и более крупных по размеру. Здесь также имеет место частичная хлоритизация и актинолитизация породы.

Габбро-диабазы силлов отличаются от эффузивов только по структурно-текстурным признакам, а между собой различаются количественными соотношениями плагиоклаза и пироксена. В более меланократовых по составу силлах они имеют габбро-офитовую, офитовую, пойкилоофитовую структуры. Плагиоклаз представлен альбитом, заключенным в крупных (1—3 см) ксеноморфных зернах авгита. Крупнозернистые и пегматоидные лейкократо-

выс разновидности габбро-диабазов характерны наличием участков, зон и шлиров альбититов. Рудная вкрапленность в них представлена титаномагнетитом, пиритом, халькопиритом, иногда халькозинном; акцессорные минералы — апатит и циркон. Хлоритизация, амфиболитизация, эпидотитизация и гематитизация проявлены в габбро-диабазе слабее, чем в эффузивах.

В петрохимическом отношении вулканы раннего и среднего ятулия обнаруживают достаточно очевидное сходство, как это следует из табл. 1 и положения фигуративных точек анализированных пород в координатах системы $Ol - CPx - Pl - Q$ на рис. 4, на котором положение изоденс обоих комплексов на проекции «вид прямо» практически совпадает, а на других проекциях видно лишь некоторое смещение составов раннеятулийских вулканитов в сторону недосыщенных SiO_2 пород (с нормативным нефелином).

Средневзвешенный состав ятулийских вулканитов и субвулканических пород всех трех фаз, который, как считает А. П. Светов [137], может быть принят за состав родоначальной магмы, ближе всего к составу платобазальта (см. табл. 1, ан. 9).

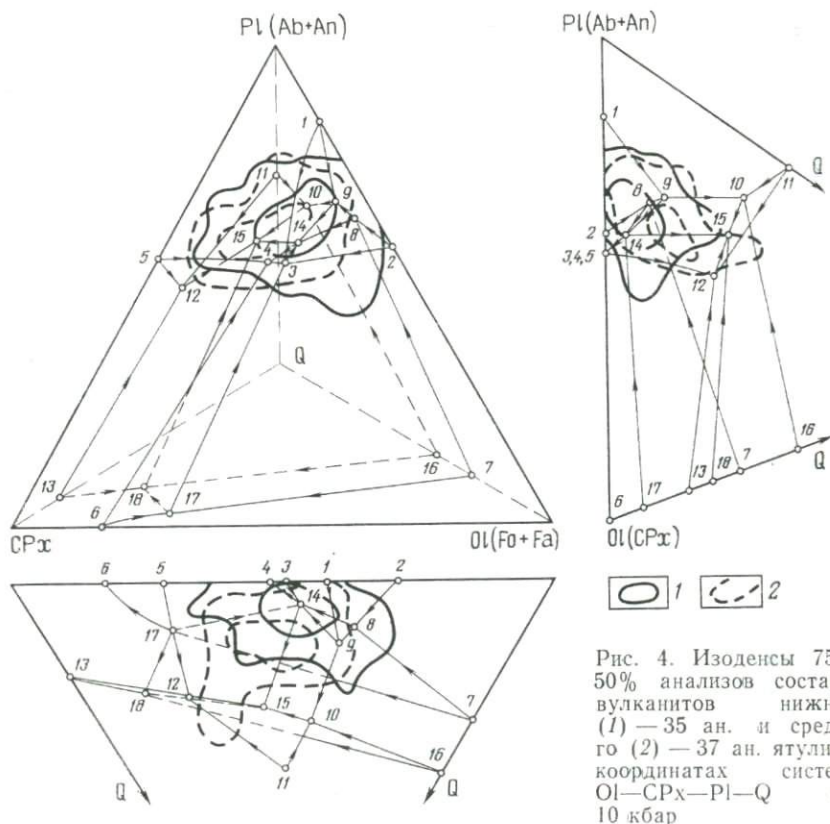


Рис. 4. Изоденсы 75 и 50% анализом составов вулканитов нижнего (1) — 35 ан. и среднего (2) — 37 ан. ятулия в координатах системы $Ol - CPx - Pl - Q$ при 10 кбар

Таблица 1

Химический состав пород ятулийского вулканического комплекса
(во всех таблицах в числителе — анализы, крайние по содержанию SiO_2 ;
в знаменателе — среднеарифметическое содержание)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	41,45—54,02 50,86	39,58—53,30 49,10	43,06—53,71 50,63	44,44—55,08 51,23	41,22—54,79 49,51	36,62—54,84 48,56	46,38—49,6 47,60	48,64	48,80
TiO_2	1,06—1,53 1,54	2,03—0,99 1,25	1,20—1,13 1,72	2,00—1,19 1,84	2,50—1,35 2,41	8,40—2,44 3,05	2,52—2,61 2,65	1,32	2,19
Al_2O_3	17,80—10,98 13,35	17,19—11,78 13,42	15,04—12,35 13,26	13,24—14,69 13,58	10,43—12,60 12,52	9,37—11,35 12,13	12,09—12,45 13,88	13,96	13,98
Fe_2O_3	1,62—4,39 5,60	6,45—1,94 3,82	2,78—8,14 2,57	8,84—5,03 6,14	24,23—9,06 9,58	7,07—2,46 6,79	11,51—9,44 6,31	7,12	3,59
FeO	5,83—8,31 7,79	11,56—9,84 9,05	9,97—2,90 8,40	9,07—3,72 6,42	8,61—7,83 8,55	23,64—15,11 9,75	6,29—7,01 11,49	6,20	9,78
MnO	0,17—0,24 0,21	0,17—0,15 0,18	0,23—0,14 0,17	0,17—0,22 0,14	0,18—0,10 0,14	0,14—0,17 0,12	0,37—0,30 0,20	0,17	0,17
MgO	6,37—7,98 5,64	6,56—9,09 8,42	7,47—5,07 7,59	10,29—4,32 7,02	1,60—1,10 4,04	2,81—1,46 5,24	5,65—3,89 4,26	7,95	6,70
CaO	10,59—6,43 8,45	9,74—6,88 6,91	6,34—14,3 9,14	1,88—6,67 4,42	3,42—6,50 6,43	5,07—4,78 6,83	9,85—8,97 7,99	6,72	9,38
Na_2O	4,92—1,45 2,71	1,25—3,60 3,12	4,04—0,04 2,39	2,72—6,00 4,71	5,60—5,27 4,61	1,59—3,48 4,29	1,51—2,14 3,56	3,86	2,59
K_2O	0,04—0,15 0,45	1,00—0,12 0,30	2,06—0,04 1,01	3,61—0,74 0,93	0,09—0,50 0,41	1,33—1,57 1,06	1,16—0,97 0,58	0,67	0,69
P_2O_5	—0,13 0,12	0,06—0,20 0,10	— 0,13	— 0,18	0,73—0,18 0,22	— 0,31	— 0,22	0,10	0,33
H_2O	0,21—0,17 0,15	0,23—0,20 0,17	0,10—0,45 0,14	0,25—0,10 0,25	0,23—0,20 0,21	0,65—0,15 0,16	—0,85 0,23	0,16	1,80
П. п. п.	9,61—4,47 3,46	3,74—1,99 4,23	7,87—2,27 2,62	4,36—2,07 2,79	1,47—1,08 1,34	3,00—2,00 1,76	3,41—2,59 1,49	3,13	—
Сумма	100,33	100,07	99,77	99,65	99,97	100,05	100,46	100,00	100,00
F	0,69	0,60	0,59	0,64	0,82	0,76	0,81	0,63	0,67
ИК	25,42	34,08	34,56	25,22	14,86	19,31	16,26	30,81	28,69
$\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$	0,63	0,51	0,69	0,33	0,51	0,56	0,58	0,48	0,67
$\text{Na}_2\text{O} (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$	0,86	0,91	0,70	0,84	0,92	0,80	0,86	0,85	0,79
K_M	30,7	39,6	40,9	35,8	18,2	25,0	20,0	38,5	34,00
$F_{\text{общ}}$	50,0	41,74	41,3	42,1	64,2	58,12	65,03	39,76	49,20
<i>a</i>	7,2	7,3	6,8	11,7	10,6	11,1	8,9	9,6	6,84
<i>c</i>	5,7	5,4	5,5	3,1	3,0	2,6	5,0	4,6	6,14
<i>b</i>	26,7	28,7	28,7	25,3	27,9	29,9	29,0	23,3	30,08
<i>Q</i>	0,6	—4,9	1,1	—6,8	—7,3	—12,0	—3,6	—10,8	—5,94
K_0	0,42	0,31	0,24	0,51	0,56	0,42	0,40	0,53	0,28
Количество проб	35	37	29	50	35	37	39	367	—

1—2 — эффузивы Сегозерской зоны, по [137]: 1 — нижнеятулийские, 2 — среднеятулийские; 3 — верхнеятулийские эффузивы заонежско-лижемского комплекса, по В. А. Соколову и др.; 4—5 — габбро-диабазы среднего ятулия, по [137]; 4 — Северо-Сегозерской зоны, 5 — Чинозерской зоны; 6—7 — габбро-диабазы верхнего ятулия, по [137]; 6 — силл «Медные горы», 7 — Койкарский силл; 8 — средневзвешенный состав ятулийского вулканического комплекса, по [137]; 9 — средний состав платобазальтов, по Р. Дэли.
F — коэфф. фракционирования; ИК — индекс кристаллизации; K_M — магнeзиальность; $F_{\text{общ}}$ — железистость; K_0 — коэфф. окисленности железа. F, ИК, K_M , K_0 — рассчитываются по вес. %; $F_{\text{общ}}$ — по мол. %.

Сопоставление данного комплекса со средними составами различных формационных типов фанерозойских пород базальтовой магмы [82] показывает большое сходство с траппами древних платформ и базальтами континентальной оливин-базальтовой формации. От первых его отличает повышенная щелочность, магнезиальность и пониженная известковистость, а от вторых — повышенные титанистость и известковистость.

Приведенные в табл. 1 значения главных числовых характеристик А. Н. Заварицкого (a, c, b, Q) однозначно свидетельствуют о принадлежности всех пород ятулийского вулканического комплекса к известково-щелочной серии. Характерными общими чертами химизма вулканиитов, указывающих на их генетическое родство (комагматичность), являются следующие: 1) стабильность химического состава, выраженная в незначительном колебании содержания главных породообразующих окислов (см. средние значения); 2) принадлежность к классу пород насыщенных или слегка недосыщенных SiO_2 с колебаниями параметра « Q » в пределах от +1,1 до -12,0 (см. табл. 1); 3) низкая окисленность железа (K_0 эффузивов $< 0,5$); 4) резкое преобладание Na над K ; 5) в целом низкий индекс кристаллизации (ИК) при невысоких пределах колебания (от 15 до 35), указывающий на слабую или умеренную степень дифференциации исходной магмы; 6) повышенное (от 1,2 до 3,0%) против нормального для основных пород содержание TiO_2 .

Особенностями субвулканических членов комплекса служат: повышенные по сравнению с эффузивами щелочность, титанистость, степень окисленности железа, пониженные магнезиальность и индекс кристаллизации.

Наряду с отмеченными общими петрохимическими особенностями продукты разных фаз ятулийской вулканической деятельности имеют и свои специфические черты. Так, вулканииты средней фазы (см. табл. 1) в целом (ан. 2) отличаются от своих аналогов ранней фазы (ан. 1) более высокой магнезиальностью, большим индексом кристаллизации, указывающим на относительно большую степень их дифференциации, несколько пониженными титанистостью, железистостью, известковистостью и меньшей величиной коэффициента окисленности железа.

Эффузивы верхнего ятулия (заонежно-лижемский комплекс, ан. 3) по кремнекислотности, известковистости, содержанию закисного железа, Na_2O и отношению $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, очень близки к вулканиитам нижнеятулийской фазы, а по магнезиальности, железистости и величине индекса кристаллизации к эффузивам среднего ятулия, но резко отличаются от тех и других повышенной титанистостью, калиевостью и очень малым коэффициентом окисленности железа (0,24).

В целом эти специфические черты химизма эффузивов разных фаз вулканической деятельности свидетельствуют об антидромной направленности дифференциации родоначальной ятулийской магмы, заключающейся в некотором (хотя и слабо выраженном)

повышении основности лав к концу вулканической деятельности ятулия.

Среднеятулийские габбро-диабазы (ан. 4, 5) характеризуются более кислым составом и пониженной титанистостью, чем верхнеятулийские (ан. 6—7).

Геохимический спектр основных пород ятулия (по данным более 2,5 тыс. полуколичественных и количественных спектральных анализов) определяется тем, что элементы ранних этапов кристаллизации — Ni, Co, V, Cr, Ti — связаны с породами наиболее основного, недифференцированного ряда; элементы средних и конечных этапов кристаллизации — Zr, Ga, Ge — характерны для лейкократовых дифференциатов диабазов; элементы заключительного этапа кристаллизации и поствулканической деятельности — Pb, Cu, Zn, Mo, Ba, Bi и др. — обычно сопровождают медноколчеданное оруденение.

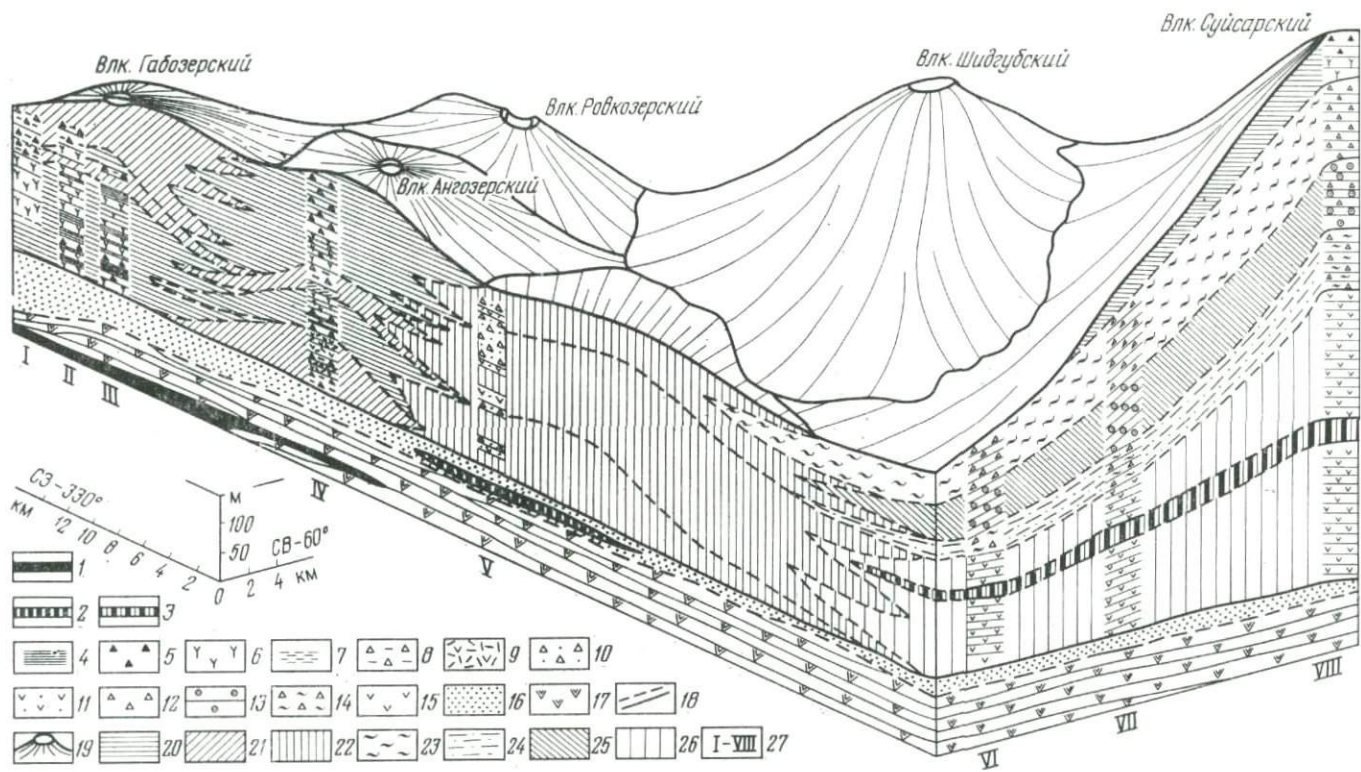
В целом для ятулийского вулканического комплекса Карелии наиболее характерно медное оруденение разных генетических типов, часто в ассоциации со свинцово-цинковой, молибденовой или титаномагнетитовой минерализацией. Кобальто-никелевое и хромитовое оруденение не типично. Ятулийские эффузивные диабазы заражены медью в непосредственной близости к центрам лавовых излияний в покровах, лежащих в подошве лавовой толщи. Наиболее богаты медью силлы габбро-диабазов, в которых содержание этого металла в 2—3 раза выше, чем в эффузивах. Особенно заметна сульфидномедная минерализация в породах жерловой субфации. В силлах и дайках габбро-диабазов часто наблюдается непромышленная вкрапленность титаномагнетита.

СУЙСАРСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

В 1935 г. В. М. Тимофеев в составе карельской формации выделил суйсарский комплекс осадочно-вулканогенных и собственно вулканогенных пород, распространенных в Западном Прионежье в районе озер Кончозеро, Укшозеро, пос. Соломенное, о. Суйсари и его ближайших окрестностей. Он считал этот комплекс завершающим разрез ятулия. В настоящее время суйсарские вулканиды и осадки рассматриваются в региональной схеме стратиграфии протерозоя в качестве самостоятельного отдела — суйсария.

Геологическая и формационная самостоятельность суйсарского комплекса пород, несмотря на его сопряженность с ятулийскими тектоническими депрессиями и вулканидами, определяется в первую очередь более высоким положением в разрезах относительно ятулийских образований, особенностями вещественного состава и рудной специализации.

Главные области развития суйсарских вулканидов и их гипабиссальных комагматов (см. рис. 1) — Онежская мульда и Ветренный пояс; по мнению некоторых геологов (В. С. Куликов), эти



образования присутствуют также в Панаярви-Куолаярвинской структурной зоне.

Основы геолого-петрографической характеристики суйсарского комплекса заложены Ф. Ю. Левинсон-Лессингом [88] и В. М. Тимофеевым [149]. Позднее его изучением много занимались геологи М. А. Гилярова [42, 43] и СЗТГУ (Е. М. Михайлюк, В. В. Яковлева, А. В. Пекуров, В. А. Перевозчикова и др.), а с конца 60-х гг. Карельский филиал АН СССР проводил систематические исследования его литологии и палеовулканологии [70, 80, 127, 141 и др.].

Площадь распространения вулканогенных пород суйсарского комплекса в пределах Онежской структуры представляет собой ряд сопряженных лавово-вулканокластических полей, сложенных продуктами деятельности нескольких вулканов центрального типа. К настоящему времени установлено местоположение и закартированы неки Раткольского, Суйсарского, Мидгубского, Ровкозерского вулканов, определено местоположение Виданского, Ангозерского и Габозерского вулканов и установлены границы распространения пород, связанных с их деятельностью. Все обнаруженные и реконструированные вулканические постройки образуют суйсарскую группу вулканов (рис. 5), которые относятся к исландскому типу; они контролировались узлами пересечения разломов северо-западного и северо-восточного направлений.

Фундаментом вулканов этой группы является базальтовое лавовое плато заонежского вулканического комплекса верхнего ятулия.

Вулканическая деятельность в суйсарии началась здесь одновременно или близким по времени формированием агломератовых туфов плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых базальтов Виданского вулкана, подводными излияниями многочисленных маломощных лавовых потоков и покровов плагиоклаз-пироксеновых и пироксеновых базальтов Суйсарского вулкана и лав пироксеновых базальтов Шидгубского и Ангозерского вулканов. К тому

Рис. 5. Суйсарская группа вулканов (палеовулканологическая реконструкция).

Суйсарский вулканический комплекс: 1 — перидотиты Гомсельского силла; 2 — порфирные базальты Виданского силла; 3 — порфирные базальты Суйсарского силла; 4—5 — туфы пикритовых базальтов (4 — мелкообломочные, 5 — грубообломочные); 6 — лавовые потоки и покровы пикритовых базальтов; 7—8 — туфы плагиоклаз-пироксеновых и пироксеновых порфирных базальтов (7 — мелкообломочные, 8 — грубообломочные); 9 — лавовые потоки и покровы плагиоклаз-пироксеновых и пироксеновых порфирных базальтов; 10 — крупнообломочные туфы пироксен-плагиоклазовых порфирных базальтов; 11 — лавовые потоки и покровы пироксен-плагиоклазовых порфирных базальтов; 12 — крупнообломочные туфы варнолитовых базальтов; 13 — лавовые покровы и потоки варнолитовых базальтов; 14 — крупнообломочные туфы пироксен-плагиоклазовых порфирных базальтов; 15 — лавовые потоки и покровы плагиоклазовых порфирных базальтов. *Заонежский вулканический комплекс:* 16 — туфиты; 17 — миндалекаменные базальты. *Другие знаки:* 18 — границы лавово-пирокластических пакетов суйсарского комплекса; 19 — реставрированные вулканические постройки; 20—26 — лавово-пирокластические пакеты (20 — пикритовые базальты, 21 — плагиоклаз-пироксеновые порфирные базальты, 22 — плагиоклазовые порфирные базальты, 23 — крупнообломочные агглютинативные туфы плагиоклаз-пироксеновых порфирных базальтов, 24 — мелкообломочные туфы плагиоклазовых порфирных базальтов, 25 — варнолитовые базальты, 26 — плагиоклазовые порфирные базальты); 27 — колонки по разрезам (I—III — оз. Гальзеро, IV — оз. Ангозеро, V — оз. Сургубское, VI — ур. Чертов Студ, VII — зал. Ялгуба, VIII — о. Суйсари)

же времени, очевидно, относится начало извержений и Раткольского вулкана. Вероятно, несколько позднее начались излияния потоков и покровов пикритовых базальтов Габозерского и Ровкозерского вулканов, что указывает на перемещение фронта эруптивной деятельности в северо-западном направлении. Одновременно устанавливается, что при общем преобладании в разрезах вулканитов лавовых потоков и туфов (включая агглютинативные туфы) пикритовых базальтов, доля лав и туфов пироксеновых порфиритов сокращается от Ангозерского к Габозерскому и Ровкозерскому вулканическим центрам. В такой же последовательности идет и сокращение общих мощностей вулканогенных пород.

Каждый из вулканов суйсарской группы характеризуется достаточно заметными различиями в динамике вулканической деятельности, в вещественном составе последовательно формирующихся пород, разными фациальными условиями их формирования. Например, Виданский вулкан отличается высоким коэффициентом эксплозивности ($\sim 70\%$) и соответственно резко преобладающим развитием агломератовых туфов плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых базальтов, в то время как Суйсарский вулкан, при коэффициенте эксплозивности около 25% , проявил свою деятельность главным образом в форме многочисленных подводных излияний пироксеновых базальтов и лишь в заключительной стадии сформировал в надводных условиях маломощную толщу туфов и три-четыре лавовых потока пикритовых базальтов. Для других вулканов Онежской структурной зоны характерны лавово-вулканокластические толщи пироксеновых и пикритовых базальтов, многократно переслаивающихся в разрезах.

По вещественному и химическому составам породы суйсарского вулканического комплекса разнообразны. Эффузивы представлены по большей части базальтами и базальтовыми порфиритами, несколько различными по составу в каждом из эруптивных центров. Наиболее кислыми являются плагиоклазовые базальты, слагающие лавовые потоки Виданского и Суйсарского вулканов. В стекловатой основной массе в них присутствуют микролиты плагиоклаза и реже пироксена, а также до $20\text{--}30\%$ крупных таблитчатых кристаллов альбита и в небольшом количестве вкрапленники авгита. В большинстве случаев породы в основной стекловатой массе достаточно сильно хлоритизированы.

В Шидгубском и особенно Суйсарском эруптивных центрах широко распространены плагиоклаз-пироксеновые и пироксеновые базальты существенно обогащенные резорбированными зональными вкрапленниками авгита. В хлоритизированной основной массе здесь кроме микролитов плагиоклаза и пироксена постоянно отмечается магнетит и сульфиды, главным образом пирит. В пределах Суйсарского лавово-вулканокластического поля плагиоклаз-пироксеновые и пироксеновые микропорфировые базальты имеют вариолитовую текстуру, обусловленную наличием вариолей более кислого состава, чем вмещающая стекловатая масса. Наиболее полное описание вариолитов приведено в работах Ф. Ю. Левин-

сон-Лессинга [88] и М. А. Гиляровой [40, 41]. Вариолитовые базальты образуют самостоятельные лавовые потоки либо массивного, либо шарово-подушечного сложения, но сами вариоли обособливаются в «слои», зоны, участки без строгой приуроченности к какой-либо определенной части разреза потоков.

Пирокластические отложения — агломератовые, агглютинативные туфы плагноклазовых, плагноклаз-пироксеновых и пироксеновых базальтов, сложены обломочным материалом соответствующего состава, размером от крупных глыб до обломков в доли сантиметра. Среди пепловой составляющей в псаммитовых туфах нередко наблюдаются обломки кристаллов пироксена и плагноклаза.

Петрохимической особенностью основных эффузивов и туфов Онежской мульды по сравнению с основными вулканитами суйсария Ветреного пояса и Куоляярвинского синклинория является их высокая титанистость (табл. 2).

Пикритовые базальты, производные лав ультраосновного состава Ровкозерского, Габозерского и Ангозерского эруптивных центров, характеризуются наличием в первично-стекловатой серпентинизированной массе вкрапленников моноклинного пироксена, а также оливина, который, однако, полностью замещен серпентином и в шлифах определяется в виде псевдоморфоз замещения. Вкрапленники характеризуются большой степенью коррозии и оплавления вплоть до формирования скелетных кристаллов.

Связанные с пикритовыми базальтами пирокластические образования, представленные агглютинативными и реже агломеративными туфами, состоят из разновеликих обломков лав того же состава с отчетливыми признаками спекания и текучести. Уместно подчеркнуть, что по химизму лавы пикритовых базальтов и пирокластические ультраосновные породы суйсария не имеют аналогов в ятулийских комплексах. Они характеризуются очень высокой магнезиальностью (K_m 56,0—59,0%) и соответственно низкой кислотностью (SiO_2 40,0—45,0%).

Различия в вещественном составе сформированных отдельными вулканами пород предположительно объясняются прогрессивным селективным плавлением вещества в области генерации магм в зонах глубинных разломов и динамикой тектонических движений в вулканической области, обусловившей не только миграцию вулканизма суйсарской группы вулканов с юго-востока на северо-запад, но и более высокую скоротечность эруптивной деятельности Ровкозерского, Габозерского, Ангозерского вулканов по сравнению с Виданским, Суйсарским и, вероятно, Раткольским.

В составе суйсарского вулканического комплекса в Прионежье наряду с эффузивно-пирокластическими образованиями присутствуют субвулканические интрузивные тела (силлы и дайки), являющиеся комагматами излившихся пород. Они пространственно и вещественно тесно связаны с эруптивными центрами. В районе плагноклазосодержащих базальтовых вулканитов Виданского эруптивного центра находится Виданский силл плагноклазовых порфиритов, а среди пикритовых базальтов Ангозерского и Габозер-

Таблица 2

Химический состав пород суйсарского вулканического комплекса

Компоненты	Онежская мулда		Ветренный пояс			Куолярвинский синклиорий		
	Пикритовые порфириты	Пироксеновые порфириты	Пикритовые базальты	Оливиновые базальты	Пироксеновые базальты	Пикриты и пикритовые порфириты	Диабазы и диабазовые порфириты	
	1	2	3	4	5	6	7	
SiO ₂	39,21—44,07 45,59	39,4—48,9 49,06	42,8—48,6 44,60	47,20—53,50 49,17	45,66—54,30 51,60	40,20—49,11 44,35	46,89—59,54 51,59	
TiO ₂	0,69—1,25 1,42	1,0—1,2 2,34	1,24—0,54 0,43	0,42—0,39 0,65	1,75—0,80 0,74	0,31—0,26 0,51	0,94—0,86 1,14	
Al ₂ O ₃	5,25—7,46 9,52	9,2—8,5 13,01	6,66—9,53 8,00	10,69—12,03 11,60	13,76—13,26 13,16	3,39—4,33 6,45	15,08—14,85 13,45	
Fe ₂ O ₃	3,79—2,64 1,88	1,0—3,4 2,50	2,00—2,07 2,94	3,28—2,95 1,57	2,49—2,30 2,19	4,02—1,48 2,20	2,98—1,89 2,84	
FeO	8,32—9,38 9,50	9,0—9,0 8,72	9,26—8,43 8,51	9,71—8,14 9,20	11,85—8,03 8,32	6,46—6,10 8,21	10,77—7,38 8,71	
MnO	0,20—0,26 0,17	0,15—0,15 0,18	0,26—0,20 0,21	0,13—0,18 0,19	0,20—0,14 0,19	0,14—0,12 0,21	0,22—0,15 0,19	
MgO	28,38—20,0 15,58	10,8—15,0 8,47	22,73—16,0 23,37	13,58—8,59 13,70	6,41—7,10 9,31	32,15—23,10 23,89	8,00—4,90 7,44	
CaO	5,09—9,20 9,13	15,5—15,0 8,56	6,7—7,9 6,83	9,35—10,0 9,11	5,70—9,84 10,07	2,26—9,62 5,80	8,16—8,31 8,87	
Na ₂ O	0,15—0,24 0,88	0,8—0,8 2,59	0,28—1,05 0,58	1,86—2,13 1,50	2,61—2,20 2,10	0,04—0,08 0,69	2,35—2,73 2,78	
3 Зак. 90	K ₂ O	0,20— 0,29	0,1—0,2 1,11	0,04—0,55 0,17	0,24—0,65 0,38	—0,70 0,40	— —	2,24—1,49 0,71
	H ₂ O	— —	—0,5— 0,30	0,53—1,21 0,30	0,14—0,1 0,20	0,12—0,16 0,14	0,28—0,07 0,16	0,32—0,18 0,22
	П. п. п.	8,99—5,94 6,04	12,8— 3,06	6,97—4,19 3,81	3,42—1,07 2,52	9,16—0,97 1,70	10,97—5,90 7,29	2,18—2,48 1,84
Сумма	100,00	99,90	99,75	99,79	99,92	99,76	99,78	
F	0,42	0,57	0,33	0,44	0,53	0,30	0,61	
ИК	55,39	36,21	65,70	51,99	41,71	67,89	33,09	
K ₀	0,17	0,22	0,26	0,15	0,21	0,21	0,25	
CaO/Al ₂ O ₃	0,96	0,66	0,85	0,79	0,77	0,90	0,66	
Na ₂ O/(Na ₂ O+K ₂ O)	0,75	0,70	0,77	0,80	0,84	0,78	0,80	
F _{общ}	15,50	28,96	10,91	16,67	22,22	20,0	47,8	
a	2,5	7,7	1,5	3,8	5,3	1,8	7,0	
c	5,2	5,2	4,2	5,9	6,3	3,1	5,4	
b	38,7	27,0	46,5	33,9	28,0	48,6	28,4	
Q	—2,9	—0,3	—11,6	—0,7	3,9	—15,05	—0,27	
M/F (число Хесса)	7,1	6,0	8,0	7,0	6,2	8,0	5,4	
Количество проб	29	28	24	130	19	7	17	

Анализы 1—2 — по В. А. Соколову; 3—5 — по [141]; 6—7 — по В. В. Сидоренко.

ского вулканов залегают мощные силлы перидотитового состава (Кончозерский, Тернаволоцкий, Гомсельгский) и ряд мелких гипабиссальных интрузий.

Виданский силл плагиоклазовых порфиритов (мощностью 10—15 м) сложен неоднороднозернистыми породами, с большим количеством равномерно распределенных крупных (до 1,5 см) вкрапленников плагиоклаза. Структуры пород — порфировая и гломеропорфировая с гиалопелитовой, пилотакситовой основной массой. Плагиоклаз вкрапленников отвечает альбиту ($Ап_{0-12}$), интенсивно серицитизирован и хлоритизирован, основная масса его сложена лейстами альбита и зернами авгита, заключенными в сильнохлоритизированном стекле (!).

Перидотитовые пластовые и пластово-секущие тела прослеживаются по простиранию на 4—7 км при мощности порядка 100—150 м и, как правило, обладают зональным строением. В непосредственном контакте наблюдаются зоны закалки (4—6 см), сложенные стекловатым материалом с вкрапленниками плагиоклаза и клинопироксена. Местами отмечаются многочисленные ксенолиты вмещающих пород, а в последних — жилки базальта, отходящие на расстояние до 25 м. Зона закалки сменяется эндоконтakтными пикритами (10—20 м), обладающими отчетливо порфировыми структурами. Вкрапленники представлены преимущественно клинопироксеном и плагиоклазом, редко хлоритовыми и серпентин-хлоритовыми псевдоморфозами по оливину, содержание которого, как и клинопироксена, увеличивается внутрь интрузии. Внутреннюю часть интрузивных тел слагают перидотиты, причем в них наблюдается уменьшение содержания оливина (14—16%) от подошвы к кровле одновременно с увеличением количества авгита, появлением плагиоклаза и биотита и изменением структуры от преимущественно панидиоморфной к пойкилитовой.

Химические составы этих дифференциатов приведены в табл. 3, из которой отчетливо видно, что по содержанию почти всех главных породообразующих окислов и величине вычисленных петрохимических параметров субвулканические ультрабазиты силлов суйсарского вулканического комплекса близки к ультраосновным породам габбро-перидотитовой формации (по В. В. Виленскому), являющимся производными базальтоидной магмы. От своих эффузивных аналогов — пикритов интрузивные ультрабазиты отличаются более высокой магнезиальностью и соответственно низкой железистостью, титанистостью и щелочностью (сравни табл. 2 и 3).

Особую фаціальную группу пород в суйсарском комплексе составляют залегающие среди вулканитов немногочисленные дайки (мощностью 0,7—2,25 м), размещение которых контролируется главным образом эруптивными центрами. По составу они соответствуют плагиоклаз-пироксеновым и плагиоклазовым порфиритам и реже пикритам.

Суйсарский вулканический комплекс Ветреного пояса структурно приурочен к области сочленения карелид с Беломор-

Таблица 3

Средний химический состав субвулканических ультрабазитов суйсарского вулканического комплекса Онежской мулдьы

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	43,80	39,95	39,98	41,10	44,49	41,59
TiO ₂	1,54	0,88	0,70	1,05	1,09	0,42
Al ₂ O ₃	8,15	4,46	4,75	6,87	9,69	3,60
Fe ₂ O ₃	2,65	4,51	5,27	2,81	2,43	4,74
FeO	9,28	7,61	7,24	9,14	9,02	7,93
MnO	0,22	0,20	0,19	0,19	0,19	0,18
MgO	18,50	28,55	27,72	24,55	16,48	30,36
CaO	8,31	5,00	5,29	6,89	8,86	4,87
Na ₂ O	0,75	0,11	0,10	0,07	1,67	0,32
K ₂ O	0,24	0,06	0,05	—	0,46	0,07
H ₂ O	0,64	0,61	—	—	—	—
П.п.п.	5,71	8,19	8,76	7,65	5,75	5,58
С у м м а	99,79	100,13	100,05	100,32	100,13	99,66
F	0,39	0,30	0,31	0,33	0,41	0,29
ИК	58,88	69,91	68,65	67,13	54,82	69,92
K ₀	0,22	0,37	0,42	0,24	0,21	0,37
CaO/Al ₂ O ₃	1,02	1,12	1,11	1,00	0,91	1,40
Na ₂ O/(Na ₂ O+K ₂ O)	0,76	0,65	0,67	1,0	0,78	0,82
F _{общ}	24,1	15,9	16,2	19,1	25,5	15,6
a	1,8	0,4	0,4	0,3	4,1	0,7
c	4,3	2,5	2,7	4,1	4,1	1,7
b	45,6	56,0	55,6	51,9	42,9	57,3
Q	-11,3	-21,0	-20,8	-17,3	-14,5	-22,5
Количество проб	12	32	16	19	12	35

1 — эффузивные пикритовые зоны перидотитовых тел; 2 — перидотитовые зоны центральной части интрузивных тел; 3—5 — перидотиты (3 — Кончозерский силл, 4 — Гомсельский силл, 5 — Тернаволоцкий силл); 6 — перидотит габбро-перидотитовой формации, по В. О. Велинскому. Анализы 1—5 по В. А. Соколову и др. [1973 г.]

ским срединным массивом архея (см. рис. 1), представляющую зону глубинного разлома [31, 156]. Эти породы распространены на площади около 5 тыс. км² при мощности вулканогенной толщи приблизительно 2 км. Лавовая толща выделяется в качестве стратиграфической единицы под названием серии Ветреного пояса, а интрузивные ультрабазиты и габброиды рассматриваются как гипабиссальная фация единого верлит-габбро-оливин-толеитового (пикритового?) комплекса [141].

В составе лавовой толщи характерно отсутствие осадочных и туфогенно-осадочных пород. Среди эффузивов (покровы мощностью от 2—5 до 50 м) резко преобладают оливиновые базальты, подчиненное значение имеют пироксеновые базальты и пикриты, а развитие пирокластических отложений весьма ограничено.

На горах Голец, Большая Левгора, Мяндуха и др. встречены дифференцированные покровы с пикритовыми базальтами в нижних частях тел и здесь же обнаружены жерловины вулканов с поперечником от 40 до 150 м. Они выполнены кластолавами и агломератовыми туфами оливиновых, пикритовых и пироксеновых базальтов, подвергшихся эпидотизации, актинолитизации, хлоритизации, альбитизации.

Базальты большинства лавовых покровов серии Ветреного пояса содержат до 90% и более стекловатой фазы. Они характеризуются разнообразием структур, отражающих различия температурного режима формирования эффузивов [80].

Оливиновые базальты в качестве вкрапленников (1—3 мм) содержат хризолит (14—20% Fa), авгит и очень редкие лейсты основного плагиоклаза. Количество оливина в разных потоках колеблется от 5 до 30%, авгита — от 0 до 20%. Мезостазис в свежих базальтах — бурое стекло, чаще сферолитовой структуры; в базальтах, испытавших зеленокаменный метаморфизм, — микрозернистый агрегат тремолита, хлорита, эпидота, альбита; по оливину здесь обычно развивается серпентин, содержащий магнетит, а по пироксену — актинолит и хлорит. Отмечается рассеянная вкрапленность хромита, пирита, халькопирита, пентландита.

Пикритовые базальты также обладают порфирированной структурой со стекловатой или микролитовой основной массой. Оливин вкрапленников (~20% Fa) составляет 30—55% объема, менее распространены столбчатые (0,1×3 мм) или игольчатые кристаллы авгита. Рудная и вторичная минерализация та же, что и в оливиновых базальтах.

Пироксеновые базальты, участвующие в строении, дифференцированных покровов, характеризуются разнообразными структурами: порфирированной, псевдоинтерсентальной, такситовой, при сохранении стекловатого базиса — вариолитовой, сферолитовой. Главная масса вкрапленников (2—3 мм) представлена авгитом, составляющим от 20 до 45% объема породы. Нередко наблюдаются кристаллы пироксена с пижонитом в ядре и авгитовой каймой. Обычно присутствует основной плагиоклаз (№ 51—65) и вторичный альбит, ассоциирующиеся в связующей массе с актинолитом, хлоритом, эпидотом, иногда кварцем. Количество рудных минералов — магнетита, титаномагнетита, хромита, пирита, халькопирита, пирротина — суммарно достигает 3—4%.

Различия в вещественном составе вулканитов связаны, по-видимому, главным образом с процессами дифференциации исходной магмы в близповерхностных условиях. Наиболее распространенная разновидность — оливиновый базальт, по своим петрохимическим параметрам он довольно близок к оливиновому толенту [170].

Пикритовые базальты отличаются от их оливиновых разновидностей большей основностью — высокой магнезиальностью (MgO 23,4%), меньшей титанистостью (TiO₂ 0,43%) и низкой щелочностью (Na₂O + K₂O = 0,7—0,8%).

Пироксеновые базальты характеризуются относительно высокой кремнекислотностью (SiO_2 52%) и соответственно слабой магнезиальностью (MgO 9,3%), повышенной титаноносностью (TiO_2 0,74%) и высокой щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2,5\%$).

От одноименных эффузивов Онежской мульды вулканиты Ветреного пояса отличаются резко пониженной титанистостью, щелочностью, железистостью и высокой магнезиальностью.

Геохимически базальты Ветреного пояса характеризуются специализацией на хром и никель.

Линейная форма поля развития вулканитов в Ветреном поясе, их структурное положение в зоне глубинных разломов, большой объем (около 10 тыс. км³) и сравнительно однородный состав базальтов, а также их текстурные и структурные особенности позволяют предполагать в основном трещинный характер излияния лав в подводных условиях с ограниченным развитием вулканов центрального типа.

Суйсарские метавулканиты Куоляярвинского синклиория в геологическом, петрографическом и петрохимическом отношении пока еще изучены очень слабо. В. С. Куликов, В. Д. Слюсарев, В. И. Кочнев-Первухов [80] в сводном разрезе протерозоя выделяют четыре толщи общей мощностью около 4,5 км. Три первые (снизу вверх) сопоставляются ими соответственно с нижне-, средне- и верхнеятулийскими толщами Онежской мульды, а самая верхняя — червертая толща (около 2000 м мощностью) с суйсарскими образованиями. В основании четвертой толщи залегают туфопесчаники, туфосланцы с прослоями углестых сланцев общей мощностью 70 м. Вся остальная часть разреза сложена многочисленными, переслаивающимися друг с другом, покровами диабазов, диабазовых порфиритов и пикритовых порфиритов.

По петрографическим особенностям метавулканиты суйсария Куоляярвинского синклиория близки к соответствующим по основности вулканитам Онежской мульды.

Пикриты Куоляярви (см. ан. 6 в табл. 2) отличаются от ультраосновных вулканитов Онежской мульды и Ветреного пояса пониженными глиноземистостью и известковистостью, обладают при этом высокой основностью (характеристика «b»), а диабазовые порфириты имеют заметно более высокую железистость.

Рассматривая в целом особенности химизма субвулканических ультрабазитов суйсарского комплекса Карелли, следует заметить, что многие из них могут быть с полным основанием отнесены к коматитам, для которых, как известно, характерна высокая магнезиальность (MgO от 10% до 35%), низкое содержание щелочей, особенно калия (менее 0,5%), и соотношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 1,0$.

Вместе с тем пикриты суйсарского вулканического комплекса, по-видимому, не могут рассматриваться как продукты самостоятельной ультраосновной магмы, так как обладают относительно высокими содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , щелочей, повышенной железистостью и низкой величиной числа Хесса ($M/F = 7-8$). Оче-

видно, прикрыты, так же как и ассоциирующие с ними основные вулканиты, следует считать дифференциатами базальтовой магмы.

О генетической близости (комагматичности) ультраосновных и основных вулканитов суйсария свидетельствует принадлежность их к одному классу насыщенных или слабонедосыщенных SiO_2 пород существенно натриевого ряда, составляющих, как показывают величины числовых характеристик А. Н. Заварицкого, единую петрогенетическую серию.

Опираясь на данные Х. Куно, согласно которым для большинства исходных (первичных) базальтовых магм, образовавшихся в мантии, индекс кристаллизации приблизительно равен 40, можно предположить, что исходные магмы суйсарских вулканитов Куоляярви и Онежской мульды были близки к составу толеитового базальта (средний ИК их соответственно равен 43—46). Первичная магма суйсарских вулканитов Ветреного пояса, по-видимому, была более основной (более магнезиальной) и отвечала оливиновому толеиту, что подтверждается средним составом оливиновых базальтов, резко преобладающих среди вулканитов этой структуры (ИК-52).

Сравнение средних составов основных вулканитов суйсария разных структурно-фациальных зон с формационными типами фанерозойских базальтов В. А. Кутолина [82] также выявляет их разнотипность. Особенно резко отличаются оливиновые базальты Ветреного пояса, которые близки к океаническим толеитам, тогда как все остальные вулканиты, в том числе и пироксеновые базальты Ветреного пояса, относятся к базальтам континентальных формаций [137].

Сопоставление суйсарских вулканитов с ятулийскими показывает далее, что эволюция основного магматизма во времени имела антидромную направленность, выраженную в увеличении основности (магнезиальности) вулканитов, в появлении в суйсарии эффузивов ультраосновного состава и их интрузивных аналогов (перидотитов), в постепенном снижении титанистости, щелочности и железистости магм-пород. В соответствии с этой эволюцией в составе пород-магм менялась металлогеническая специализация вулканических комплексов: от существенно медно-ванадиевой и титаномagnetитовой в ятулии до кобальт-никелевой и хромитовой в суйсарии.

Основные вулканиты Кольского полуострова *

На Кольском полуострове вулканиты, стратиграфически одновозрастные с ятулийским и суйсарским комплексами Карелии и формационно тождественные с ними, представлены печенгским и имандра-варзугским комплексами. Оба комплекса контролируются зоной глубинного разлома, разграничивающего Беломорский срединный массив и Кольский пояс карелид (рис. 6).

* Здесь и ниже вводный текст к разделам (если не указано авторство) составлен К. А. Шуркиным.

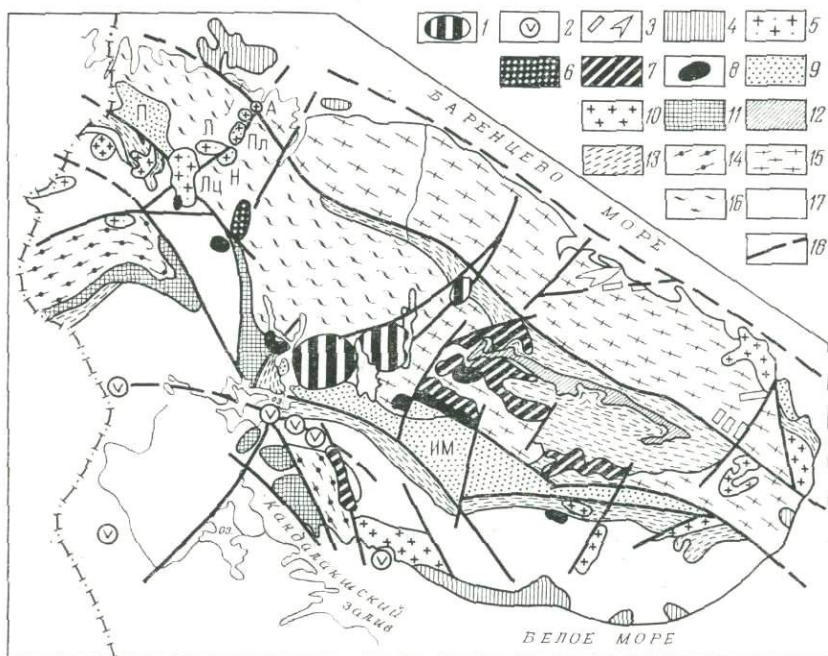


Рис. 6. Схема геологического строения Кольского п-ова.

Палеозойские интрузии: 1 — нефелиновые сиениты (Хибинский, Ловозерский, Контозерский массивы); 2 — многофазные гипербазит-щелочно-карбонатитовые интрузии. *Верхний протерозой:* 3 — габбро-долериты (траппы); 4 — платформенный чехол (песчаники, глинистые сланцы и др. среднего — верхнего рифея). *Средний протерозой:* 5 — гранодиориты (массивы: А — Арагубский, У — Урагубский, Пл — Портлубольский, Н — Нильярский, Л — Лебяжизский, Лц — Лицкий); 6 — щелочно-габброидная многофазная интрузия Гремяха-Вырмес; 7 — формация щелочных гранитоидов; 8 — формация дифференцированных перidotит-габбро-норитовых интрузий; 9 — осадочно-вулканические толщи печенгской (П) и имаидра-варзугской (ИМ) серий. *Нижний протерозой:* 10 — плагиоклаз-микроклиновые граниты; 11 — габбро-анортозиты зон глубинных разломов; 12 — глиноземистые кристаллические сланцы (кейская серия); 13 — осадочно-вулканогенные глубоко-метаморфизованные толщи (полмос-поросозерская, лебяжизская, тундровая серии); 14 — основные (гранат-пироксеновые) и кислые (гранат-силлиманитовые) гранулиты — кристалло-сланцы и гнейсы (архейские, частью нижнепротерозойские); 15 — мигматизированные гнейсы и гранитоиды (нерасчлененные — архейские и нижнепротерозойские) фундамента карелии и Мурманского блока; 16 — гнейсы и кристаллические сланцы кольской серии, древнейшие олигоклазовые гранитоиды (первично-коровые?) и железорудные толщи оленегорской свиты (нерасчлененные); 17 — беломорский комплекс амфиболитов, гнейсов и мигматитов; 18 — крупные разломы (разновозрастные)

ПЕЧЕНГСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Печенгский вулканический комплекс входит в состав печенгской серии супракrustальных образований, слагающих одноименный синклинорий на северо-западе Кольского полуострова. Этот комплекс систематически изучался геологическими, геофизическими (магнито- и гравиметрия, ГСЗ и др.), петрографическими, геохимическими методами, и его геология и генезис неоднократно рассматривались в литературе [42, 46, 64, 81, 121, 122, 126, 153 и др.].

Осадочно-вулканогенные толщи Печенги слагают асимметричную мульдообразную структуру (рис. 7) со сравнительно пологим

центроклинальным залеганием пород в наибольшей по размеру северо-восточной части и сложноскладчатым строением южной зоны*. В основании печенгской серии наблюдается кора выветривания на гнейсах, гранитах и габброндах «кольско-беломорского комплекса» архея, слагающих фундамент Печенгской структуры.

В разрезе печенгской серии четко выделяются четыре осадочно-вулканогенных свиты (снизу): ахмалахтинская, куэтсарвинская, коласйокская и пильгуярвинская, соответствующие попарно двум трансгрессивно-регрессивным макроритмам. Каждая свита делится на осадочную (нижнюю) и вулканогенную (верхнюю) подсвиты.

В основании ахмалахтинской свиты залегают полимиктовые, часто гранитные конгломератобрекчии, постепенно сменяющиеся конгломератами, пересланяющимися с гравелитами, кослоистыми песчаниками (мощность подсвиты от первых метров до 250—300 м). В верхней части разреза появляются туфы, переходящие в туфобрекчии, маломощные покровы эффузивов, в том числе пикритовых порфиритов.

Верхняя вулканогенная подсвита (мощность от 0,7—0,9 до 1,4 км) ахмалахтинской свиты сложена метадиабазами (миндалекаменными в верхней части разреза) и порфиритами андезит-базальтового и реже андезитового состава. Мощности отдельных покрово-потоков колеблется от первых метров до 15—20 м. Спорадически наблюдаются прослои туфов и туфобрекчий.

Структуры массивных метадиабазов бластоофитовые, в афанитовых разновидностях — гранонематобластовые с реликтами порфириной. В порфиритах роль вкрапленников играют лейсты альбита и альбит-олигоклаза (Ap_{2-16}), основная масса сложена микролитами плагиоклаза, кварца и агрегатом актинолита, биотита, хлорита, эпидота; присутствуют сфен и титаномagnetит. В мандельштейнах миндалины выполнены кварцем, альбитом, кальцитом, эпидотом, хлоритом и биотитом.

Химический состав диабазовых вулканитов, андезитовых плагиопорфиритов и средний состав всей вулканогенной толщи в целом отвечают толеит-базальтовой группе пород (табл. 4). По данным геохимического опробования [126], в различных разновидностях вулканических пород 0,004—0,037% Cu, 0,002—0,005% Ni, 0,001—0,004% Co, 0,001—0,08% Cr, 0,006—0,027% V.

* Вопрос о структурных соотношениях южной зоны с главной Печенгской мульдой, а равно о возрастной корреляции слагающих их пород, является дискуссионным. Некоторые геологи (М. А. Гилярова, Э. А. Поляк, Л. Я. Харитонов и др.) считают южную структурную зону допеченгской, развитие здесь метаморфические породы относят к раннему протерозою, частью к архею, и лишь в прилегающей к Порьиташскому разлому части — к среднему протерозою. Согласно другой точке зрения (В. Г. Загородный, Д. Д. Мирская, С. П. Суслова), оба комплекса пород стратиграфически одновозрастны, их разрезы сопоставимы и отличаются они друг от друга по степени дислоцированности и метаморфизма. Авторы настоящего очерка, в отличие от всех других, рассматривают породы южной структурной зоны в качестве самостоятельной «южнопеченгской серии», считая ее, как ранее предполагала Н. А. Курылева, более молодой, чем собственно печенгская. — *Прим. ред.*

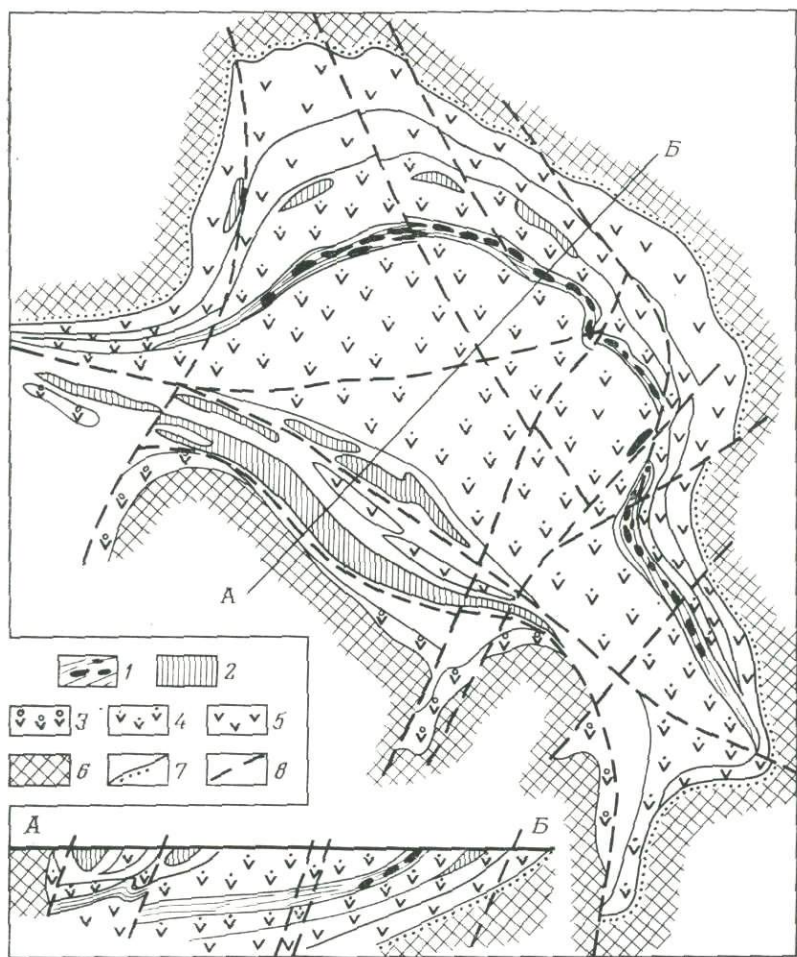


Рис. 7. Схема геологического строения Печенгского синклиория.

1 — основные — ультраосновные интрузии Печенги; 2—3 — вулканогенные породы южнопеченгской серии (2 — андезитовые и дацит-андезитовые влагиоцпорфириты, 3 — диабазовые шаровые лавы, туфы и сланцеватые амфиболиты); 4—5 — вулканогенные породы печенгской серии (4 — диабазовые метапорфириты, шаровые лавы, пикритовые порфириты и кварцевые порфиры коласйокской и пильгуярвинской свит, 5 — диабазовые, андезитовые и трахиандезитовые порфириты, альбитофиры, туфолавы и туфы ахмалахтинской и куэтсарвинской свит); 6 — допеченгский фундамент; 7 — границы свит (с точками — стратиграфическое и угловое несогласие); 8 — главные разломы

Куэтсарвинская свита ложится на ахмалахтинскую через кору выветривания. В основании лежит осадочная подсвита (мощность до 250 м), сложенная кварцито-песчаниками, гематит-содержащими силицитами, доломитами с онколитами и строматолитами, карбонатными автобрекчиями с туфогенным цементом.

Вулканогенная подсвита куэтсарвинской свиты расчленяется на две толщи: нижнюю, неоднородную по составу, включающую андезит-базальтовые и трахиандезит-базальтовые метапорфириты,

Таблица 4

Средние составы главных типов вулканогенных пород печенгской серии

Компоненты	Ахматахтинская свита			Куэтарвинская	
	Мета- диабаз	Мета- андезит	Среднее по толще	Мета- трахи- диабаз	Мета- трахи- андезито- базальт
	1	2	3	4	5
SiO ₂	54,05	59,88	54,60	50,71	56,36
TiO ₂	0,95	0,98	0,92	1,79	1,65
Al ₂ O ₃	14,03	12,25	13,89	13,50	14,78
Fe ₂ O ₃	3,42	4,08	3,45	7,96	7,67
FeO	7,46	4,94	7,15	6,16	4,18
MnO	0,16	0,15	0,16	0,20	0,14
MgO	5,07	3,81	4,86	5,96	2,84
CaO	8,29	7,41	8,26	6,13	2,63
Na ₂ O	3,38	3,81	3,38	4,04	5,40
K ₂ O	1,14	1,14	1,23	1,05	1,99
H ₂ O	—	—	—	0,40	—
п. п. п.	2,05	1,55	2,09	2,50	2,36
Сумма	100,00	100,00	99,99	100,40	100,00
F	0,68	0,70	0,69	0,70	0,81
ИК	24,77	21,43	24,22	23,68	12,86
K ₀	0,31	0,45	0,33	0,56	0,65
CaO//Al ₂ O ₃	0,59	0,58	0,59	0,45	0,17
Na ₂ O/(Na ₂ O+K ₂ O)	0,75	0,77	0,73	0,79	0,73
F _{общ}	50	50	50	48	60,6
a	9,1	9,7	9,3	10,5	7,6
c	0,1	3,2	9,3	3,8	3,2
b	28,8	19,9	18,9	26,6	22,0
Q	5,7	11,8	-2,8	-6,6	16,0
Количество проб	14	4	103	26	10

Анализы пород, по [64]; средние по толщам, по [126]. Анализы выполнены в хим.

метадациты и альбитофиры, и верхнюю — монотонную, в которой преобладают метадиабазы, метапорфириты, миндалекаменные метадиабазы и в единичных покровах присутствуют метадациты, альбитофиры и ортофиры. А. А. Предовский и др. [126] отмечают в обеих толщах преобладание меланократовых разновидностей пород в низах разрезов, а лейкократовых и кварцсодержащих — в верхних их частях. Границей между толщами служит горизонт вулканических конгломератобрекчий и туфов, завершающих разрез нижней толщи. Общая мощность вулканогенной подсвиты колеблется от 500 до 1200 м.

свита	Коласйок- ская свита		Пильгуярвинская свита				Массив Порьташ	
	Мета- дацит	Среднее по толще	Мета- диабазы	Мета- диабазы	Мета- пикриты	Кварцевые порфиры	Среднее по толще	Плаггио- порфиры
	6	7	8	9	10	11	12	13
	64,58	52,71	48,51	49,14	42,80	67,73	49,60	62,77
	1,02	1,60	1,33	1,34	2,05	1,03	1,50	0,86
	13,51	13,68	13,09	13,57	7,87	9,69	11,51	14,60
	5,61	7,90	3,71	2,69	2,83	2,22	2,67	1,73
	3,34	5,36	9,70	10,62	12,48	6,83	10,69	4,66
	0,11	0,16	0,18	0,21	0,17	0,08	0,18	0,07
	0,97	4,79	6,42	6,14	15,33	2,29	8,25	3,32
	1,43	5,04	10,49	9,62	9,45	3,27	8,81	2,72
	6,07	4,39	2,38	2,32	0,29	1,22	1,62	2,69
	2,50	1,46	0,24	0,35	0,17	2,18	0,52	2,92
	—	0,56	—	—	0,15	—	0,04	0,37
	0,96	2,31	4,11	4,34	6,26	3,56	4,60	2,99
	100,10	99,96	100,16	100,34	99,85	100,10	99,99	99,70
	0,90	0,73	0,68	0,68	0,50	0,80	0,62	0,66
	5,25	20,04	28,60	27,76	49,29	15,54	34,74	21,67
	0,63	0,60	0,28	0,20	0,18	0,25	0,20	0,27
	0,11	0,37	0,80	0,71	1,20	0,68	0,77	0,19
	0,71	0,75	0,91	0,87	0,63	0,36	0,76	0,48
	76	51	50	52	30	77	44,7	48
	16,9	12,0	5,7	5,8	0,9	2,7	2,5	10,3
	0,5	3,2	6,1	6,5	4,7	3,9	1,6	3,3
	9,1	23,1	30,8	29,2	44,6	18,9	34,4	14,3
	12,7	-3,8	-2,7	-1,0	-2,3	39,7	16,5	20,4
	13	87	23	15	7	3	25	6

лаборатории Кол. ФАН СССР.

Метадиабазы мелко- и среднезернистые, реже миндалекаменные, обладают массивной, иногда шаровой текстурой. Трахиандезит-базальты и трахиандезиты характеризуются миндалекаменной текстурой, микрогранобластовой и порфировой структурами.

В лейкократовых метадиабазках вкрапленники представлены альбитом, а меланократовых — псевдоморфозами хлорита и серпентина с магнетитом по оливину или пироксену (?). Метадациты, альбитофиры и ортофиры отличаются светлой розовато-серой окраской, мелкозернистым сложением; структура микропикритовая, гранонематобластовая, трахитовая и др. В их составе присут-

ствуют плагиоклаз, кварц, актинолит, магнетит, серицит, эпидот-цоизит.

Химический состав куэтыярвинской вулканогенной подсвиты (см. табл. 4, ан. 4—6) непостоянен.

Средний состав метадиабазов, судя по диаграмме Макдональда—Кацуры (см. рис. 14), отвечает трахибазальту, хотя диабазовые породы верхней толщи относятся к толеитам.

Содержание рудных элементов в обеих толщах более или менее близкое: Cu 0,002—0,038%, Ni 0,002—0,052%, Co 0,002—0,005%, V 0,002—0,032% [114 и др.].

В целом, породы ахмалахтинской и куэтыярвинской свит характеризуются ярко выраженной натриевой специализацией и значительным преобладанием железа над магнием. Существенные различия между ними состоят в высокой щелочности куэтыярвинских метавулканитов, в более высокой степени окисленности железа, в большей их кислотности и титанистости, но в меньшей известковистости.

Судя по величине индекса кристаллизации (ИК), породы обеих свит относятся к производным умеренно дифференцированных базальтовых магм, причем степень дифференциации магмы куэтыярвинских эффузивов была очевидно несколько выше. Отмеченные вещественные различия вулканитов ахмалахтинской и куэтыярвинской свит особенно наглядно видны на диаграмме $\text{O1} - \text{SPx} - \text{P1} - \text{Q}$ (рис. 8)*, где поле вулканитов куэтыярви включает два сгустка точек (в пределах 50% изоденсы), один из которых относится к породам трахиандезитового и альбитофирового состава, попадающим в плагиоклазовый объем, а второй характеризует довольно однообразные по составу породы диабазовых покровов верхней части разреза свиты. Последние, как видно по их положению на всех трех проекциях, почти совпадают по химизму с вулканитами ахмалахтинской свиты и, вероятно, наиболее близки к составу родоначальной магмы обоих комплексов вулканогенных пород.

Коласйокская свита со стратиграфическим и небольшим угловым несогласием ложится на вулканиты куэтыярвинской свиты.

Нижняя осадочная ее подсвита (мощность от долей метра до 250 м) сложена терригенными, гематитсодержащими, терригенно-карбонатными и туфогенными отложениями. Вышележащая вулканогенная подсвита (1500—1600 м) начинается пачкой туфов, которые выше сменяются диабазовыми шаровыми лавами и метапорфиритами, переслаивающимися с маломощными прослоями туфосланцев. В низах толщи эффузивов встречаются единичные покровы пикритового ряда, в ее средней части — выдержанный горизонт туфов (до 50 м мощности), а в верхах разреза заметную роль играют агломератовые лавы, туфобрекчин, туфы.

Все породы в той или иной степени метаморфизованы, и маг-

* Дополнение Е. В. Шаркова.

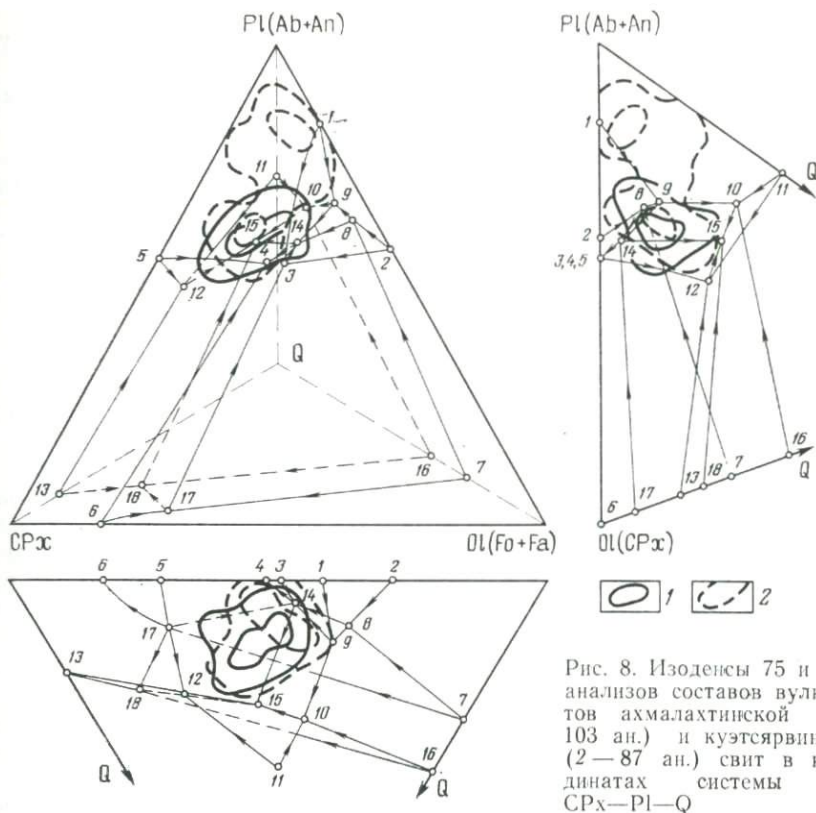


Рис. 8. Изоденсы 75 и 50% анализов составов вулканитов ахмалахтинской (1—103 ан.) и куэтсярвинской (2—87 ан.) свит в координатах системы $OI-CPx-Pl-Q$

магматогенные структуры (гранонематобластовая, пойкилоофитовая и др.) сохраняются редко. Главные породообразующие минералы актинолит (до 65%), кислый плагиоклаз, хлорит (пенин-клинохлор) и эпидот-клиноцоизит; акцессорные примеси — лейкоксен, рудный.

Химизм диабазовых метавулканитов коласйюкской подсвиты (см. табл. 4, ан. 8) свидетельствует об их принадлежности к производным слабодифференцированной толент-базальтовой магмы.

От пород двух нижних свит печенгской серии коласйюкские метадиабазы отличаются более высокой основностью, известковистостью и пониженной щелочностью.

Пильгуярвинская свита ложится согласно на вулканиты коласйюкской свиты. Ее нижняя осадочная подсвита мощностью 1000 м («продуктивная толща») подразделяется на три пачки: а) терригенно-псаммитовую, сложенную в основном субграувакковыми псаммитами; б) терригенно-алевропелитовую, представленную ритмично-слоистыми серицитовыми алевролитами, алевропелитами и черными пелитовыми сланцами, часто обогащенными сингенетичными сульфидами; в) терригенно-туфогенную, сложенную алевропелитами, метапсаммитами с примесью уг-

листого вещества, а также пикритовыми мелкогалечниковыми туфо-конгломератами.

Собственно вулканогенная верхняя подсвета (1900—2000 м) представлена покровами основных эффузивов мощностью от 1—2 до 25—40 м, переслаивающимися с туфосланцами, туфами, туфобрекчиями. Эффузивы — альбитизированные авгитовые диабазы и порфириты, шаровые лавы, варнолиты и другие разновидности базальтоидных вулканитов. В подчиненном количестве наблюдаются пикритовые порфириты, кварцевые порфиры и их туфы. Пикриты приурочены к низам разреза подсветы, а также трассируют уровень 800—1000 м от подошвы подсветы. Взятая в целом эта толща вулканитов по составу близка к коласйокской.

В наиболее свежих диабазах характерны пойкилофитовая и интерсертальная структуры, в шаровых лавах — гиалопилитовая, иногда с радиальным расположением микролитов, в лавобрекчиях — витрофирровая структура. В составе диабазовых метавулканитов преобладают авгит, актинолит, альбит, хлорит, эпидот-клиноцоизит; в наиболее свежих породах существенную роль играет стекловатая связующая масса. Вулканиты пикритового состава обычно преобразованы в карбонатно-хлоритовые сланцы нематофибробластовой структуры, состоящие из клинохлора, лептохлорита и доломита. Иногда наблюдаются пластообразные тела и жилы массивного сложения, заключающие реликты вкрапленников авгита в актинолит-серпентин-хлоритовой основной массе.

Кварцевые порфиры и их туфы, играющие подчиненную роль, размещаются в средней части разреза, образуя пласты мощностью до 20 м, а также встречаются в виде обломков в туфах. Они обладают микропойкилитовой и стекловатой структурой, состоят из кварца, кислого плагиоклаза, иногда микроклина, микрочешуек слюдистых минералов.

По химизму пильгуярвинская вулканическая подсвета (см. табл. 4, ан. 9—11) очень близка к коласйокской свите, от которой отличается лишь меньшей щелочностью и относительно более высокой магнезиальностью за счет большего участия в ее составе пикритов. Диабазовые метавулканиты являются производными толеит-базальтовой магмы. Кислые члены пильгуярвинского комплекса вулканитов, по-видимому, представляют продукт ее глубоинной дифференциации, а что касается пикритовых вулканитов, то последние, по мнению А. А. Предовского и др. [126], связаны с самостоятельным, более глубоким магматическим очагом, генерировавшим пикритовый расплав эффузивов и магму никеленосных интрузий ультрабазитов Печенги*.

* Петрохимические особенности пикритов пильгуярвинской свиты (ан. 7 в табл. 4) — очень высокие титанистость и известковистость, достаточно заметная железистость, несвойственные производным ультраосновной магмы, скорее свидетельствуют о том, что пикриты являются дифференциатами основной — базальтовой магмы, видимо близкой по составу к оливиновому толенту. По высокому содержанию MgO , низкому щелочей и величине соотношения CaO/Al_2O_3 пильгуярвинские пикриты могут быть отнесены к базальтовым коматитам. — *Прим. ред.*

На диаграмме $O1 - CPx - P1 - Q$ (рис. 9), составленной Е. В. Шарковым, отчетливо выявляется сходство химизма диабазовых метавулканитов коласйокской и пильгуярвинской свит, в которых хоть и присутствуют в подчиненном количестве недосыщенные (с нормативным нефелином) разновидности пород, но главная масса пород (в границах 50% изоденсы) практически однородна по составу. Пикриты пильгуярвинской свиты группируются в самостоятельном поле, захватывающем объемы клинопироксена и оливина, причем отсутствуют породы переходные к диабазовым вулканитам.

Метаморфизм осадочно-вулканогенных образований печенгской серии является региональным и относится к типу зонального, причем границы метаморфических зон секут границу свит, что свидетельствует о развитии процессов метаморфизма после отложения всего объема пород печенгской серии. Наименьшая степень метаморфизма, по данным В. Г. Загородного и др. [64], наблюдается в пильгуярвинской свите в центральной части Печенгской мульды, где печенгская серия в целом имеет максимальную мощность. Здесь парагенетические ассоциации минералов относятся к хлорит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации. По направлению к периферии структуры степень метаморфизма постепенно нарастает до эпидот-амфиболитовой в верхах ахмалахтинской свиты и кианит-ставролитовой субфации амфиболитовой фации в ее нижней части на юго-восточном крыле Печенгской мульды*.

Время метаморфизма пород печенгской серии, по данным К-Аг метода, относится к интервалу 1970—1710 млн. лет, а завершение его, по изохронному Pb-Sr методу, определяется цифрой 1685 ± 75 млн. лет [37] — конец среднего протерозоя. Гальки по-

* Более поздние исследования с применением комплексного структурно-метаморфического метода, проведенные Г. Г. Дук [56], показали, что метаморфическая зональность в пределах Печенгского синклинория проявилась дважды и сопряжена с полным деформационным циклом, включающим 7 стадий складчатых деформаций и разрывной тектоники (от F_1 до F_7).

Первый этап зонального метаморфизма синкинематичен с деформациями $F_1 - F_2$ и отвечает фациальной серии андалузит-силлиманитового типа ($p_{общ}$ 2—3 кбар, $t = 300^\circ C$). На этом этапе в метабазах возникли парагенетические минеральные ассоциации (от центра мульды к периферии), отвечающие пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фациям.

Более поздний, разделенный с первым дислокациями F_3 второй этап метаморфизма проявился одновременно с деформациями $F_4 - F_7$ и характеризуется низкоградиентной зональностью, возникшей в условиях фациальной серии дистен-силлиманитового типа ($p_{общ}$ 4—5 кбар, t 250—300° C).

Метаморфические зоны второго этапа накладываются на раннюю зональность, пересекая ее границы. С возрастанием температуры в метабазах возникают минеральные ассоциации: зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой фаций и фации алмандиновых амфиболитов. Смена геотермического режима, согласно Г. Г. Дук, приурочена к периоду инверсии тектонических движений — смене радиального сжатия сжатием тангенциальным. Это явление предположительно связывается с влиянием «цоколя» Печенгской структуры и соответственно с изменением геотермобарометрического режима в пределах Печенгской структуры, представляющей, как считает Г. Г. Дук, пример проявления докембрийского внутриконтинентального рифтогенеза. — *Прим. ред.*

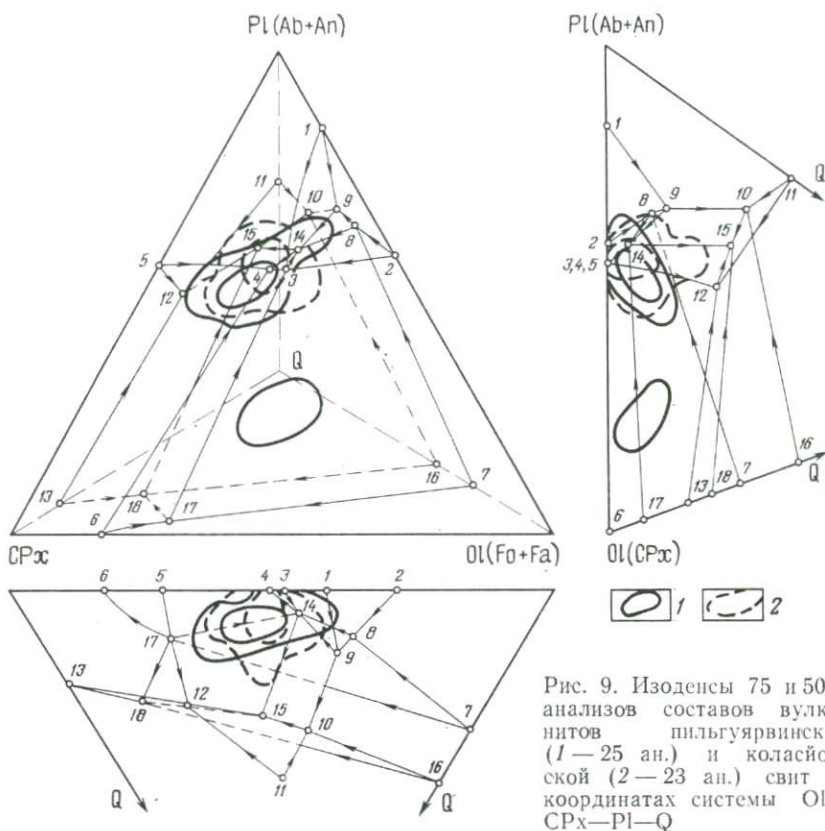


Рис. 9. Изоденсы 75 и 50% анализов составов вулканитов пильгуярвинской (1 — 25 ан.) и коласйокской (2 — 23 ан.) свит в координатах системы Ol—CPx—Pl—Q

род печенгской серии отмечаются в базальных отложениях рифея п-ва Рыбачьего, что определяет ее верхнюю границу.

Анализ геотектонической истории Печенгской структуры позволяет выделить два трансгрессивно-регрессивных макроритма: к первому относятся ахмалахтинская и куэтсарвинская свиты, ко второму — коласйокская и пильгуярвинская. В каждом макроритме различаются начальный, средний и заключительный этапы развития. С первыми этапами связано образование глубинных разломов, накопление терригенного материала и затем мощных толщ базальтоидных вулканитов. Средние этапы характеризуются нарастающей стабилизацией тектонического режима, прекращением вулканической деятельности, размывом вулканитов и образованием коры выветривания. На поздних этапах в осадках нарастает количество грубообломочного и туфогенного материала, формируются контрастные по составу вулканогенные толщи в завершение — проявляются складчатые и разрывные дислокации.

Авторы очерка считают, что историю формирования Печенгской структурно-фациальной зоны заканчивают породы третьего макроритма, развитые к югу от Порыташского разлома в узком

шовном прогибе, составляющие самостоятельную южнопеченгскую серию* контрастно дифференцированных вулканитов (пикриты, базальты, андезиты и андезитовые плагиопорфиры). Последние слагают относительно крупное тело (массив Порьиташ) и ряд более мелких, приуроченных к зоне Порьиташского разлома, отделяющего северное крыло Печенгского синклинория от южного. Эти интрузии прорывают осадочно-вулканогенные отложения печенгской серии и содержат ксенолиты последних.

Андезитовые плагиопорфиры обладают полнокристаллическим сложением, что свидетельствует о кристаллизации их в гипабиссальных условиях. По-видимому, их следует рассматривать как субвулканические образования, тесно пространственно и парагенетически связанные с вулканитами печенгской серии. Химический состав плагиопорфиритов (см. табл. 4, ан. 13) свидетельствует об их сходстве с кварцевыми порфирами пильгуярвинской свиты.

Прежде чем закончить характеристику вулканогенных образований Печенгской структурно-фациальной зоны следует указать, что, по мнению авторов очерка, вулканиты ахмалахтинской и куэтсарвинской свит относятся к трахиандезит-базальтовой формации, вулканиты коласйокской и пильгуярвинской свит — к толент-базальтовой формации (а вулканиты южнопеченгской серии — к базальт-андезитовой формации).

А. А. Предовский и др. [126], основываясь на геологических и геохимических критериях, выделяют в составе печенгского комплекса самостоятельные «осадочно-вулканогенные формации»; сменяющие друг друга в порядке залегания в разрезе (снизу вверх):

1) моллассоидно-андезит-базальтовая (ахмалахтинская свита), для которой характерны дифференцированность осадочной части и устойчивость состава вулканитов;

2) карбонатно-кварцит-трахибазальтовая (куэтсарвинская свита), отвечающая периоду платформенной седиментации и формированию контрастной ассоциации существенно натровых, частью калиевых вулканитов;

3) карбонатно-железисто-кремнистая толент-базальтовая (колесйокская свита), характерная устойчивостью состава вулканитов и присутствием хемогенных железистых осадков мелководных фаций;

4) терригенно-туфогенная пикрит-базальтовая (пильгуярвинская свита) с осадками флишоидного типа, частью сульфидсодер-

* Существующая в настоящее время дискуссионность в отношении положения этой серии в стратиграфическом разрезе Печенгской структуры (см. примечание на с. 56) не позволяет нам безоговорочно согласиться с авторами очерка и рассматривать, вслед за ними, этот комплекс вулканитов как последний закономерный член единого формационного естественного эпигенетического ряда магм-пород. По этой причине мы опускаем здесь характеристику вулканитов «южнопеченгской серии», рекомендуя заинтересованным читателям обратиться к работам [66, 125, 126, 153]. — *Прим. ред.*

жащими и вулканитами ультраосновного состава в начале и толеит-базальтовым в конце вулканической деятельности.

Вулканиты южнопеченгской серии А. А. Предовский с соавторами относят к туфогенно-пикрит-андезитовой формации*.

Основные породы, образующие небольшие интрузивные согласные или секущие тела среди вулканитов печенгской серии, подразделяются на две группы: 1) недифференцированных и 2) дифференцированных, к которым приурочены сульфидно-никелевые месторождения.

Среди первых выделяются метаморфизованные в тех же *pt*-условиях, что и вмещающие породы, интрузии габбро-диабазов и кварцевых габбро-диабазов.

Габбро-диабазы, по данным А. А. Предовского и др. [126], по химизму являются полным аналогом эффузивных диабазов двух верхних свит печенгского комплекса. Фигуративные точки тех и других на всех петрохимических диаграммах ложатся в одно поле. Пространственно они также тесно взаимосвязаны. Эти обстоятельства позволяют предполагать близкую временную связь и комагматичность диабазов и габбро-диабазов при разной фаціальности по условиям формирования.

Кварцевые габбро-диабазы также петрохимически достаточно близки к эффузивным диабазам пильгуярвинской свиты и к интрузивным габбро-диабазам, отличающимся несколько более высокой железистостью и повышенным содержанием кремнезема. Предположительно это обусловлено контаминацией базальтовой магмы кислым материалом [126].

Подобные соотношения интрузивных габбро-диабазов с вулканитами характеризуют их как субвулканические члены печенгского вулканогенного комплекса. Однако остается неясным вопрос с одной или двумя (коласйокской и пильгуярвинской) фазами вулканической деятельности непосредственно связаны эти интрузивные производные толеит-базальтовой магмы.

Особую группу интрузий составляют в Печенгской структурно-фаціальной зоне в той или иной степени дифференцированные массивы габбро-гипербазитового состава. Большинство исследователей рассматривает их в качестве самостоятельной формации, характеристика которой дается ниже.

* Выделение каждой вулканогенной толщи Печенгской структуры в самостоятельную формацию вряд ли оправдано. Все толщи имеют сходный характер строения разрезов, залегают в пределах единой структуры и подвергались одним и тем же структурно-метаморфическим преобразованиям. Отчетливое угловое несогласие наблюдается лишь в основании коласйокской свиты. Здесь же происходит резкая смена химизма вулканитов — от субщелочных и щелочных базальтоидов и трахандезитов, характерных для ахмалахтинской и куэрсярвинской свит, к нормальным толеитовым базальтам верхних толщ, что согласуется с представлениями В. Г. Загородного и П. К. Скуфына о выделении в пределах северного крыла Печенгской структуры двух формаций — трахандезит-базальтовой и толеит-базальтовой. — *Прим. ред.*

Имандра-варзугский вулcano-плутонический комплекс основных и ультраосновных пород приурочен к одноименной грабен-синклинали субширотного простирания. Эта структура прослеживается в южной части Кольского полуострова на 350 км, при ширине от 10 до 70 км (рис. 10). Границы Имандра-Варзугской структуры очерчены северным и южным глубинными разломами, которые трассируются мощными зонами тектонитов (бластомилониты, катаклазиты и др.), интрузиями габброндов, гипербазитов и щелочных гранитов. В средней ее части фиксируется «осевой» глубинный разлом, по которому отложения южного крыла синклинали надвинуты на север. По данным глубинного сейсмического зондирования, Осевой и Южный разломы прослеживаются на глубину до 20 км, а Северный доходит до поверхности «М», лежащей под этой структурой на глубине 40 км [85].

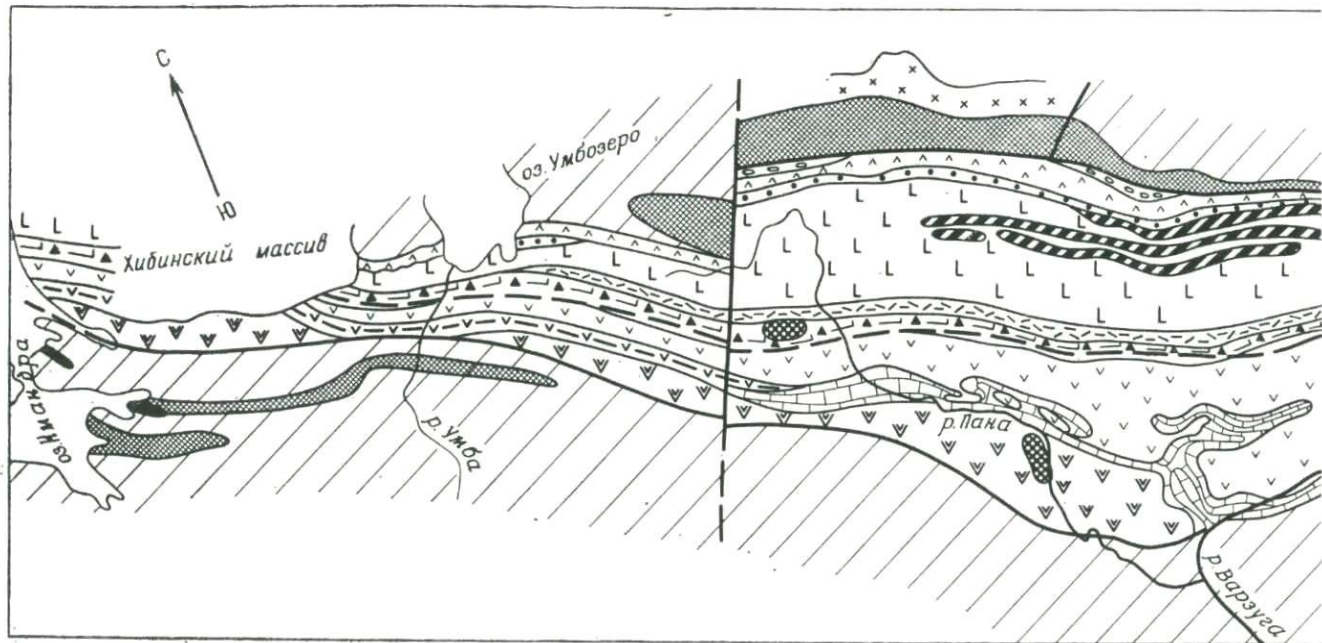
Внутренняя структура Имандра-Варзугской зоны осложнена поперечными разломами, разделяющими ее на блоки, испытавшие радиальные перемещения относительно друг друга. Мощность стратиграфического разреза имандра-варзугской серии в опущенном центральном блоке доходит до 8—9 км, а в приподнятых Восточном и Западном блоках колеблется от 2 до 5 км. Породы серии залегают трансгрессивно с базальными конгломератами и с угловым несогласием на метаморфических толщах кольской, тундровой и кейвской серий и относится к среднему (раннему — по шкале 1977 г.) протерозою региональной стратиграфической схемы.

Верхняя возрастная граница имандра-варзугской серии определяется по воздействию на них щелочных гранитов с абсолютным возрастом (Pb-Pb изохрона) 1770 ± 15 млн. лет [130]. Наиболее существенный вклад в изучение геологии и истории развития Имандра-Варзугской грабен-синклинали сделан в послевоенные годы А. М. Ивановым, Л. Н. Потрубович и А. К. Симоном, В. Н. Соколовой, М. А. Гиляровой, В. Г. Загородным, М. Т. Козловым, Г. Ю. Пушкиным, В. В. Сидоренко, материалы работ которых послужили основой для настоящего очерка.

Анализ этих материалов позволяет автору выделять в строении имандра-варзугской серии три главных осадочно-вулканогенных маккоритма, сложенных I — рижгубской* и сейдореченской, II — умбинской и титанской, III — ильменской свитами (рис. 11).

Нижняя — осадочная часть каждого ритма маломощна (первые сотни метров) и характеризуется закономерным изменением состава пород от грубообломочных до тонкозернистых, а верхняя — вулканогенная мощностью в тысячи метров с гомодромной

* Базальные, существенно конгломератовые отложения среднего протерозоя, выделяемые некоторыми исследователями в самостоятельную романовскую свиту [66], рассматриваются нами в составе рижгубской свиты, а вулканогенные образования ультраосновного состава полисарской свиты [124] в качестве нижнего члена умбинской свиты. — *Прим. автора.*



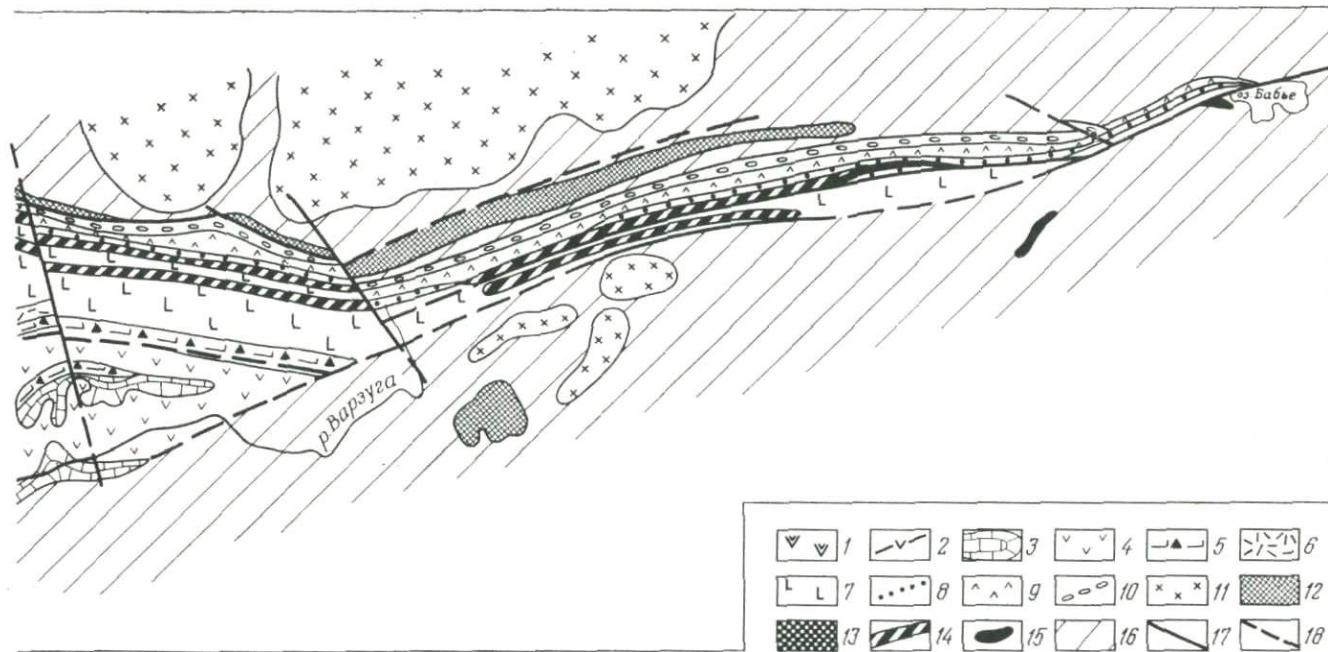


Рис. 10. Геологическое строение Имандра-Варзугского грабел-синклинария (по М. А. Гиляровой, схематизировано В. В. Сидоренко).

Осадочно-вулканогенные образования: 1 — ильменская свита — диабазовые метавулканы; 2—3 — титанская свита (2 — верхняя зеленосланцевая подсвита, 3 — нижняя карбонатно-сланцевая подсвита); 4—5 — умбинская свита (4 — верхняя метадиабазовая подсвита, 5 — нижняя осадочно-вулканогенная — туфы, туффиты, пикриты — подсвита); 6—8 — сейдореченская свита (6 — горизонт дациитовых метаморфитов верхней подсвиты, 7 — метадиабазы и их туфы верхней подсвиты, 8 —

нижняя подсвита кварцито-песчаников и филлитов); 9—10 — рижгубская свита (9 — верхняя зеленокаменная подсвита, 10 — нижняя конгломерато-песчаниковая подсвита). *Интрузивные образования средне-прогерозойского возраста:* 11 — щелочные граниты; 12 — дифференцированные перидотит-габбро-норитовые интрузии (Панские, Федорова тундра и др.); 13 — габбро-гипербазитовые интрузии (Полисарская, Панареченская и др.); 14 — метагаббро-диабазы субвулканических интрузий (силлы); 15 — серпентиниты и метаперидотиты. *Древнейшие метаморфические образования:* 16 — кристаллические сланцы кейвской, лебяжинской, тундровой серий и архейские гнейсы (нерасчлененные). *Крупные разломы:* 17 — документированные; 18 — предполагаемые

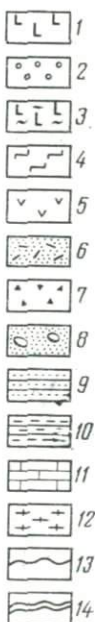
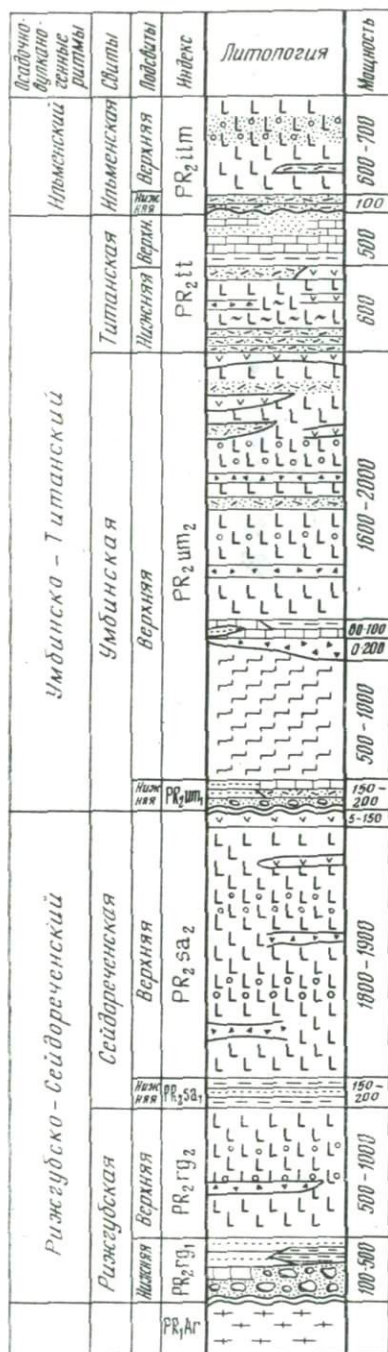


Рис. 11. Сводная стратиграфическая колонка имандра-варзудской серии. Составил В. В. Сидоренко с использованием материалов А. К. Симона и Г. Ю. Пушкина.

1 — метадиабазы, диабазовые порфиры; 2 — метамандельштейны; 3 — зеленые сланцы по диабазовым вулканитам; 4 — пикриты и актинолит-тремолитовые апопикритовые сланцы; 5 — метаандезиты и метадиабазы; 6 — туфы, туффиты, метапесчаники основного состава; 7 — лавобрекчии и туфобрекчии; 8 — конгломераты; 9 — кварциты и кварцито-песчаники; 10 — метадолериты, филлиты; 11 — мраморизованные известняки и доломиты; 12 — гнейсы, гранито-гнейсы, кристаллосланцы фундамента; 13 — стратиграфическое несогласие; 14 — угловое и стратиграфическое несогласие

дациты) или, наоборот, ультраосновного (пикриты) состава. Мощность покровов обычно находится в пределах нескольких десятков метров. Они чаще имеют однородное внутреннее строение. Это особенно характерно для наиболее поздней (III) вулканической фазы (ильменский ритм), сложенной однообразными по составу и текстуре метадиабазами и метагаббро-диабазами.

Наиболее дифференцированной является толща вулканитов умбинско-титанского ритма. Она характеризуется частой перемежаемостью различных по составу и структуре эффузивов с пирокластами, резкими колебаниями мощности отдельных лавовых покровов и значительной их дифференциацией (от метадиабазов до метаандезит-базальтов). Другой характерной особенностью вулканогенных образований этой фазы является присутствие только здесь вулканитов ультраосновного состава — метапикритов, пикритовых метапорфиритов, шаровых лав и туфов, а также развивающихся по ним хлорит-тремолит-актинолитовых сланцев.

Отличительной чертой вулканитов рижгубско-сейдореченского ритма является относительно широкое развитие лавобрекчий, эффузивов миндалекаменной текстуры и наличие мощных покровов эффузивов среднего состава (андезитовых и дацитовых порфиритов), венчающих разрез.

Одинаковые по основности эффузивы разных фаз практически не отличаются друг от друга. Состав основных метаэффузивов — диабазов, диабазовых порфиритов и мандельштейнов — варьирует от меланократовых (70—75% темноцветных минералов) до лейкократовых (30—35%). Структура обычно апоинтерсертальная, бластоофитовая, бластопорфировая (вкрапленники альбита), а в развивающихся по основным эффузивам зеленых сланцах — нематобластовая, гранолепидобластовая с реликтами микроофитовой структуры.

Текстура сланцеватая, часто миндалекаменная, с миндалинами, выполненными кварцем (эффузивы рижгубско-сейдореченского ритма) или хлоритом, эпидотом и кальцитом (умбинско-титанские эффузивы). В метамандельштейнах миндалина составляют до 50% объема породы.

Главные минералы диабазовых метавулканитов: актинолит, образующий псевдоморфозы по клинопироксену (реликты), и альбит (Ap_{1-10}), слагающие основную ткань эффузивов первого ритма. При повышении степени метаморфизма место актинолита занимает обыкновенная зеленая роговая обманка. Среди диабазовых метаэффузивов II и III ритмов встречаются плагиопорфириты с андезитом ($Ap \sim 40\%$), обычно интенсивно соссюритизированным и карбонатизированным. Повсеместно в метаэффузивах развиты биотит и хлорит (пеннин), замещающие амфибол, плагиоклаз и вулканическое стекло. Вторичный кварц образует микропрожилки, линзочки и скопления неправильной формы. Наиболее распространенными рудными минералами являются магнетит и пирит, но относительно высокое содержание первого (до 3—4%) присуще только вулканитам умбинско-титанского ритма,

для которых характерен также халькопирит. Для эффузивов риж-губско-сейдореченского ритма типичен ильменит, а ильменского — титаномагнетит.

Андезитовые и дацитовые метапорфириты имеют бластопорфировую структуру с андезитовой, микролитовой или фельзитовой основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом ($Ап_{10-25}$), реже кварцем. Главный темноцветный минерал тот же — актинолит.

Эффузивы ультраосновного состава — метапикриты и пикритовые метапорфириты — обладают петельчатой или реликтовой порфировой структурой со стекловатой основной массой, в которой присутствуют псевдоморфозы серпентина по хризолиту и тремолита-актинолита по авгиту.

Общими чертами химизма вулканитов всех трех фаз (табл. 5) являются следующие:

1) принадлежность к известково-щелочному ряду с отклонением дацитов и андезитов к щелочным породам, а пикритов к умеренно магнезиальным дифференциатам. Эта особенность проявляется в близких значениях главных петрохимических характеристик А. Н. Заварицкого;

2) существенно натриевый профиль вулканитов, выраженный в величине отношения $Na_2O/(Na_2O + K_2O) > 50$, исключая дациты;

3) низкий ($< 0,5$) коэффициент окисленности железа;

4) приблизительно равные величины у всех базальтоидных пород общей железистости, соотношения CaO/Al_2O_3 и индексов кристаллизации — по этим параметрам выделяются крайние члены комагматического ряда: дациты, пикриты.

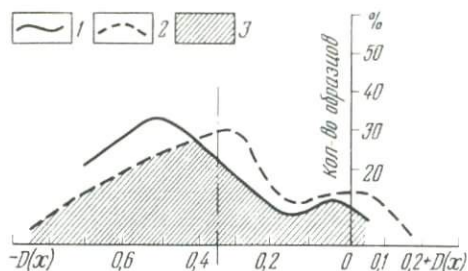
Наряду с отмеченной петрохимической общностью вулканитов базальтового состава разновременные их представители обладают некоторыми специфическими чертами химизма, позволяющими в известной мере судить о направленности эволюции состава исходной толентовой магмы в течение формирования взятого в целом имандра-варзугского комплекса.

Наблюдается, в частности, изменение химического состава базальтов в направлении от ранних к поздним, что выражается в относительно повышенной основности (величина Q) пород II фазы против их аналогов в I фазе, а также в повышенном содержании весовых количеств MgO и TiO_2 . Особенно наглядно различия в химизме базальтов I и II фаз проявляются при сопоставлении их методом линейной дискриминантной функции (рис. 12).

Вулканиты III фазы по химизму — степени основности и ряду других петрохимических черт занимают промежуточное положение между вулканогенными образованиями I и II фаз, тяготея больше к первой

Представляется вероятным, что увеличение основности вулканитов II фазы и появление среди них пикритовых порфиритов связано с повышением тектонической активности в Имандре-Варзугской структуре и проникновением магмоподводящих разломов

Рис. 12. График изменения величин дискриминантной функции основных эффузивов рижгубско-сейдореченского (1) и умбинско-титанского (2) ритмов (3 — область перекрытия)



на большие глубины, чем это было в начале и в конце ее формирования.

С вулканами имандра-варзугской серии связаны субвулканические интрузии габбро и габбро-диабазов, принадлежащие к разновременным фазам вулканической деятельности. Наибольшая концентрация этих гипабиссальных интрузий наблюдается в породах рижгубско-сейдореченского ритма, причем число их возрастает с запада на восток. По условиям залегания, строению, минеральному и химическому составу они обнаруживают между собой большое сходство.

В подавляющем большинстве метагаббро и метагаббро-диабазы представлены согласными пластовыми залежами (силлы) с мощностью от первых десятков метров до 500 м, прослеженными по простиранию от сотен метров до 2, иногда 10 км. Изредка встречаются крутопадающие, дайкообразные тела габбро-диабазов, являющиеся, по-видимому, подводящими каналами эффузивных покровов.

Габброиды, как правило, расланцованы, особенно в краевых частях, согласно со сланцеватостью вмещающих пород и совместно с последними метаморфизованы, вследствие чего контакты их с вулканами обычно нечеткие, с постепенными переходами. При залегании в осадочных породах и отсутствии расланцевания, как правило, наблюдаются экзоконтактные зоны ороговкивания.

В некоторых, наиболее мощных силлах габбро-диабазов устанавливается слабая дифференцированность, выраженная приуроченностью к лежащему боку меланократовых разновидностей пород, а к висячему — лейкократовых (кварцевые габбро-диабазы).

Можно отметить относительно более кислый состав габброидов ранней фазы вулканизма, обусловленный широким развитием габбро-диабазов, содержащих до 10—15% первично-магматического кварца. Это находится в соответствии с относительно кислым составом синхронных с ними вулканитов, среди которых присутствуют андезиты и дациты.

Некоторые различия между разновременными интрузивными породами габбро-диабазового ряда улавливаются в составе и характере выделения аксессуарных минералов. Для габброидов ранней фазы наиболее типичен ильменит и не характерен сфен, количество которого в аналогичных породах умбинско-титанской (II) и ильменской (III) фаз возрастает до 5%.

Таблица 5

Химический состав метавулканитов Имандра-варзугской серии

Компоненты	Рижгубско-сейдореченский				комплекс	Умбинско-титанский комплекс		Ильменский комплекс		
	Метабазальты	Метаандезиты	Метадациты	Лейкократовые габбро-диабазы		Габбро-диабазы	Метаспикриты	Метабазальты	Метабазальты	Габбро-диабазы
	1	2	3	4						
SiO ₂	47,81—54,40 49,95	54,46—61,26 56,58	63,6—67,2 65,23	54,14—63,90 57,37	44,40—51,60 49,33	41,20—45,60 43,80	42,70—53,20 50,59	38,80—55,70 52,81	43,52—54,40 49,68	
TiO ₂	0,95—0,84 0,92	0,74—0,40 0,76	0,81—0,60 0,69	0,16—0,89 0,72	1,33—0,77 0,82	0,88—0,41 0,78	1,40—0,80 1,29	2,52—0,60 1,12	1,21—0,74 1,17	
Al ₂ O ₃	13,04—15,92 14,89	14,30—13,30 13,77	12,40—11,10 12,93	12,70—13,20 13,48	13,20—14,00 14,61	14,40—9,70 10,07	17,20—13,10 13,99	13,31—13,21 13,71	11,77—14,24 13,73	
Fe ₂ O ₃	2,80—2,00 2,63	2,62—1,87 2,04	2,60—1,30 2,12	1,60—0,28 1,25	2,00—21,60 2,44	6,40—2,02 3,02	7,60—1,10 4,31	5,75—1,52 3,30	1,26—4,06 3,35	
FeO	10,60—8,19 10,05	7,54—7,29 7,61	6,60—5,20 5,62	7,40—7,45 7,33	10,70—9,18 9,46	6,40—9,60 8,37	8,70—7,20 7,65	7,90—8,85 8,12	10,80—7,07 8,83	
MnO	0,23—0,13 0,17	0,16—0,00 0,14	0,10—0,13 0,11	0,20—0,08 0,14	0,17—0,10 0,15	0,12—0,20 0,18	0,16—0,14 0,15	0,14—0,17 0,13	0,21—0,13 0,15	
MgO	8,79—4,70 7,01	5,47—2,67 4,92	2,60—0,35 1,18	8,50—3,20 5,47	5,90—8,80 7,88	12,70—19,20 18,00	6,10—10,30 6,50	5,43—6,00 5,67	8,40—5,10 6,89	
CaO	11,25—6,92 9,29	8,47—4,08 6,78	2,90—3,80 3,20	9,90—1,40 5,91	9,60—10,60 10,11	9,30—8,10 8,56	6,80—8,60 8,05	11,43—8,00 8,06	11,28—8,46 10,01	
Na ₂ O	2,04—3,04 2,87	2,73—2,06 2,86	2,60—3,40 2,52	3,00—3,70 3,42	3,90—2,30 2,10	2,81—0,80 0,91	3,90—0,90 3,46	4,00—2,90 2,97	3,20—2,90 2,34	
K ₂ O	0,04—1,35 0,51	1,14—3,40 1,81	3,10—2,80 2,99	0,80—2,30 1,47	0,25—0,40 0,36	0,20—0,40 0,21	0,40—1,50 0,69	0,20—1,12 1,11	0,10—1,10 0,67	
H ₂ O	0,87—0,80 0,80	2,07—0,11 0,10	0,30—0,14 0,15	0,10—0,12 0,10	0,02—0,00 0,01	0,22—0,19 0,21	0,50—0,05 0,10	0,12—0,10 0,10	0,10—0,30 0,11	
П. п. п.	1,38—2,05 1,51	0,37—3,56 2,71	2,40—3,90 3,07	1,60—2,80 3,44	8,20—0,50 2,72	5,52—4,10 5,59	4,30—3,20 3,32	10,4—1,3 3,00	7,70—1,50 3,28	
Сумма	100,10	100,08	99,81	100,10	99,99	99,70	100,10	100,10	100,21	
F	0,64	0,66	0,87	0,61	0,60	0,39	0,65	0,77	0,64	
ИК	30,39	25,57	8,18	28,88	35,43	58,99	28,75	28,18	31,20	
K ₀	0,21	0,21	0,27	0,15	0,20	0,27	0,43	0,29	0,27	
CaO/Al ₂ O ₃	0,65	0,49	0,25	0,44	0,69	0,85	0,58	0,59	0,73	
Na ₂ O/(Na ₂ O+K ₂ O)	0,85	0,61	0,46	0,70	0,85	0,81	0,83	0,73	0,78	
F _{общ}	47,11	49,37	75,21	44,49	42,80	24,66	45,42	48,73	45,54	
a	7,2	9,1	10,0	9,7	5,3	2,2	15,3	8,3	6,1	
c	6,1	4,7	3,8	4,2	7,3	5,3	4,8	5,1	6,2	
b	28,9	20,8	9,6	20,2	30,0	44,6	24,5	24,9	29,3	
Q	4,9	7,9	29,4	8,2	-3,1	-13,9	-24,2	+1,7	-1,6	
Количество проб	19	12	7	5	20	3	15	9	5	

Анализы по В. В. Сидоренко, Г. П. Колесникову (1963 г.) и М. Т. Козлову (1965 г.)

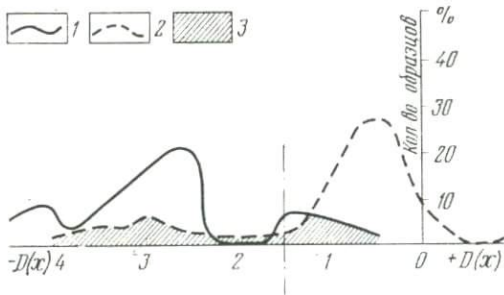


Рис. 13. График изменения величин дискриминантной функции габброидов (1) и эффузивов (2) рижгубско-сейдореченского ритма (3 — область перекрытия)

По внешнему облику, минеральному составу и оптическим свойствам породообразующих минералов габброиды очень сходны с эффузивами, отличаясь от последних только структурно-текстурными признаками (полнокристаллическая бластогаббровая, бласто-габброофитовая или пойкилоофитовая структуры, отсутствие интерсертальных структур и мидалекаменных текстур).

Значительное сходство с эффузивами габбро-диабазы обнаруживают и в химическом составе (см. табл. 5, ан. 4, 5, 9). К немногим фаціальным петрохимическим особенностям габброидов относятся: пониженные щелочность и железистость, повышенное содержание полевошпатовой извести и в целом несколько более основной состав (характеристика «b») в сравнении с эффузивами.

Петрохимическая близость одновременных габброидов с эффузивами на примере первой фазы вулканической деятельности наглядно устанавливается методом линейной дискриминантной функции (рис. 13) по совпадению положений \min и \max кривых.

Региональный метаморфизм имандра-варзугского комплекса вулканитов в целом незначительный — преобладают минеральные парагенезисы зеленосланцевой фации, реже эпидот-амфиболитовой, местами отмечались признаки амфиболитовой фации.

Формационное расчленение вулканитов Балтийского щита

Приведенные геолого-петрографическая и петрохимическая характеристики вулканических и сопровождающих их субвулканических образований орогенной стадии этапа стабилизации карелид Карелии и Кольского полуострова позволяют отметить следующие наиболее характерные особенности отдельных комплексов и провести вещественную их корреляцию с целью выявления формационных типов, общих для региона в целом.

1. Все описанные комплексы структурно локализованы в наложенных структурах, формирование которых обусловлено глубинными разломами, контролирующими интенсивную вулканическую деятельность (трещинные излияния и вулканы центрального типа).

2. Все без исключения комплексы вулканитов являются полифаціальными, представлены образованиями лавовой, пироклаستي-

ческой и субвулканической фаций, количественная роль которых весьма изменчива как в пространстве, так и во времени. Каждый описанный выше конкретный комплекс вулканитов составляется продуктами последовательных многочисленных фаз вулканической деятельности — разной интенсивности и длительности, но тем не менее при корреляции частных разрезов выявляется определенная цикличность в смене периодов покоя с отложением терригенных осадков и периодов бурного проявления вулканических процессов. При этом в каждой конкретной структуре устанавливается свое количество таких периодов и, соответственно, число осадочно-вулканогенных толщ определенного стратиграфического положения (от 1—2 до 7).

3. Для всех комплексов вулканитов характерно слабое проявление метаморфизма, главным образом в условиях зеленосланцевой фации, лишь иногда эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной амфиболитовой фации в зоне сочленения тектонически активных подвижных структур с относительно консолидированными блоками гранито-гнейсового фундамента.

Малая степень метаморфических преобразований пород обуславливает хорошую в целом сохранность первичных текстур, структур и минерального состава, а следовательно, и первичных петрохимических черт отдельных горизонтов, пачек, толщ, свит и, наконец, серий вулканогенного происхождения.

4. При формационном анализе описанных выше комплексов, как отмечалось выше, авторы отдельных очерков высказали несогласованные друг с другом мнения о номенклатуре, а иногда и об числе выделенных формаций. В частности, можно заметить, что в Карелии выделяются толент-базальтовая (ятулийские вулканиты) и пикрит-базальтовая (суйсарские вулканиты) формации, а в составе печенгской серии, включающей четыре свиты (без учета верхнепеченгской, стратиграфическое положение которой остается дискуссионным), участвуют две (трахиандезит-базальтовая и толент-базальтовая) или четыре (андезит-базальтовая, трахибазальтовая, толент-базальтовая и пикрит-базальтовая) формации. Если обратиться к характеристике толент-базальтовой формации, охватывающей ятулий Карелии, и двух верхних свит печенгской серии, то между ними оказывается большое несоответствие в наборе (и химизме) пород. В частности, в пильгуярвинской свите Печенги присутствуют пикритовые базальты, которые характерны для суйсарских толщ, а среди ятулийских вулканитов преобладают не типично толентовые, а заметно обогащенные натрием базальтоиды.

5. Однако, проистекающее из указанных положений впечатление о формационной пестроте вулканитов орогенной стадии карелид Балтийского щита рассеивается при сопоставлении их на основе формационных критериев, принятых в настоящей работе. При обобщении химико-аналитических данных намечается определенная группировка вулканических толщ, а именно, по их принадлежности к трем формационным типам:

андезит-базальтовая формация включает свиты рижгубскую, сейдореченскую, ильменскую, ахмалахтинскую и вулканиты нижнего ятулия Карелии;

формация субщелочных базальтов охватывает вулканогенные образования среднего и верхнего ятулия Карелии и куэтьярвинскую свиту Печенги;

пикрит-базальтовая формация включает коласйокскую и пильгуярвинскую свиты Печенги, полисарскую, умбинскую и титанскую свиты имандра-варзугской серии и суйсарские вулканиты Карелии.

Прежде чем перейти к вещественной характеристике названных формаций, следует подчеркнуть, что они возникают во времени в порядке перечисления, очевидно отражая общее антидромное направленные изменения состава родоначальных магматических масс (А. И. Богачев, А. П. Светов и др.), которое, как мы полагаем, связано с миграцией магматических очагов по мере прогрессирующей консолидации земной коры на все большую глубину. При этом можно заметить, что вулканизм в отдельных структурах при сохранении общей тенденции эволюции обнаруживает некоторые локальные особенности. Так, например, в Имандра-Варзугской зоне андезит-базальтовая формация появляется дважды — в начале и в конце формирования этой структуры, причем субщелочные обогащенные натрием базальтоиды здесь присутствуют в составе умбинской и титанской свит, которые представляют собой вариант формации, промежуточной между субщелочной и пикрит-базальтовой.

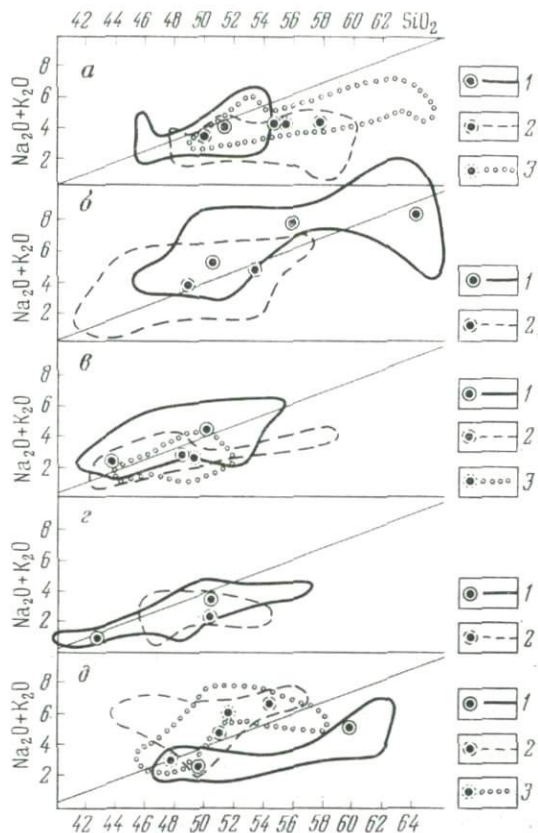
Метадиабазы коласйокской и пильгуярвинской свит печенгской серии, суйсарские образования Карелии и породы умбинской свиты отнесены к пикрит-базальтовой формации, поскольку в них присутствуют пикриты и для них нехарактерны андезит-дацитовые члены, обычные в других формациях. Эти толщи, за исключением умбинской свиты, отвечают составу насыщенных кремнеземом толеитовых базальтов. Однако примерно половина базальтоидов умбинской свиты соответствует щелочным базальтам, и только наличие здесь пикритов не позволяет отнести эти породы к образованиям субщелочной формации.

6. Пикриты характеризуются сравнительно высокой магнезиальностью и низким содержанием кремнезема. Все три описанные выше разновидности пикритов заметно отличаются друг от друга содержаниями главных породообразующих окислов, особенно железа, магния и титана. Наиболее магнезиальными, маложелезистыми и малотитанистыми являются пикриты суйсария, тогда как пикриты пильгуярвинской свиты, наоборот, характеризуются повышенной железистостью (суммарное железо 15,29 против 11,45 в суйсарских пикритах), пониженной магнезиальностью (15,33% против 23,37%) и высоким содержанием титана (2,05% против 0,43%). Пикриты умбинской свиты занимают промежуточное положение между ними и располагаются ближе к суйсарским.

Рис. 14. Поля расположения фигуративных точек состава вулканитов разных формационных типов и субвулканических габбро-диабазов орогенной стадии развития Балтийского щита на диаграмме Макдональда — Кацуры.

a — комплексы андезит-базальтовой формации (1 — нижнеятулийский Карелии, 2 — сейдореченский, 3 — ахмалахтинский); *б* — комплексы субщелочно-базальтовой формации (1 — куэтсарвинский, 2 — среднеятулийский Карелии); *в* — комплексы пикрит-базальтовой формации Кольского полуострова (1 — умбинский, 2 — колайокский, 3 — пильгуярвинский); *г* — комплексы пикрит-базальтовой формации Карелии (1 — суйсарский Онежский мулды, 2 — суйсарский Ветреного пояса); *д* — комплексы габбро-диабазов (1 — сейдореченский, 2 — средне- и 3 — верхнеятулийские Карелии).

Точки в кружках — средние составы пород соответствующих комплексов (см. табл. 1—4)



7. Сопоставление вулканитов трех выделяемых нами формационных типов на диаграмме Макдональда — Кацуры (рис. 14) позволяет подчеркнуть их различия между собой. Так, в частности, вулканиты андезит-базальтовой формации (рис. 14, *a*) в преобладающем большинстве находятся в поле толентовых базальтов нормальной щелочности, их кремнеземистость возрастает от нижнеятулийского комплекса к ахмалахтинскому как в целом, так и в интервале абсолютных содержаний SiO_2 . Породы формации субщелочных базальтов (рис. 14, *б*) куэтсарвинской свиты в главной массе попадают в трахибазальтовое поле, обнаруживая при этом большую дифференцированность в содержании кремнезема: почти в таком же интервале, как и вулканиты ахмалахтинской свиты, что, по-видимому, составляет особенность толентовой серии Печенгской структуры. Принадлежащие к этой же формации вулканиты среднего ятулия занимают промежуточное место между трахибазальтами и толентами, что особенно четко выявляется по приуроченности точек среднего состава пород этого комплекса к пограничной области главных полей диаграммы.

Наконец, породы разных комплексов пикрит-базальтовой формации (рис. 14, *в* и *г*), за исключением некоторых разновидностей пород умбинской свиты, в целом похожей по конфигурации поля на среднеятулийский комплекс вулканитов, в координатах рассматриваемой диаграммы относятся к толентовым базальтоидам нормального типа.

Отмеченная выше антидромная тенденция в изменении составов последовательно формирующихся вулканических серий проявляется на диаграмме Макдональда — Кацуры в заметном общем смещении всей совокупности пород отдельных формаций влево — в сторону минимальных содержаний SiO_2 с уменьшением общей щелочности.

Что касается субвулканических габбро-диабазов (рис. 14, *д*), то ятулийские их представители, безусловно, более богаты щелочами, главным образом Na_2O , чем их эффузивные аналоги, вследствие чего большая часть пород находится в трахибазальтовой половине диаграммы. Верхнеятулийские силлы габбро-диабазов резко отличаются положением точек их составов в поле толентовых базальтов.

8. Металлогеническая специализация субщелочной формации — медная. Вкрапленные сульфиды меди довольно широко распространены в кровле диабазовых потоков, однако промышленных содержаний здесь пока не обнаружено. В более слабой форме медная минерализация проявлена и в адесит-базальтовой формации, для которой, как указывалось выше, характерен некоторый щелочной уклон. Несмотря на общую обогащенность пород железом и титаном, промышленно интересных месторождений этих элементов пока не обнаружено.

Образования пикрит-базальтовой формации с металлогенической точки зрения интереса не представляют. Однако есть основания считать, что породы габбро-гипербазитовой формации (см. ниже), несущие сульфидное медно-никелевое оруденение, произошли при глубинной кристаллизации пикритовой магмы. Если это так, то наличие пикритов может служить указанием на потенциальную никеленосность пикрит-базальтовых комплексов.

Основные вулканиты Сибирской платформы

В отличие от Восточно-Европейской платформы, стабилизация которой завершилась на рубеже 1650 ± 50 млн. лет, консолидация Сибирской платформы затянулась до рифея включительно. Эта консолидация вначале охватила прилежащие к архейскому ядру платформы краевые прогибы, в которых орогенный режим установился почти или одновременно с постсвекофенским в европейской части СССР. Для этих внешних прогибов характерны вулcano-плутонические гранитоидные ассоциации существенно калиевого ряда. Во время их формирования в сосуществующих внутренних прогибах продолжалась активная тектоно-магматическая деятельность протогеосинклинального характера и только

в рифее здесь началось формирование базальтоидных магматических комплексов орогенного типа.

Иначе говоря, комплексы Сибирской платформы в координатах времени несопоставимы с описанными комплексами ятулия — суйсария Балтийского щита, но формационно они с ними коррелируются.

Признаки орогенного геотектонического режима с базальтоидными вулканами фиксируются в структурных зонах рифейд — Северо-Байкальской, Восточно-Саянской, Западно-Саянской, Енисейского кряжа, но до настоящего времени во всех этих районах практически еще не начиналось изучение базальтоидных ассоциаций в формационном аспекте. Первая попытка для Северо-Байкальской зоны, в настоящее время изученной лучше других, принадлежит авторам настоящего очерка. Их материалы, касающиеся вулканитов сыннырского и комагматичного довыренского комплексов, излагаются ниже.

Сыннырский комплекс вулканитов структурно локализуется в межгорном Олоkitском прогибе байкалид, представляющем наложенную структуру на раннедокембрийском фундаменте [14]. Этот район изучался геологами Бурятского ТГУ, ВСЕГЕИ, ИГГД АН СССР.

Олоkitский прогиб выполнен карбонатно-терригенными осадками, частью вулканогенными образованиями (рис. 15) олоkitской и довыренской серий [101]. Разрез первой начинается терригенной (тулуоkitской) свитой, выше которой залегают кварциты, метаэффузивы, глиноземистые сланцы, гравелиты, песчаники, кристаллические известняки (октолахтинская и олоkitская свиты). По мнению А. Н. Булгатова и Б. Н. Красильникова [14], эта серия относится к молассоидной формации. Довыренская серия представлена ондокской и иняптукской свитами. Первая имеет песчано-карбонатно-вулканогенно-сланцевый состав и знаменует собой зрелую и позднюю стадии формирования прогиба. Вышележащая иняптукская свита представлена главным образом лавами базальтов* и относится к заключительной стадии формирования Олоkitского прогиба, после которой устанавливается континентальный режим и образуется кора выветривания [17, 51].

Осадочно-вулканогенные толщи Олоkitского прогиба зонально метаморфизованы до уровня амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа и прорваны основными и ультраосновными породами, объединяемыми в довыренский интрузивный комплекс.

Верхняя возрастная граница названных комплексов определяется тем, что они перекрываются конгломератами раннего кембрия или венда (холоднинская свита), а их рифейский возраст подтверждается данными изотопной геохронологии. Так, для пород олоkitской серии U-Th-Pb методом С. Л. Миркиной, А. Я. Ждановым, А. П. Токсубаевым и др. получены цифры в пределах

* Эффузивы ондокской и иняптукской свит были объединены В. Г. Дитмаром в вулканогенную сыннырскую толщу. — *Прим. автора.*

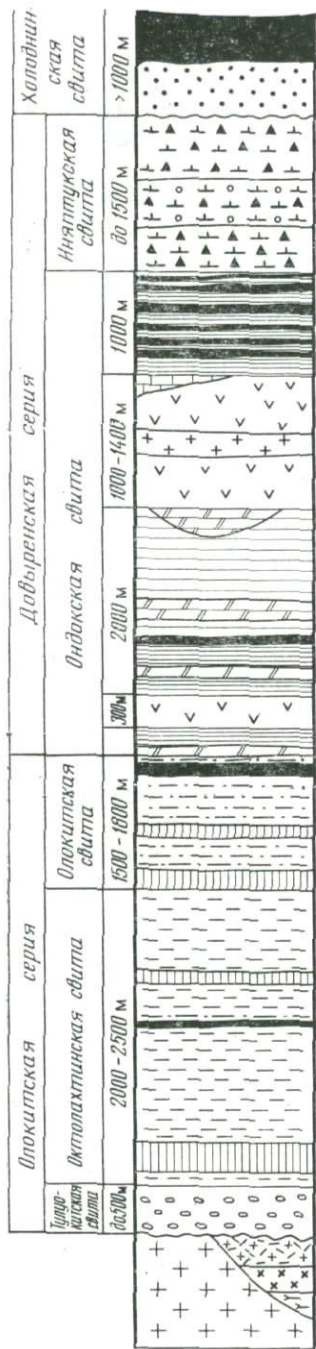
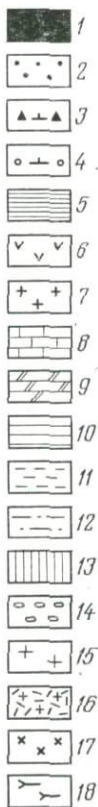


Рис. 15. Сводный стратиграфический разрез осадочных и вулканогенных отложений орогенного комплекса Олоkitского прогиба. Составили В. В. Зарубин и М. М. Мануйлова, 1975 г.

Нижний палеозой: 1 — кварциты, кварцито-песчаники; 2 — конгломераты, гравелиты, песчаники. Верхний протерозой: 3 — андезит-базальты, лавобрекчии, игнимбристы; 4 — шаровые лавы; 5 — филлиты; 6 — миндалекаменные диабазы, плагипорфириты; 7 — кварцевые порфиры; 8 — известняки; 9 — доломиты; 10 — алевролиты; 11 — глиноземистые кристаллосланцы; 12 — слюдястые песчаники; 13 — амфиболиты; 14 — рассланцованные базальные конгломераты. Средний протерозой: 15 — гранитоиды ирельского комплекса; 16 — порфириты, зеленые ортосланцы акитканской серии. Архей: 17 — тремолитовые мраморы; 18 — гнейсы абацкой свиты



1300—1500 млн. лет, по-видимому, близко соответствующие времени осадконакопления. Ондокская свита не моложе 750—780 млн. лет, а зональный метаморфизм проявился на рубеже 600 млн. лет [101].

За время формирования Олоkitского прогиба устанавливаются три этапа вулканической деятельности (см. рис. 15). С I этапом связывается образование маломощных горизонтов (от единиц до первых сотен метров) метаэффузивов среди сланцев и кварцитов олоkitской серии, которые в зоне граната и ставролита превращены в эпидотроговообманковые сланцы и амфиболиты, в зоне биотита — в эпидот-актинолитовые и хлоритовые сланцы. Об их происхождении свидетельствуют реликтовые офитовые и порфиритовые структуры и миндалекаменные текстуры. Петро-

химически они относятся к диабазам, и средний их состав (рис. 16) близок к составу траппов древних платформ [82].

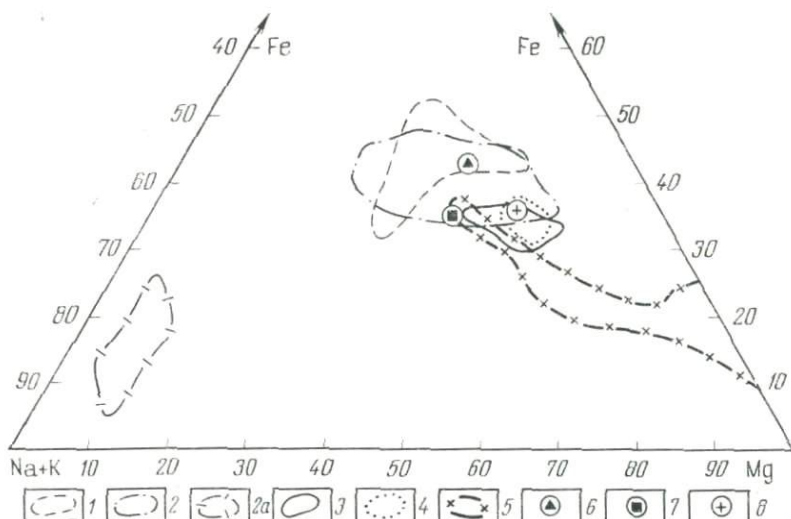


Рис. 16. Вулканиды, субвулканические и плутонические породы орогенной стадии развития Олоикитского прогиба на диаграмме $Mg-Fe-(Na+K)$.

1—3—сыннырский комплекс вулканидов (1—нижний покров, 2—средний покров, 2а—то же, кислые эффузивы, 3—верхний покров); 4—силлы габбро-диабазов и габбро довыренского комплекса; 5—Довыренско-Йокский расслоенный габбро-перидотитовый плутон; 6—8—средние составы, по В. А. Кутолину (6—траппы древних платформ, 7—базальты континентальной сливни-базальтовой формации, 8—океанические толентовые базальты)

Вулканизм II этапа проявился в образовании двух синхронных с осадконакоплением ондокской свиты мощных покровов миндалекаменных диабазовых порфиритов (250 и 1000—1400 м). В них наблюдаются как эффузивные, так и пирокластические породы, литокластические и пепловые структуры. В порфиритах вкрапленники обычно представлены измененным плагиоклазом и редко моноклинным пироксенном; миндалины выполнены хлоритом, эпидотом, карбонатом, кварцем, гематитом.

В центральной и верхней частях среднего покрова устанавливаются горизонты кислых эффузивов мощностью до 50—100 м, представленных кварцевыми порфирами и липаритами. Терригенные породы, разделяющие покровы, фациально выклиниваются в направлении с юго-запада на северо-восток, и эффузивы на берегах р. Чап сливаются, образуя широкое поле. Породы ондокской свиты, включая вулканиды, почти не затронуты процессами регионального метаморфизма, достигающего лишь зоны серицита, иногда — биотита.

Средний химический состав основных эффузивов второго этапа по сравнению с более ранними характеризуется большей железистостью при значительных вариациях SiO_2 —от 40 до 53% и высоком содержании TiO_2 . В целом они близки среднему составу траппов древних платформ (см. рис. 16).

С III этапом вулканизма связано образование верхнего покрова эффузивов (1000—1500 м), слагающего иняптускую свиту в ядерной части Олоkitского прогиба. В составе покрова участвуют афанитовые и микропорфировые миндалекаменные подушечные и шаровые лавы гиалобазальтов с девитрифицированной основной массой, местами замещенной сноповидным и волокнистым актинолитом или эпидотом и хлоритом, а также игнимбриты. Отмечаются вариолитовые, сферолитовые, брекчиевые структуры. В миндалинах присутствуют кварц, карбонат, эпидот, хлорит. Характерна тонкая вкрапленность пирита в завершающих разрез вулканитах. В строении покрова устанавливаются заметные фациальные изменения. На юго-западе преобладают шаровые и подушечные лавы, переслаивающиеся с игнимбритоподобными лавобрекчиями. В северо-восточном направлении они сменяются однородной толщей миндалекаменных базальтов.

По химическому составу вулканиты верхнего покрова достаточно устойчивы (табл. 6). В отличие от более ранних вулканитов I и II этапов для них характерно пониженное содержание TiO_2 , меньшая железистость и щелочность, но большее количество кальция. По среднему составу эти вулканиты близки, по В. А. Кутолину, к океаническим толентовым базальтам (см. рис. 16).

Литологические особенности осадков, среди которых залегают эффузивы двух первых этапов, указывают на подводное их излияние, причем господство однородных диабазов свидетельствует скорее о трещинном характере излияний в доиняптуское время.

Что касается верхнего покрова, то обилие лав и лавобрекчий, быстрая фациальная смена пород как вкрест, так и по их простиранию, наличие игнимбритов, высокий индекс эксплозивности — все это свидетельствует о преимущественно наземном и мелководном характере излияния. В ондокской свите помимо эффузивов широко распространены силлы габбро-диабазов, особенно в верхней части ее под эффузивами верхнего покрова. Силлы составляют субвулканическую фазию, их мощность достигает первых десятков метров, и они нередко чередуются с терригенными породами. Изучение геологических взаимоотношений этих габбро-диабазов с вулканитами верхнего покрова свидетельствует о наличии постепенных переходов между ними, а петрохимическое их сходство друг с другом указывает на комагматичность.

На большей глубине от подошвы верхнего покрова наблюдаются более крупные по размерам силлоподобные тела, нередко расслоенные, среднезернистых габбро, по химическому составу тождественных габбро-диабазам. Они представляют собой гипабиссальные комагматы в составе этого вулканоплутонического комплекса. Тела габбро-диабазов и габбро согласные, местами косо-сосекающие, в том числе и эффузивы среднего покрова. Главные пороодообразующие минералы: сосюртитизированный плагиоклаз и пироксен, часто замещенный хлоритом, изредка биотитом и актинолитом. В интерстициях встречаются кварц и вкрапленность пирита и магнетита.

Таблица 6

Химический состав эффузивов сыннырского и габброидов довыренского комплексов

Компоненты	Сыннырский — метаэффузивы основного состава			Довыренский — габброиды
	нижний покров	средний покров	верхний покров	
SiO ₂	45,56—50,60 48,93	42,16—52,96 47,15	43,96—52,44 49,21	47,22—50,08 48,32
TiO ₂	1,82—1,50 1,27	2,75—2,53 1,88	1,08—1,02 0,86	0,98—0,62 0,79
Al ₂ O ₃	15,22—14,78 14,23	14,82—11,10 14,03	15,13—16,07 15,00	16,53—16,13 15,88
Fe ₂ O ₃	5,56—7,32 4,18	7,75—11,27 6,73	2,86—1,49 2,56	1,08—2,45 2,20
FeO	7,67—6,68 7,29	5,46—4,01 6,61	7,87—8,39 7,33	7,18—6,48 8,30
MnO	0,16—0,18 0,18	0,25—0,31 0,20	0,20—0,10 0,15	0,15—0,11 0,15
MgO	5,82—4,72 6,67	7,94—4,13 6,66	4,22—5,47 6,71	4,86—7,62 7,43
CaO	7,97—7,14 9,02	6,67—5,52 7,93	10,60—8,74 10,00	7,81—10,61 10,25
Na ₂ O	2,56—3,00 2,61	4,29—4,11 2,55	1,40—1,17 1,84	1,61—1,65 1,94
K ₂ O	0,48—0,30 0,65	0,15—0,60 0,65	1,00—0,30 0,72	2,31—0,27 0,89
H ₂ O	0,09—0,09 0,12	—	—	0,04 0,10
П. п. п.	6,35—3,97 5,90	7,43—2,47 5,11	11,55—4,69 5,18	4,28—3,70 3,66
P ₂ O ₅	0,27—0,14 0,21	0,13—0,79 0,15	0,20—0,18 0,14	—
Сумма	101,26	99,65	99,70	99,91
F	0,63	0,67	0,60	0,59
ИК	31,17	28,71	35,02	35,79
K ₀	0,36	0,50	0,26	0,21
CaO/Al ₂ O ₃	0,63	0,57	0,67	0,65
Na ₂ O/(Na ₂ O+K ₂ O)	0,80	0,80	0,72	0,69
F _{общ}	43,5	44,7	41,5	41,3
a	6,9	7,0	5,5	5,8
c	6,4	6,3	8,4	8,2
b	27,9	28,6	23,0	28,1
Q	-2,6	-4,1	-6,8	-4,0
Количество проб	9	36	23	7

Анализы пород — по данным авторов, а также И. Ф. Байнова, В. В. Балханова, С. А. Гурулева, А. Г. Крапивина, А. И. Трепалина, В. В. Чабаненко.

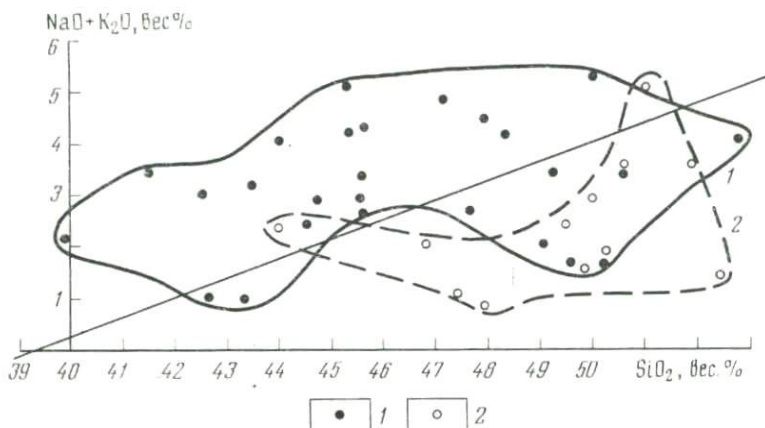


Рис. 17. Горыды сыннырскогo комплекса на диаграмме Макдональда — Кацуры.

1 — вулканиты олокитской и ондoкской свит; 2 — вулканиты иняптукской свиты

Традиционно габбро-диабазы и габбро объединяются исследователями района в довыренский интрузивный комплекс*.

В заключение несколько слов о корреляции вулканитов сыннырскогo комплекса с соответствующими образованиями Балтийского щита.

По химизму сыннырские вулканиты распадаются на две группы. К первой относятся вулканиты нижней и средней толщ, ко второй — вулканиты верхней — иняптукской свиты.

На диаграмме Макдональда — Кацуры (рис. 17) большинство точек анализов пород первой группы располагаются в поле обогащенных щелочами базальтов. Они являются петрохимическими аналогами пород формации субщелочных базальтов Балтийского щита. Как и последние, они характеризуются высоким содержанием $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (до 3,0—3,8%), повышенными общей железистостью и степенью окисленности железа, достигающей в отдельных случаях 80%. Вулканиты же второй группы — иняптукской свиты — тяготеют к полю пород пикрит-базальтовой формации Балтийского щита, хотя и отличаются от нее отсутствием пикритов в изученных разрезах. По особенностям химизма вулканиты этой группы стоят ближе всего к метадиабазам пильгуярвинской свиты Печенги.

* Особое место в составе довыренского комплекса, в понимании его объема авторами очерка, занимает Иокско-Довыренский габбро-гипербазитовый массив, характеристика которого приводится при описании комплексов габбро-гипербазитовой формации (см. с. 143—148). — *Прим. ред.*

Габбро-гипербазитовая формация

ВВЕДЕНИЕ

В парагенетической связи с вулканитами пикрит-базальтовой формации находятся интрузии габбро-гипербазитов, частью дифференцированные, которые, по мнению большинства исследователей, составляют интрузивные комплексы несколько более поздние по времени образования относительно вмещающих их вулканитов. Эти интрузии образуют линзовидные и удлиненные согласные и согласнo-секущие тела, локализованные в зонах разломов, изредка заключают ксенолиты вмещающих пород и, как правило, в той или иной степени метаморфизованы одновременно и изофациально с породами рамы.

Эти интрузивные комплексы к настоящему времени наиболее детально изучены в Печенгском никеленосном районе, значительно меньше материалов для формационной характеристики имеется по району Ветреного пояса (суйсарский комплекс) и Куоляярвинской структуре в Северной Карелии, и лишь недавно начались исследования этих образований в Имандра-Варзугской структурно-фациальной зоне. К данной формации, по-видимому, относятся интрузии мамоновского комплекса на территории Воронежского кристаллического массива.

Существуют предпосылки обнаружения аналогичных интрузий в зонах сочленения кратонизированных эпикарельских срединных массивов с подвижными поясами свекофеннид — саксаганид в фундаменте Русской плиты. Это предположение основывается на наличии в таких зонах магнитных аномалий, сходных по интенсивности и структурной локализации с соответствующими аномалиями вышеназванных комплексов.

В Восточной Сибири в пределах структур стабилизирующегося раннедокембрийского складчатого обрамления Сибирской платформы к габбро-гипербазитовой формации относятся некоторые интрузии довыренского комплекса в Прибайкалье, но в целом здесь эта формация пока остается не изученной.

ПЕЧЕНГСКИЙ КОМПЛЕКС

Печенгский габбро-гипербазитовый комплекс представлен дифференцированными интрузиями, пространственно сосредоточенными преимущественно в пильгуярвинской свите печенгской серии среднего протерозоя. Существует обширная литература, посвященная геологии, петрографии, геохимии, петрофизике и металлогении комплекса, в том числе монографии Н. А. Елисеева и др. [152], Г. И. Горбунова [46], В. Г. Загородного и др. [64], Л. Я. Харитонова [153], А. А. Предовского и др. [125, 126], что выдвигает печенгский габбро-гипербазитовый комплекс в разряд одного из наиболее хорошо изученных в регионе.

В состав комплекса входит более 350 сильноизмененных дифференцированных габбро-перидотитовых интрузий, мелкие недиф-

ференцированные массивы перидотитов и габбро, а также дайковая фация габбро-диабазов, щелочных лампрофиров и гранофиров.

Интрузии печенгского комплекса разделены [96] на две группы, соответствующие двум фазам внедрения, отличающимся по составу и степени рудоносности: 1) слаборудоносные габбро-троктолит-перидотитовые интрузии и 2) габбро-оливинит-перидотитовые интрузии, с которыми связаны месторождения.

Структурный контроль, обуславливающий размещение интрузий в пределах падающей под углами 30—40° к центру Печенгской мульды «продуктивной» пильгуярвинской толщи зеленых сланцев и филлитов, проявляется [65] в их приуроченности к межформационным разломам или к внутриформационным зонам скольжения [46] с локализацией тел в замковых частях поперечных синклинальных складок, в продольных и секущих разрывах и полостях отслаивания. При этом устанавливается, что габбро-троктолит-перидотитовые интрузии локализованы во внутриформационных межпластовых полостях по всей мощности продуктивной толщи в очень широком интервале глубины по падению, а габбро-оливинит-перидотитовые интрузии имеют значительно меньшее распространение и приурочены преимущественно к субширотным тектоническим зонам, развитым вдоль контактов продуктивной толщи с подстилающими и перекрывающими покровами эффузивных базальтоидов.

Для всех интрузий характерна конформность со складчатой структурой вмещающих пород, что свидетельствует об их внедрении во время складчатых деформаций. Интрузии изофациально метаморфизованы с вмещающими породами в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации*.

Геологический возраст интрузии определяется их исключительной приуроченностью к Печенгской орогенной структуре, вне которой они не встречаются. Датировки медно-никелевых сульфидных руд (изотопно-свинцовый метод) варьируют от 1860 до 1980 млн. лет [39].

Верхняя возрастная граница печенгского интрузивного комплекса не ясна, но, по-видимому, он, как и печенгская серия, предшествует порфиридовым ара-гранитам, возраст которых, по данным U-Th-Pb метода, определяется цифрой 1800 млн. лет [37]**.

Наиболее крупные тела габбро-гипербазитов сосредоточены в центральной части Печенгской структуры и достигают по простиранию свыше 1000 м, а по падению прослеживаются значительно больше. Максимальная ширина в поперечном срезе доходит до 700 м. Наиболее распространенными (~75% общего числа тел) являются массивы длиной 100—500 м с мощностью 10—50 м [46].

* Об условиях метаморфизма пород Печенгской структуры см. с. 65—66. — *Прим. ред.*

** По новым определениям [130], возраст этих гранитов: U-Pb изохронный метод — 1830 и 1845 млн. лет, Pb-Sr изохронный метод — 1755 ± 25 млн. лет. — *Прим. ред.*

В эндоконтактах интрузий часто наблюдаются признаки рассланцевания и брекчирования пород, а в ненарушенных контактах — зоны закалки (до 1—3 м), сложенные тонкозернистыми метаперидотитами; в экзоконтактах отмечаются адинолы и спилзиты [152].

По внутреннему строению габбро-перидотитовые интрузии пенчгского комплекса разделяются на дифференцированные и недифференцированные. Дифференцированные массивы обычно имеют более крупные размеры, слабее метаморфизованы и состоят в нижней части из перидотитов, в средней — из пироксенитов, постепенно переходящих в габбро в направлении висячего бока. Для рудоносных интрузий характерно подчиненное развитие габброидов и пироксенитов, залегающих в висячем боку интрузий, а также преобладание в нижнем перидотитовом слое пород, богатых оливином.

Граница между перидотитовой и пироксенитовой частями массивов очень часто отмечается зонами рассланцевания.

Все названные породы обладают первичной расслоенностью с различными количественными соотношениями главных минеральных компонентов; мощность этих слоев колеблется в пределах 15—30 м.

Среди наименее измененных перидотитовых пород комплекса выделяются оливиниты, пироксеновые оливиниты, верлиты, местами лерцолиты (до 10—12% ромбического пироксена), а также ряд плагноклазсодержащих пород: плагио-пироксеновые оливиниты, пироксеновые троктолит-оливиниты, пироксеновые троктолиты. При интенсивном метаморфизме они глубоко изменяются, вплоть до преобразования в серпентиниты с переменным содержанием хлорита, талька, тремолита, актинолита, карбоната, рудных минералов и примеси биотита, альбита, кварца, флогопита. Здесь только в качестве реликтов встречены первичные магматические минералы: оливин, моноклинный пироксен, плагноклаз, в протолочках — ромбический пироксен.

Магматические структуры сохраняются редко и представлены панидиоморфнозернистой, сидеронитовой, пойкилитовой, гипидиоморфнозернистой структурами. В метаморфитах преобладают нематобластовая, лепидобластовая, бластопойкилитовая и другие структуры.

Процессы вторичного минералообразования (оталькование, серпентинизация, карбонатизация, хлоритизация и т. п.) развиваются в виде линейно-вытянутых зон, чаще всего в краевых частях массивов. В лежащем боку серпентинитовых тел нередко наблюдаются тремолитовые амфиболиты состава: тремолит, ферротремолит, хлорит, серпентин и рудный; второстепенные — тальк, карбонат, биотит.

Пироксениты залегают: 1) в виде слоев между габбро и перидотитами в дифференцированных интрузиях; 2) в лежащем боку перидотитовых тел на контакте их с вмещающими породами — эндоконтактные пироксениты, обычно амфиболитизированные;

3) развиты локально в оливинитах внутри перидотитовых тел (оливиновые пироксениты).

Структура пироксенитов пан- или гипидноморфнозернистая, в измененных разновидностях — нематобластовая; главные минералы: клинопироксены, бурая и зеленая роговые обманки, ильменит, в плагиопироксенитах — соссюритизированный плагиоклаз. Преобладающий процесс изменений — амфиболизация, которая начинается еще в эпимагматическую стадию (бурая роговая обманка), а завершается преобразованием пироксенитов в амфиболиты актинолит-тремолитового состава, содержащие то или иное количество хлорита.

Группа габбро или, точнее, метагаббро объединяет породы, слагающие верхние части дифференцированных интрузий и образующие самостоятельные интрузивные тела. Минеральный состав определяется двумя основными минералами — клинопироксеном (авгит и ферроавгит) и плагиоклазом, вариации в содержании которых дают все переходы от лейкократовых габбро до габбро-пироксенитов. По пироксену обычно развивается бурая роговая обманка, которая в свою очередь замещается зеленой роговой обманкой, и в итоге породы переходят в пироксен-керсутитовые и керсутит-роговообманковые амфиболиты; последние чаще приурочены к лежащему боку габбровых слоев дифференцированных интрузий.

Минеральный состав всех разновидностей пород определяется различными количественными соотношениями первичных магматических, вторичных авто- и аллометаморфических и аксессуарных минералов.

Первичные минералы — оливин, орто- и клинопироксены, плагиоклаз — сохраняются в качестве реликтов.

Оливин является одним из главных минералов перидотитовых пород. В рудоносных интрузиях он представлен форстеритом (8—10% Fa), а в слабооруденелых массивах — хризолитом (10—25% Fa), и, как правило, в значительной степени серпентинизирован, часто вплоть до полного замещения.

Ромбический пироксен в оливинсодержащих породах рудоносных интрузий относится к бронзиту (20—25% Fs), в пироксенитах слабооруденелых массивов — к гиперстену (32—49% Fs) и феррогиперстену (52—53% Fs). Часто наблюдается замещение пироксена «бурым клинохлором».

Моноклинный пироксен представлен в рудоносных интрузиях субкальциевым авгитом (магнезиальная разность) или (в слабооруденелых массивах) железистым ферроавгитом с повышенным содержанием TiO_2 . Наконец, в цементе брекчиевых руд развит диопсид-геденбергит. При метаморфизме по клинопироксену развивается прохлорит.

Плагиоклаз почти полностью замещен хлоритом и соссюритизирован. Реликты плагиоклаза в перидотитах месторождений Ждановское, Соукер относятся к битовниту (Ap_{80-85}), а в метагаббро он более кислый (Ap_{65-80}).

Группа вторичных метаморфических минералов включает: амфиболы — керсутит, бурая роговая обманка (до 3,7% TiO_2), зеленая роговая обманка, актинолит, тремолит; серпентины (антигорит, лизардит), прохлорит — бледно-зеленый (20—22% Fe компонента), развивающийся по плагиоклазу, и густо-зеленый (до 24% Fe компонента), замещающий клинопироксен; клинохлор (15—20% Fe минала) образуется по ортопироксену; репидолит (44—52% Fe компонента) биотит, тальк, карбонаты (кальцит, доломит, брейнерит). В зависимости от количественных соотношений названных минералов выделяются тальк-серпентиновые породы, тальк-хлорит-карбонатные, тремолит-актинолит-хлоритовые и другие сланцы.

Явления серпентинизации и амфиболизации пород начинаются еще на аутометаморфической стадии, но максимальное развитие совместно с процессами хлоритизации и карбонатизации они получают на следующей аллометаморфической стадии минералообразования, особенно интенсивного в зонах рассланцевания.

Среди аксессуаров по условиям образования выделяются: а) минералы магматического генезиса — апатит I, пироп, алмандин, циркон I, хромит; б) минералы пневматолитовой стадии — гематит, гроссуляр-андрадит, сфен, циркон-II, эпидот, апатит-II, шеелит, силлиманит, кианит, аксинит, сфалерит, кобальтин, кивнарль.

Установлено, что пироп-альмандины характерны для ультраосновных пород, а гроссуляр-андрадиты — для метагабброидов и карбонатизированных участков апоперидотитовых метаморфитов.

Из особенностей химизма пород печенгского комплекса (табл. 7) следует отметить повышенные содержания железа и титана по сравнению с обычно наблюдаемыми в подобных образованиях. При этом степень окисленности железа довольно высока, особенно в ультрабазитах слаборудоносной фазы. Общее содержание железа во всех разновидностях пород — базитах и ультрабазитах — находится примерно на одном уровне, однако породы рудоносной фазы в целом менее магнезиальны.

Характерной особенностью дифференциации печенгских интрузий является обогащение пород поздней кристаллизации железом при незначительном повышении содержания SiO_2 , что характерно для толентовой серии. Такой путь эволюции расплава не совсем обычен для никеленосных интрузий, где чаще устанавливается появление относительно менее кислых фракционатов.

В никеленосных массивах Печенги выявлена положительная геохимическая специализация пород рудоносной фазы на главные рудные компоненты — Ni, Co, Cu; второстепенные — Zn, Pb; летучие — S, Se, As, B, P; малые элементы-спутники — Cr, Mn.

При сопоставлении с мировыми кларками (по А. П. Виноградову) коэффициенты концентраций металлов в породах рудоносной фазы составляют $K_{Ni}=2-4$; $K_{Co}=1-1,5$; $K_{Cu}=100-200$, что в 3—4 раза выше, чем в аналогичных породах слаборудоносной фазы. То же самое относится к летучим, где $K_S=200$, $K_{Se}=100$,

Таблица 7

Химический состав пород дифференцированных интрузий печенгского и имандра-варзугского комплексов

Компоненты	Печенгский комплекс					Имандра-варзугский интрузивный комплекс		
	Слаборудоносная фаза		Рудоносная фаза		Среднее по комплексу	Габброиды	Ультрабазиты	Среднее взвешенное по комплексу
	ультрабазиты	габброиды	ультрабазиты	габброиды				
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	33,70—48,34 40,73	45,54—53,52 47,91	31,41—42,80 40,25	40,28—52,74 46,26	42,86	39,66—48,96 44,53	38,28—45,72 42,91	43,40
TiO ₂	0,88—0,83 0,90	2,64—1,27 1,92	1,64—1,20 1,69	3,71—1,76 2,36	1,56	1,86—2,00 1,80	0,57—0,49 0,81	1,05
Al ₂ O ₃	4,18—11,30 5,88	15,46—11,48 12,54	0,18—3,77 6,00	14,15—14,78 10,93	8,03	11,79—12,14 12,75	8,72—3,75 6,05	7,70
Fe ₂ O ₃	5,26—3,63 7,20	3,72—5,28 3,55	6,93—12,87 4,65	—3,04 4,55	5,21	6,52—4,55 5,83	6,29—5,02 4,93	5,10
FeO	10,21—8,51 8,54	12,90—7,31 11,17	16,80—4,37 12,83	17,00—9,67 10,67	10,82	14,60—8,53 10,05	8,06—8,06 6,91	7,70
MnO	0,19—0,34 0,17	0,13—0,0 0,18	0,10—0,15 0,18	0,20—0,15 0,18	0,18	0,40—0,24 0,24	0,22—0,20 0,19	0,18
MgO	27,45—13,54 23,39	5,80—8,72 7,70	19,10—25,68 19,23	10,42—3,28 7,65	16,61	8,81—6,17 8,17	23,08—23,47 23,68	20,00
CaO	9,33—10,40 3,20	10,71—9,91 8,84	5,13—1,56 4,57	3,76—6,50 6,61	5,35	9,55—10,42 8,97	5,99—7,25 5,96	7,10
Na ₂ O	0,03—0,44 0,15	2,32—1,76 2,05	0,09—0,07 0,30	0,01—3,66 1,42	0,78	2,23—4,40 3,48	0,11—0,15 1,04	2,66
K ₂ O	0,03—1,10 0,39	0,47—0,73 0,76	0,07—0,01 0,23	0,69—2,16 1,30	0,52	0,38—0,50 0,32	0,06—0,05 0,18	0,21
H ₂ O	0,31—0,11 0,11	0,12—0,0 0,17	0,26—0,13 0,10	0,38—0,36 0,30	0,14	0,22—0,05 0,10	0,30—0,30 —	0,03
Н. п. п.	8,66—1,80 9,28	0,20—0,15 3,31	17,92—7,20 9,92	8,08—2,40 7,73	7,92	5,57—2,03 3,50	8,27—5,50 7,25	4,26
Сумма	99,94	100,10	99,95	99,96	99,98	99,74	99,91	99,39
F	0,40	0,66	0,48	0,67	0,52	0,51	0,33	0,40
ИК	58,96	30,52	51,64	29,89	46,69	29,34	64,45	55,20
K ₀	0,46	0,24	0,27	0,30	0,33	0,37	0,42	0,40
CaO/Al ₂ O ₃	0,54	0,70	0,76	0,60	0,66	0,70	0,99	0,92
№ ₂ O/(Na ₂ O+K ₂ O)	0,28	0,73	0,57	0,52	0,51	0,92	0,85	0,89
F _{общ}	21,9	48,4	30,2	48,4	33,76	46,27	17,6	24,70
a	0,9	14,0	1,0	5,3	4,49	8,07	2,2	3,56
c	1,5	2,7	3,1	5,0	2,69	4,6	2,6	3,10
b	52,2	31,0	48,1	32,2	43,69	35,0	50,3	46,50
Q	—12,5	11,6	—9,5	—0,6	—0,11	—10,17	—17,2	—15,40
Количество проб	33	24	34	11	102	6	6	12

1—4 — из колл. И. В. Ляхницкой, Р. И. Шуруповой, Л. И. Гурской (ВСЕГЕИ); 6—7 — из колл. В. В. Сидоренко (ИГГД); 5, 8 — средневзвешенный состав с учетом соотношений габброидов к ультрабазитам как 1:3.

что в 2—3 раза больше, чем в породах слабоникеленосных интрузий.

В то же время породы слаборудоносной фазы отличаются более высоким содержанием редких — Zr, Nb, V, Yb, Mo, Ga — и малых — V, Sc, Ba, Sr — элементов-примесей.

Понижение величины Ni/Co от рудоносных (Ni/Co=18—20) к слаборудоносным (Ni/Co=12—15) массивам возможно указывает на глубинный процесс кристаллизации первичной магмы. Более высокое значение этого отношения в гипербазитах печенгского комплекса (Ni/Co=12—20) по сравнению с верхней мантией (Ni/Co=2,2—7,6) может свидетельствовать о том, что Печенгский магматический очаг был расположен не в верхней мантии, а, возможно, на нижней границе «базальтового» слоя.

Корреляционный статистический анализ [50] показал, что в породах рудоносной фазы преобладает связь никеля с серой, а в породах слаборудоносной фазы — с магнием, что отражает различия физико-химических условий формирования этих двух групп интрузий.

В целом, в направлении от рудоносных к слаборудоносным породам происходит уменьшение содержания рудных, летучих, малых элементов и увеличение количества редких и рассеянных элементов [96]. Это указывает на то, что породы рудоносных массивов, по-видимому, являются более поздними, тугоплавкими остатками дифференцированного магматического материала [24].

Рудоносная интрузивная фаза имеет первичный габбро-оливинит-перидотитовый состав при следующем количественном соотношении отдельных типов пород: габбро 7%, пироксенит 8%, перидотит 70%, оливинит 15%, т. е. ультрабазиты составляют 93%. В интрузиях слаборудоносной фазы, имеющей в целом габбро-троктолит-перидотитовый состав, первично магматические дифференциаты занимают следующие объемы: габбро 26%, троктолиты 16%, пироксениты 8%, оливиниты 10%, перидотиты 40%, т. е. на долю ультрабазитов приходится всего 58%. Петролого-минералогические пересчеты показали принадлежность рудоносной фазы к верлитам, а слаборудоносной — к пироксенитам.

Средневзвешенный состав интрузий печенгского габбро-перидотитового комплекса, с учетом распространенности отдельных типов пород в обеих фазах, определяется соотношением: 25% основных дифференциатов и 75% ультраосновных, т. е. 1:3. Такой состав занимает промежуточное положение между составами толента и пиролита.

Как следует из экспериментальных работ Рингвуда и Грина [134], подобные магмы могут быть образованы при частичном (в объеме 20—25%) плавлении пиролита в условиях сравнительно невысокого давления, равного 9 кбар, при 1250°С, что соответствует глубинам 15—35 км, где образуется высокоглинозистый оливиновый толент. Его состав отвечает плагиоклаз-пироксен-оливиновой ассоциации (плагиоклазовый пиролит). Такой рас-

плав* претерпевает в дальнейшем кристаллизационную дифференциацию с образованием расслоенных габбро-пироксенит-перидотитовых систем [133].

Можно думать, что глубинная магматическая дифференциация сыграла существенную роль в разделении интрузивных фаз печенгского комплекса, обусловив его антидромный характер. Первоначально произошло внедрение менее основных дифференциатов магмы, давших начало интрузиям слаборудоносной фазы пироксенитового ряда, несущим бедное вкрапленное сульфидное оруденение, а затем — наиболее ультраосновных дериватов перидотитового ряда, с которыми ассоциируют богатые сульфидные руды.

Внутрикамерная кристаллизационная дифференциация способствовала появлению в последней группе интрузий оливинитов, лерцолитов, верлитов, в незначительной степени пироксенитов и меланократовых габбро; а в группе массивов пироксенового ряда — троктолитов, плагипироксенитов, лейкократовых разновидностей габбро.

Медно-никелевые руды, связанные с печенгским интрузивным комплексом, представлены постоянной ассоциацией — пирротин-пентландит-халькопирит при соотношении между никелем и медью близким 2:1 [46].

Медно-никелевое оруденение Печенги имеет первичное магматическое происхождение, что подтверждается изотопным составом серы рудных образований, близким к метеоритному. Основные типы промышленных руд формировались в процессе становления интрузий и последующих их метаморфических преобразований, которые способствовали перераспределению первичного рудного вещества с его локализацией в виде мелких концентраций, либо рудных тел и зон с промышленными рудами. Степень никеленосности интрузий не зависит от интенсивности метаморфических преобразований, а определяется первичной насыщенностью интрузий рудным веществом, обусловленной их принадлежностью к различным группам (фазам) интрузий.

С габбро-оливинит-перидотитовыми интрузиями связаны массивные, брекчиевидные метасоматические медно-никелевые руды месторождений Западного рудного узла, в то время как в габбро-троктолит-перидотитовых интрузиях известны лишь рудопроявления.

* Вывод авторов очерка о соответствии исходного расплава печенгского габбро-перидотитового комплекса высокоглиноземистому оливиновому толену не бесспорен из-за низкой глиноземистости всех пород комплекса и расположения на диаграмме $TiO_2 - MgO$ (см. рис. 19) фигуративных точек средневзвешенного состава дифференцированных интрузий и отдельных разновидностей слагающих их пород (габброидов и ультрабазитов) как слаборудоносной, так и рудоносной фаз, в области развития щелочных оливиновых базальтов. Генерация магмы такого состава, согласно экспериментальным исследованиям Рингвуда и Грина [134], возможна только на глубинах 35—60 км. — *Прим. ред.*

Гипабиссальные интрузии габброидов и ультрабазитов более или менее синхронны по времени образования с толщей пикрит-базальтовых вулканитов и комагматичны с ними. В южном крыле структурно-фациальной зоны Ветреного пояса выделяется мощный габбро-перидотитовый пояс, в пределах которого тела гипербазитов образуют две параллельные полосы вдоль главных разломов: южную и северную. Интрузивные согласные и секущие тела габброидов и ультрабазитов прослеживаются по простиранию от сотен метров до 5—6 км при мощности от десятков метров до 400—600 м. Ультрабазиты прорывают габброиды, что свидетельствует об антидромной направленности дифференциации родоначальной магмы. Подавляющее большинство массивов ультрабазитов сложено аповерлитовыми серпентинитами, среди которых редко присутствуют металерцолиты. Верлиты в реликтах представлены порфиroidными породами с признаками пойкилитовых структур. Содержание оливина ориентировочно оценивается в 50—70%. По составу он относится к хризолиту (13—15% Fa), серпентинизация лизардит-хризолитовая. Клинопироксен присутствует в количестве 35—45%, изредка встречаются плагиоклаз, керсутит, обычен биотит; постоянной аксессуарной примесью являются хромит, вторичный магнетит, с которым иногда ассоциирует самородное железо, и графит.

Лерцолиты и плагиоклазовые лерцолиты в самостоятельном развитии пока известны только в нескольких массивах, расположенных среди туфогенно-осадочных пород. Отличительными особенностями этих тел являются слабо проявленная дифференциация, наличие первично-магматических слоистых текстур, жильных оливинсодержащих пегматоидных разновидностей. Лерцолиты обогащены гиперстеном (83—93% Fs), содержат оливин (10—20% Fa), диопсид-авгит в виде самостоятельных кристаллов или каемок вокруг ромбического пироксена, лабрадор-битовнит (66—85% An) и до 4% биотита. Они в меньшей степени серпентинизированы, чем верлиты, но в них постоянно наблюдается амфиболизация пироксенов с образованием псевдоморфоз актинолит-тремолитового состава, частичная хлоритизация и сосюртитизация плагиоклаза.

Интрузивные тела габброидов суйсарского комплекса сложены однородными порфиroidными породами. Вкрапленники представлены псевдоморфозами актинолита по диопсид-авгиту (остаются реликты). Плагиоклаз габброидов нацело сосюртитизирован. Аксессуарные минералы представлены апатитом, сфеном, рудные — халькопиритом, пиритом, пирротинном, реже ильменитом, титаномагнетитом. В эндоконтактных зонах интрузивных тел габброиды превращены в порфиробластические амфиболиты, утратившие реликты первичных структур. Наиболее кислые разновидности габброидов представлены габбро-пегматитами, слагающими шпиролли жилоподобные участки, обычно в кровле интрузивных тел.

Габбро-пегматиты имеют постепенные переходы к вмещающим габброидам. Плагноклаз в них также нацело сосюртитизирован, а пироксен уралитизирован. Обычно в составе отмечаются кварц, апатит, иногда турмалин и рудные минералы — ильменит, титаномагнетит. Широкое развитие порфиридных структур пород суйсарского комплекса и недифференцированность интрузивов свидетельствуют о гипабиссальных условиях образования.

Химический состав пород комплекса отражен в табл. 8.

В районе Выгозерского синклинория, находящегося к юго-западу от Ветреного пояса, в окрестностях Конжозера, выявлены [99, 111] три массива апоперидотитовых серпентинитов, вещественно близких к описанным. Они находятся в зоне разлома, имеют эруптивные контакты с кварцито-песчаниками и диабазами ятулия, ксенолиты которых встречаются в эндоконтактных зонах, сложенных оталькованными и карбонатизированными пироксенитами. В центральных частях массивов развиты антигоритовые серпентиниты с реликтами пойкилитовых структур. В одной из интрузий отмечена хризотил-асбестовая минерализация.

Предположительно к суйсарскому комплексу, по мнению М. Г. Попова, Н. А. Горбик, М. М. Лаврова относится группа серпентинизированных перидотитовых массивов в Шомбозерском синклинории. Однако не исключен более ранний их возраст — ятулийский [104] или даже раннепротерозойский [31].

КУОЛАЯРВИНСКИЙ КОМПЛЕКС

В Северной Карелии в пределах Панаярви-Куоляярвинского синклинория ультрабазиты ранее относились М. М. Лавровым [85, 86] к раннему протерозою, а в последние годы расчленяются В. С. Куликовым, В. Д. Слюсаревым и В. И. Кочневым-Первуховым [80] на две разновозрастные группы, из которых более молодая, на основании петрохимических особенностей сопоставляется с суйсарским комплексом.

По данным [80], интрузии метаперидотитов образуют субмеридиональный пояс. Они залегают в верхах вулканогенной толщи, в составе которой встречаются пикритовые базальты в виде единичных покровов, или в нижних частях дифференцированных базальтовых потоков. Пространственно и, видимо, генетически гипербазиты связаны с интрузиями габброидов, но прорывают их и таким образом, как и в синклинорной зоне Ветреного пояса, завершают среднепротерозойский базит-гипербазитовый интрузивный магматизм. Массивы имеют силлоподобную форму, протягиваются на 200—4000 м при мощности 15—150 м. Контакты с вмещающими породами преимущественно согласные, изредка встречаются секущие тела. Судя по структурным и минеральным реликтам, первично-магматический состав ультрабазитов варьирует от гарцбургитов до верлитов, лерцолитов и плагноклазовых лерцолитов, переходных к габбро-норитам. Преобладают недиффе-

ренцированные однородные массивы. В единичных телах отмечается обогащение оливином приподожвенных частей, а пироксеном и плагиоклазом — кровли.

Главным первичным минералом являются оливин (16% Fa), клинопироксен, магнезиальный гиперстен и лабрадор, количество которого в отдельных интрузиях достигает 25%. Изредка встречаются хромит и сульфидная вкрапленность. Все массивы ультрабазитов интенсивно серпентинизированы. Метаморфическая зональность выражена в развитии приконтактных актинолититов и преимущественно антигоритовых серпентинитов в ядерных частях тел.

Пространственно и во времени интрузивные тела ультрабазитов куолаярвинского комплекса, как правило, тесно ассоциируют с близкими к ним по морфологии телами габброидов. Контакты между ними обычно тектонические. Постепенные переходы ультрабазитов в габброиды не установлены. Интрузивные массивы габброидов, так же как и ультрабазитов, имеют однородное внутреннее строение. Они сложены метагаббро, метагаббро-диабазами, обладающими бластогаббровой, бластоофитовой структурами. Первичные минералы: пироксен полностью актинолитизирован, а плагиоклаз сосюритизирован и серицитизирован. Изредка сохраняются реликты андезина (30—37% An). Второстепенные минералы представлены эпидот-цоизитом, биотитом, хлоритом, карбонатом; рудные — в основном титаномagnetитом. В наиболее лейкократовых разновидностях габброидов устанавливается кварц, иногда в сростании с альбитом.

Петрохимические черты гипербазитов и габброидов панаярви-куолаярвинского комплекса иллюстрируются табл. 8.

Сравнительный петрохимический анализ пород комплекса Ветреного пояса и Куолаярвинского комплекса свидетельствует о том, что они характеризуются близостью химизма и одинаковой толеитовой направленностью дифференциации с незначительным накоплением кремнекислоты в конечных продуктах при относительно быстром повышении железистости (рис. 18). Некоторые, в целом незначительные отличия улавливаются в относительно большей магнезиальности и щелочности куолаярвинских ультрабазитов, в меньшей известковистости и степени окисленности железа. Эти же отличия, за исключением магнезиальности, видны и в габброидах данных комплексов.

С другой стороны, ультраосновные породы обоих комплексов обнаруживают большое сходство по химизму с соответствующими габброидами, обладая при этом особенностями, несвойственными производным ультраосновной магмы (относительная высокая титанистость, железистость, глиноземистость, щелочность, низкие значения числа Хесса). Этот факт в совокупности с геологическими наблюдениями (тесная пространственная и временная связь ультрабазитов и габброидов, наличие между ними интрузивных взаимоотношений) позволяет считать интрузии рассматриваемых комплексов сформировавшимися в связи с глубинной дифферен-

Таблица 8
Химический состав пород
габбро-гипербазитовой формации Карелии

Компоненты	Суйсарский (Ветреного пояса)		Куоляярвинский	
	Метаультра- базиты	Габброиды	Метаультра- базиты	Габброиды
SiO ₂	$\frac{36,80-46,34}{41,19}$	$\frac{45,74-53,18}{51,50}$	$\frac{37,46-49,26}{42,62}$	$\frac{45,90-54,27}{51,37}$
TiO ₂	$\frac{0,20-0,47}{0,38}$	$\frac{0,53-0,64}{0,83}$	$\frac{0,23-0,35}{0,28}$	$\frac{0,94-0,74}{0,97}$
Al ₂ O ₃	$\frac{3,24-5,84}{5,31}$	$\frac{8,84-13,63}{13,86}$	$\frac{2,96-5,10}{5,04}$	$\frac{16,45-13,60}{13,74}$
Fe ₂ O ₃	$\frac{7,79-1,69}{4,55}$	$\frac{3,45-2,20}{2,18}$	$\frac{4,81-6,22}{1,88}$	$\frac{4,95-2,74}{1,84}$
FeO	$\frac{4,76-10,11}{7,23}$	$\frac{7,75-6,32}{7,23}$	$\frac{6,14-5,74}{11,25}$	$\frac{8,62-6,27}{8,81}$
MnO	$\frac{0,21-0,24}{0,24}$	$\frac{0,16-0,13}{0,17}$	$\frac{0,20-0,13}{0,25}$	$\frac{0,16-0,13}{0,18}$
MgO	$\frac{35,19-24,60}{28,04}$	$\frac{21,19-6,52}{8,75}$	$\frac{31,01-27,60}{31,45}$	$\frac{5,70-7,19}{8,21}$
CaO	$\frac{1,42-6,85}{4,32}$	$\frac{7,04-10,65}{11,00}$	$\frac{0,71-2,70}{3,40}$	$\frac{13,23-9,60}{8,82}$
Na ₂ O	$\frac{0,06-0,81}{0,35}$	$\frac{0,95-1,86}{2,05}$	$\frac{0,07-0,11}{0,72}$	$\frac{1,97-2,36}{3,25}$
K ₂ O	$\frac{-}{0,12}$	$\frac{0,12-0,40}{0,44}$	$\frac{0,05-0,09}{0,41}$	$\frac{0,27-1,24}{0,86}$
H ₂ O	$\frac{0,59-0,31}{-}$	$\frac{0,33-0,14}{0,30}$	$\frac{-}{0,10}$	$\frac{0,26-0,27}{0,12}$
П. п. п.	$\frac{9,70-2,67}{8,30}$	$\frac{3,88-3,75}{1,70}$	$\frac{16,30-2,75}{2,56}$	$\frac{1,50-1,58}{1,83}$
Сумма	100,03	100,01	99,96	100,00
F	0,30	0,52	0,29	0,56
ИК	69,60	42,37	68,80	35,74
K ₀	0,39	0,23	0,14	0,17
CaO/Al ₂ O ₃	0,81	0,79	0,67	0,64
Na ₂ O/(Na ₂ O+K ₂ O)	0,74	0,82	0,64	0,79
F _{общ}	15,7	34,4	18,00	41,0
a	0,90	5,0	1,7	8,3
c	2,7	6,7	1,9	4,8
b	54,2	29,9	56,1	29,1
Q	-20,1	0,1	-24,7	-5,8
Количество проб	19	18	13	24

1—2— по А. И. Богачеву (1965 г.); 3—4— по В. В. Сидоренко.

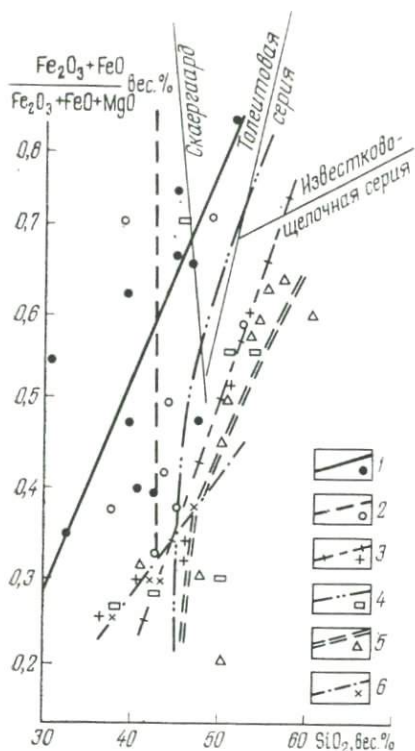


Рис. 18. Диаграмма Осборна для пород дифференцированных интрузий габбро-гипербазитовой формации.

Комплексы: 1 — печенгский; 2 — имандра-варзугский; 3 — суйсарский Ветреного пояса; 4 — куолярвинский; 5 — мамоновский; 6 — Юкско-Довыренского массива

циацией исходной основной магмы состава толентовых базальтов (рис. 19).

Наблюдается и некоторая специфика проявления суйсарского базит-гипербазитового интрузивного магматизма в отдельных структурных зонах Карельского региона. Наибольшая интенсивность интрузивной деятельности имеет место в тех же структурах, где наиболее мощно развиты суйсарские вулканы, т. е. в пределах среднепротерозойских структур, непосредственно находящихся в зоне глубинного Карельско-Беломорского разлома или в прилежащих районах карелид.

Характернейшими особенностями суйсарского магматизма являются наличие эффузивных аналогов интрузивных перидотитов, присутствие в интрузивных телах апостекловатых зон закалок, эндоконтактовых пикритовых оторочек с отчетливо порфировыми структурами, что свидетельствует о гипабиссальных условиях их формирования; наличие первично-магматической расслоенности с обогащением придонных частей высокомагнезиальными породами; преимущественно верлит-лерцолитовый состав и наличие плагиоклаза; известково-щелочная направленность дифференциации ультрабазитов в целом и слабо проявленная дифференциация в конкретных единичных массивах преимущественно от верлитов до плагиоклазовых верлитов — плагиолерцолитов. В отдельных случаях появляются крайние члены эволюционного ряда, представленные гарцбургитами, габбро-норитами и жильными оливинсодержащими пегматоидными габбро.

Таким образом, несмотря на гипабиссальный характер формирования перидотитовых тел, их становление определялось как факторами глубинной дифференциации, так и явлениями внутрикамерной гравитационной дифференциации на месте окончательной консолидации.

Следует подчеркнуть заметную независимость количества интрузивных перидотитов от масштабов проявления пород высоко-

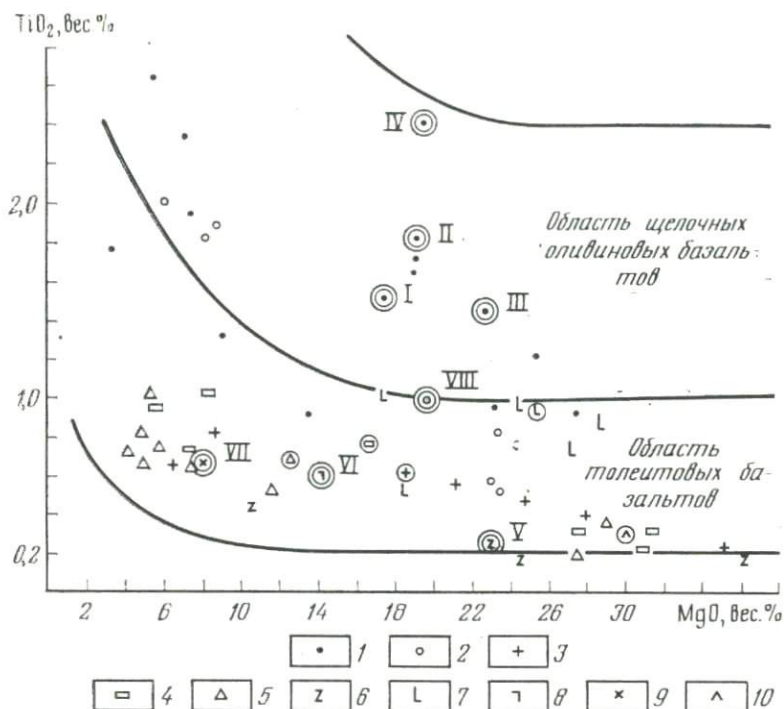


Рис. 19. Породы габбро-гипербазитовой формации на диаграмме TiO_2 — MgO . Орогенные дифференцированные и недифференцированные интрузии комплексов: 1 — печенгского; 2 — имандра-варзугского; 3 — суйсарского (Ветреный пояс); 4 — куолярвинского; 5 — мамоновского; 6 — Йокско-Довыренского плутона; 7 — субвулканические габбро-диабазы (силлы) суйсарского комплекса Онежской мульды. Палеозойские габбро-гипербазитовые формации: 8 — Алтае-Саянского пояса; 9 — Уральского пояса; 10 — всего мира (по В. В. Велинскому, 1970 г.).

В кружках — среднеарифметический состав, в двойных кружках — средневзвешенный состав комплекса по данным: I — И. В. Ляхницкой, II — А. А. Предровского, III — В. Ф. Смолькина, IV — Б. И. Палушис, V — М. М. Мануйловой, VI — Т. Н. Ивановой, VII — Н. Д. Соболева, VIII — В. В. Сидоренко

магнезиальной эффузивной фации в отдельных структурных зонах, а также резкую разницу в химизме ультраосновных тел и покровов, эндоконтактных пикритов интрузий и покровов. Все это, вероятно, свидетельствует о появлении в завершающие стадии среднепротерозойского вулканизма специфических ультраосновных расплавов, являющихся конечным продуктом общей антидромной направленности в процессе эволюции эффузивного и интрузивного магматизма от ятулия к суйсарью, обусловленной, по мнению авторов очерка, прогрессирующим развитием процессов селективного плавления мантийного субстрата.

В свете сказанного авторы, кроме В. В. Сидоренко, считают возможным рассматривать суйсарский ультраосновной магматизм в составе единой среднепротерозойской (ятулий+суйсарий) перидотит-габбро-толеитовой формации, проявившейся с различной

степенью полноты и интенсивности в различных структурных зонах карелид Карелии*.

ИМАНДРА-ВАРЗУГСКИЙ КОМПЛЕКС

Как отмечалось ранее, в разрезе имандра-варзугской серии осадочно-вулканогенных пород, в составе второй умбинско-титанской фазы, присутствуют пикритовые порфириды и габбро-гипербазиты. Пространственно тяготеющие к умбинской свите габбро-гипербазитовые интрузии вещественно сходны с печенгскими и, по мнению В. В. Сидоренко [31], возможно, принадлежат к тому же формационному типу. Однако следует заметить, что из-за исключительно плохой обнаженности Имандра-Варзугского района, здесь пока нет четкого разделения известных в небольшом количестве гипербазитов и габброидов по их формационной принадлежности.

Наиболее вероятным представителем габбро-гипербазитового комплекса является Полисарский массив. Он представляет собой довольно крупную (~3,0 км по простиранию при 100—150 м видимой мощности), согласную с вмещающими вулканитами умбинской свиты, пластообразную интрузию. Массив обладает асимметричным строением, слабо выраженной первичной расслоенностью на оливиновые перидотиты и оливинсодержащие перидотиты (75% площади массива), пироксениты, габбро-пироксениты и габбро. Граница между перидотитами и пироксенитами четкая. Переходы от пироксенитов через габбро-пироксениты к габбро постепенные. Контакты массива закрыты, но в приконтактных обнажениях вмещающие диабазовые вулканиты превращены в эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы, а метаперидотиты интенсивно серпентинизированы, амфиболлизированы и биотитизированы.

Перидотиты (верлиты) обладают массивным сложением, пойкилитовой панидоморфной или (в серпентинизированных разновидностях) петельчатой структурой. Главными минералами являются: оливин хризолитового состава, всегда в большей или меньшей степени серпентинизированный (антигорит — хризотил), и салит, обычно амфиболлизированный. Вторичные амфиболы относятся к актинолиту, реже к обыкновенной роговой обманке. В полевошпатовых перидотитах присутствует плагиоклаз варьирующего состава (An₄₀₋₆₀). Рудная минерализация представлена убогой вкрапленностью пирита, пирротина и пентландита.

* Объединение указанных комплексов пород в единую магматическую формацию противоречит принятым в настоящем труде принципам выделения магматических формаций, в частности главному критерию — устойчивости и определенности вещественного состава синхронно сформированных комагматических пород. В данном случае речь идет об объединении в один формационный тип разновременных комплексов, разнофациальных по условиям формирования (эффузивных и интрузивных) и петрохимически и металлогенически различных в каждой фазе вулcano-плутонической деятельности. — *Прим. ред.*

Сравнение химического состава пород дифференцированных интрузий Имандра-Варзуги и Печенги показывает большое сходство (почти полную идентичность) первых с ранней — слаборудоносной фазой вторых. Отличия улавливаются лишь в относительно повышенной щелочности (Na_2O) и известковистости габброидов и ультрабазитов имандра-варзугских интрузий (см. табл. 7). Средние составы сравниваемых интрузий значительно различаются по содержанию TiO_2 , MgO и щелочей. Это позволяет предполагать, что интрузии Имандра-Варзуги и Печенги относятся к разным этапам эволюции интрузивной системы. Поскольку рудоносная фаза печенгских интрузий занимает значительно меньший объем, чем слаборудоносная, а интрузии Имандра-Варзуги изучены еще очень слабо, не исключена возможность, что рудоносная фаза в Имандра-Варзугской зоне пока не выявлена.

За пределами Имандра-Варзугской структуры, в ее южном обрамлении, близкие по составу и строению интрузии (Песчаноозерская, Пялицкая и др.) залегают в разломах, секущих породы архея и нижнего протерозоя.

МАМОНОВСКИЙ КОМПЛЕКС

Мамоновский комплекс базит-гипербазитовых интрузий Воронежского кристаллического массива большинством исследователей (Н. М. Чернышов, Г. И. Горбунов, С. П. Молотков и др.) вслед за М. Н. Годлевским [45] относится к габбро-норит-гипербазитовой формации этапа завершения геосинклинального цикла. Интрузии комплекса наиболее широко распространены в среднепротерозойской песчанико-сланцевой толще воронцовской серии, реже в ее нижней вулканогенной толще, и их одиночные массивы установлены в районе КМА среди архейско-протерозойских метаморфических комплексов. Мощность платформенного чехла в районе развития мамоновского комплекса составляет от 50 до 600 м.

В составе комплекса по совокупности признаков выделяются [157]: I — группа глубинно- и камерно-дифференцированных гипербазитовых интрузий, II — группа камерно-дифференцированных базит-гипербазитовых интрузий и III — группа интрузий габбрового и диоритового состава, завершающих магматизм мамоновского комплекса.

Среди интрузий I типа, состав которых определяется, с одной стороны, глубинной дифференциацией, а с другой — дифференциацией в магматическом очаге на месте кристаллизации, различаются 4 подтипа.

Подтип I-1 — отчетливо дифференцированные массивы с полным сингенетическим рядом гипербазитов. Форма тел линзообразная, размеры от 0,3 до 6,0 км², состав: дуниты (и аподунитовые серпентиниты), рудные перидотиты (гарцбургиты, лерцолиты, верлиты), оливниновые и оливин-роговообманковые пироксениты (вебстериты), безоливниновые пироксениты, горнблендиты (с оли-

вином и пироксеном), габбро-пироксениты и (редко) габбро-нориты. Наблюдается ритмичная расслоенность: дунит-перидотиты → оливиновые пироксениты → гарцбургит-лерцолит-оливиновые пироксениты. С наиболее магнезиальными членами ритмов связаны рудопроявления и месторождения медно-никелевых сульфидов.

Подтип I-2 — отчетливо дифференцированные с полной или неполной ассоциацией пород сингенетического ряда гипербазитов. Мелкие тела (0,3—0,5 км²), изометрично-овальные. Состав тот же, но отдельные разновидности пород отсутствуют. Строение ритмично-слоистое, причем состав ритмов различен: а) дунит → гарцбургит → оливиновый пироксенит; б) гарцбургит → оливиновообманковый пироксенит → оливин-пироксеновый горнблендит; в) лерцолит → плагиоклазовый перидотит. Минерализация, как в подтипе I.

Подтип I-3 — слабодифференцированные с неполным сингенетическим рядом гипербазитов. В своей структурной локализации они сопряжены с первыми двумя подтипами, но количественно преобладают. Морфологически представлены телами удлиненно-линзовидными, пластообразными иногда факолитоподобными с размерами 1,8—14,0 км². Слагаются дунитами (и аподунитовыми серпентинитами), лерцолитами, оливинсодержащими пироксенитами и горнблендитами. Рудные перидотиты присутствуют не во всех интрузиях. Ритмичность преимущественно двучленная: перидотит → пироксенит. Рудопроявления медно-никелевых сульфидов связаны с наиболее основными членами ритмов.

Подтип I-4 — недифференцированные массивы с размерами от 0,15 до 6,0 км², преимущественно локализованы в разрывах, форма тел — неправильная, штокообразная. Состоят из перидотитов (лерцолит), оливиновых пироксенитов или оливин-пироксеновых горнблендитов, видимая расслоенность отсутствует, так же как и оруденение.

Вторая группа гипербазитовых камерно-дифференцированных интрузий (тип II)* подразделяется по степени расслоения на три подтипа.

Подтип II-1 — отчетливо дифференцированные с широкой ассоциацией сингенетических ультрабазитов и базитов, размещаются в осевых частях синклинальных складок I порядка. Форма тел неправильная и лополитообразная, размеры крупные от 20 до 150 км². Характерна ритмичная расслоенность: плагиоперидо-

* Группа камерно-дифференцированных интрузий ВКМ по внутреннему строению, вещественному составу и металлогении имеет много сходных черт с массивами формации дифференцированных габбро-норит-перидотитовых интрузий (см. ниже) этого же этапа стабилизации древних платформ, но, по-видимому, несколько более молодых, скорее всего относящихся либо к концу орогенной стадии, либо уже к субплатформенной стадии. Учитывая, что геологическая и петрографическая характеристика Мамоновского комплекса основана на геофизических и керновых материалах, нельзя исключить возможность объединения автором в один комплекс массивов вещественно близких, но формационно различных типов. — *Прим. ред.*

тит→оливиновый габбро-норит→норит→безоливиновый габбро-норит или троктолит→габбро-норит. В отдельных массивах выявлены небольшие залежи медно-никелевых сульфидов в связи с перидотитами и плагиодунитами.

Подтип II-2 — дифференцированные с подчиненным развитием ультраосновных пород и неупорядоченным чередованием ритмов разной мощности: нориты→лейкогаббро-нориты→оливиносодержащие титанисто-роговообманковые габбро-нориты→плагиопироксениты→плагиоперидотиты; с последними связана бедная сульфидно-никелевая минерализация.

Подтип II-3 — слабо дифференцированные массивы с неполной ассоциацией пород состава: плагиопироксениты с титанистой роговой обманкой и оливином или без него, клинопироксениты, вебстериты, плагиогорнblendиты, оливиновые и безоливиновые габбро-нориты. Незначительная сульфидная медно-никелевая минерализация. Размеры тел от 1 до 3 км².

III тип — группа габброидных, габбро-диоритовых и диоритовых интрузий и даек основного, среднего и кислого состава. Средние и мелкие по размеру интрузии приурочены к разломам северо-западного и северо-восточного направления. Слагаются они норитами, габбро-норитами, плагиогорнblendитами, пироксеновыми, амфиболовыми и биотит-роговообманковыми габбро-диоритами. Отчетливо устанавливается последовательность формирования даек, сменяющихся по составу от пироксенитов к габброидам (габбро-нориты, габбро-диабазы, габбро-порфириты, эссекситы, габбро-диориты), диоритам (диориты, диоритовые порфириты, кварцевые диориты, керсантиты) и к гранитоидам (биотит-амфибол-плагиоклазовые, биотит-плагиоклазовые гранодиориты, плагиограниты, альбититы, аплиты).

В размещении интрузий вкрест простирания вмещающих пород установлено зональность: тела ультраосновных, основных пород I и III типов развиты главным образом в западной части Восточно-Воронежской зоны, тогда как крупные ритмично-расслоенные массивы II типа (Ширяевский, Елень-Коленовский, Вязовский и др.) тяготеют к центральной ее части.

Установлена также приуроченность многих тел рудоносных гипербазитов (с интенсивной серпентинизацией) к сульфидизированным углисто-графитондным сланцам и графитовым гнейсам воронцовской серии, что объясняется, с одной стороны, избирательным проявлением тектонических нарушений в этих толщах, а с другой — не исключено, что эти породы являются дополнительным источником серы при ассимиляции магмой сульфидов из вмещающих толщ.

Большая часть массивов гипербазитов I группы (подтипы I-1, I-2, I-3) тяготеет к продольным разрывным нарушениям в бортах синклинальных и антиклинальных складок I порядка, выполняя вместе с тем плоскости отслоения на крыльях и в шарнирных замыканиях складок более высоких порядков, тогда как тела гипербазитов I-4 подтипа, а также габброидов и диоритов III груп-

пы контролируются разрывными нарушениями, согласными с простираем складчатых структур и реже секущими.

Петрографические особенности пород [157, 158] слагающих разнотипные интрузии мамоновского комплекса сходны, поэтому целесообразно дать их обобщенную характеристику.

Ультрабазиты представлены серпентинизированными дунитами, перидотитами и пироксенитами.

Дуниты мало распространены и известны только в пределах двух — нижнемамоновского и подколдовского массивов. В их составе преобладает (до 90%) фаялит (Fa 14—16) и в подчиненном количестве присутствуют ортопироксен (Fs 17—28), диопсид, хромшпинелид и (до 0,5%) сульфиды.

Перидотиты являются наиболее распространенной группой пород. Среди них выделяются грацбургиты и лерцолиты, а также верлиты, встречающиеся в резко подчиненном количестве.

В гарцбургитах оливин (~60%) представлен хризолитом (Fa₁₅₋₁₈), ортопироксен (до 20%) бронзитом (Fs₁₉₋₃₀), а количество диопсида не превышает 2—5%. В лерцолитах несколько повышается железистость оливина (Fa₁₈₋₂₀) и особенно ортопироксена (Fs₂₇₋₃₂), а количество диопсида достигает 25%. Верлиты содержат до 35% клинопироксена и 3—5% ортопироксена, по составу аналогичных минералов, присутствующих в лерцолитах. Кроме названных минералов в перидотитах постоянно присутствуют: хромшпинелид (1%), магнетит (0,5—1%), сульфиды (1—2%), нередко отмечается плагноклаз — и тогда породы переходят в плагноклазовые перидотиты, в которых, как правило, появляется роговая обманка гастингситового ряда (f₄₀), иногда образующая крупные пойкилитовые кристаллы.

Оливиновые пироксениты отличаются от перидотитов преобладанием пироксена (86—94%) над оливином. Выделяются оливиновые бронзититы, вебстериты и диопсидиты (диаллагиты). По составу минералов все эти породы аналогичны соответствующим разновидностям перидотитов и, очевидно, являются их пироксеновыми вариантами.

Как правило, ультрабазиты в той или иной степени серпентинизированы, а плагноклазсодержащие разновидности амфиболитизированы и хлоритизированы. В зонах разрывных нарушений перидотиты превращены в тальк-тремолитовые и тальк-карбонатные породы, а пироксениты — в амфиболиты и хлорит-карбонат-тремолитовые сланцы.

Широко представлены в составе интрузий I и II типов троктолиты, габбро-нориты оливиновые и оливин-роговообманковые. Они характеризуются офитовой, пойкилоофитовой, габбровой и порфировой структурами. Минералогически различаются количественными соотношениями породообразующих минералов и их вещественным составом. Состав минералов (от наиболее основных разновидностей к относительно кислым) меняется в следующих пределах: оливин (Fa₅₃—Fa₁₈), плагноклаз (An₇₅—An₂₇, чаще An₄₆—An₅₅), клинопироксен (Fs₅₃—Fs₁₂), зеленая роговая обманка (f₃₅—

f_{39}), биотит (f_{30} — f_{35} — не всегда присутствует). Второстепенные минералы: актинолит, серпентин, пирит, пирротин.

Безоливиновые габбро-нориты (Pl 50—55%) и нориты (Pl до 78%), слагающие габброидные и габбро-диоритовые интрузии завершающего этапа магматизма и присутствующие в камерно-расчлененных гипербазит-габбровых массивах, обладают средне-зернистой текстурой, габбро-офитовой (в меланократовых разновидностях) и призматическизернистой, иногда ориентированной (трахитоидность) структурами. Их минеральный состав в принципе тождествен оливинсодержащим габбро-норитам, но только здесь оливин отсутствует. Выделяются две генерации плагиоклаза: I — зональные таблитчатые кристаллы (Ap_{70-55} — ядро до Ap_{44-40} — периферия) и II — призматические кристаллы (Ap_{55}). Клинопироксены относятся к диопсид-энстатиту (En_{57-72} , Wo_{49-24} , Fs_{3-4}), диопсиду (En_{44} , Wo_{48} , Fs_8) или авгиту ($En_{40}Wo_{96}Fs_{24}$); ортопироксены представлены гиперстеном (Fs_{30-35}), бронзитом (Fs_{25-30}) и энстатитом (Fs_{0-10}).

Габбро-диориты гипербазит-габбровых камерно-дифференцированных и габброидных массивов сохраняют некоторые структурные и минералогические особенности габбро-норитов, имеют габбро-офитовую (трахитоидную), порфирированную структуру, переходящую иногда в гипидиоморфную призматически-зернистую.

Главными минералами здесь являются андезин-лабрадор, диопсид, гиперстен, обыкновенная роговая обманка и биотит, до 5% кварца; аксессуарии — магнетит, апатит, сульфиды.

Наиболее поздние дифференциаты — диориты, играющие существенную роль среди интрузий III типа и изредка присутствующие в некоторых камерно-дифференцированных гипербазит-габбровых массивах, обладают гипидиоморфнозернистой, часто порфирированной (зональный плагиоклаз $Ap_{50-40} \rightarrow Ap_{35-25}$) структурами. В отличие от габбро-диоритов здесь среди цветных минералов преобладают биотит ($f \approx 57$) и роговая обманка ($f = 47$), до 7% кварца и в качестве второстепенного нередко присутствует микроклин; и в резко подчиненном развитии (не $> 2\%$) гиперстен. К совершенно беспироксеновым дифференциатам описываемого комагматического комплекса пород относятся роговообманковые габбро и плагиоклазовые горнблендиты, слагающие самостоятельные дайковые и пластовые интрузии. Плагиоклаз в этих породах представлен лабрадором, роговая обманка относится к двум генерациям — коричневой (титанистой — $f = 52$) и зеленой ($f = 36$), обычно присутствуют в подчиненном количестве биотит ($f = 67$ — 42), кварц, апатит, магнетит, сульфиды.

Главные петрохимические особенности пород мамоновского комплекса отражены в табл. 9.

Ультрабазиты имеют высокую магнезиальность, сравнительно высокую степень окисленности железа и низкое содержание титана. Этим, а также пониженной глиноземистостью они отличаются от гипербазитов печенгского и имандра-варзугского комплексов (см. табл. 7), а от последних и пониженным содержанием

Таблица 9

Средний состав базитов и ультрабазитов
мамоновского комплекса

Компоненты	Ультрабазиты	Базиты	Габбро-диориты	Диориты
SiO ₂	41,75	50,90	55,74	60,56
TiO ₂	0,39	1,74	0,67	0,69
Al ₂ O ₃	2,32	13,04	14,78	16,07
Fe ₂ O ₃	4,77	3,07	3,82	1,48
FeO	7,74	11,54	4,96	5,53
MnO	0,15	0,18	0,06	0,07
MgO	29,19	5,83	4,86	4,32
CaO	4,74	9,51	6,25	4,32
Na ₂ O	0,30	1,83	3,40	3,37
K ₂ O	0,18	0,73	2,36	2,30
H ₂ O	—	—	0,30	0,35
П. п. п.	8,47	1,63	2,50	0,72
С у м м а	100,00	100,00	99,70	99,78
F	0,74	0,71	0,64	0,68
ИК	69,20	25,35	25,05	25,41
K ₀	0,38	0,21	0,44	0,21
CaO/Al ₂ O ₃	2,04	0,73	1,69	0,27
Na ₂ O/(Na ₂ O+K ₂ O)	0,63	0,71	1,69	0,59
F _{общ}	30,0	55,4	43,7	44,6
<i>a</i>	0,8	4,9	11,0	10,8
<i>c</i>	0,9	6,3	4,5	5,3
<i>b</i>	53,6	29,1	19,7	14,1
<i>Q</i>	-13,1	3,3	2,9	2,1
Количество проб	26	34	20	7

Примечание. Использованы анализы проб из колл. Н. М. Чернышова и В. Л. Бочарова.

Na₂O. От ультрабазитов суйсарского интрузивного комплекса Карелии (см. табл. 8) их отличает только низкая глиноземистость, а от соответствующих пород куоляярвинского комплекса, кроме этого, пониженное содержание MgO и щелочей. Для габброидов, наоборот, характерны преобладание железа над магнием, низкая степень его окисленности и довольно высокое содержание титана. В целом по своим петрохимическим параметрам габброиды мамоновского комплекса ближе всего к габброидам слаборудоносной фазы печенгских интрузий и к габброидам Имандра-Варзуги, от которых отличаются только пониженной магnezиальностью.

Фигуративные точки составов всех пород мамоновского комплекса и средний состав его на диаграмме TiO₂—MgO (см. рис. 19) располагаются в области развития толентовых базальтов, что позволяет рассматривать эти породы (в том числе ультрабазиты), как дифференциаты толентовой магмы.

Различия в характере дифференциации массивов обусловлены гетерогенностью структурно-тектонических условий их формирования, а также степенью дифференциации магматического расплава подкоровой зоны или промежуточных очагов. Предполагается, что на начальных и ранних стадиях тектоно-магматического цикла разломами были вскрыты наиболее глубинные зоны, чем обусловлено внедрение относительно однородных по составу гипербазитов. Уменьшение глубинности разломов в средние стадии магматической деятельности в условиях стабилизации платформ обусловило поступление более неоднородных по составу расплавов (эпигенетические ряды пород — от дунитов до оливинового габбро) из подкоровых и отчасти из промежуточных очагов, что определило становление интрузий гипербазитового и базит-гипербазитового состава с признаками камерной дифференциации. На конечных стадиях магматизма происходило внедрение последних глубинных дифференциатов, сформировавших массивы габброидов и диоритов.

Таким образом, на начальной и средней стадиях глубинной дифференциации исходной, толент-базальтовой магмы мамоновского комплекса имела место толентовая тенденция, а на конечной — наметился переход к известково-щелочной (см. рис. 18).

Геохронологические данные свидетельствуют о формировании мамоновского комплекса на рубеже 1750 млн. лет, т. е. на орогенной стадии завершения протогеосинклинального режима, знаменующей превращение региона в платформенную область. К этому периоду относится широкое развитие никеленосных провинций во многих районах СССР.

ЙОКСКО-ДОВЫРЕНСКИЙ КОМПЛЕКС

При характеристике вулканоплутонических ассоциаций основного состава Восточной Сибири упоминалось о наличии габбро-гипербазитовых интрузий, пространственно локализованных в пределах Олоkitского прогиба и в прилежащих к нему районах Байкало-Патомского нагорья. Одним из наиболее хорошо изученных среди них является обнаруженный еще в 1915 г. М. М. Тетяевым Йокско-Довыренский расслоенный массив, с которым связано [51] сульфидно-никелевое рудопроявление.

По данным изучавших этот массив геологов [49, 51, 101], он залегает среди вулканогенно-терригенных пород в нижней части разреза ондокской свиты и представляет собой линзовидную круто наклонную на юго-восток интрузивную залежь длиной 26 км и шириной до 3,5 км. По данным [51], подошва интрузии слагается оливинитами и сменяющими их по разрезу перидотитами, выше отмечается горизонт частого переслаивания оливиновых и безоливиновых габбро, габбро-норитов, троктолитов, а кровля интрузии сложена габбро, кварцевым габбро и габбро-диоритами, имеющими зону закалки в эндоконтакте с вмещающими алевролитами. Средний химический состав этих горизонтов приведен в табл. 10,

Таблица 10

Химический состав пород Йокско-Довыренского
дифференцированного массива
(по данным С. А. Гурулева и М. М. Мануйловой)

Компоненты	Оливинит-перидотитовый слой	Средний габбро-норит-троктолитовый горизонт	Габброиды кровли	Средне-взвешенный состав
SiO ₂	37,85	42,08	47,07	42,51
TiO ₂	0,12	0,12	0,43	0,21
Al ₂ O ₃	4,80	10,36	19,01	11,57
Fe ₂ O ₃	3,27	2,42	1,21	2,26
FeO	9,78	8,27	5,29	7,76
MnO	0,19	0,14	0,10	0,14
MgO	36,22	24,30	10,28	22,92
CaO	2,42	7,91	11,94	7,86
Na ₂ O	0,38	0,97	1,02	0,85
K ₂ O	0,05	0,23	1,04	0,42
H ₂ O ⁺	3,48	3,20	2,60	3,23
P ₂ O ₅	0,02	0,06	0,03	—
Cr ₂ O ₃	0,30	0,02	0,08	0,12
SO ₃	0,77	0,09	Сл.	—
Ni	0,18	0,05	—	—
Сумма	99,83	100,22	100,10	99,85
F	0,26	0,30	0,38	0,30
ИК	72,88	67,15	54,56	67,0
K ₀	0,25	0,22	0,18	0,22
CaO/Al ₂ O ₃	0,50	0,76	0,62	0,67
Na ₂ O/(Na ₂ O+K ₂ O)	0,88	0,80	0,49	0,66
F _{общ}	14,9	17,7	24,0	17,8
a	0,8	2,2	3,9	2,4
c	2,3	5,2	11,4	6,0
b	61,2	49,6	28,4	47,1
Q	-31,4	-23,5	-6,5	-21,8
Количество проб	17	11	5	33

там же дан и средневзвешенный состав массива в целом, соответствующий пикриту.

Оливин из оливинитового горизонта [49] содержит 4—10% фаялитового компонента, количество геденбергитового компонента в диопсиде габброидов меняется снизу вверх от 19 до 30%. Попутно заметим, что состав этого клинопироксена заметно отличается от присутствующего в виде вкрапленников в эффузивах ондокской свиты (второй этап вулканизма). Для всех цветных минералов массива характерна пониженная титанистость. Состав плагиоклаза меняется от № 80—85 в троктолитах до № 60—80 в габбро.

Анализы пород интрузии на диаграмме $Mg-Fe-(Na+K)$ (см. рис. 18) находятся в пределах поля, отражающего сильно проявленную кристаллизационную дифференциацию.

Кроме Йокско-Довыренского массива в составе этого габбро-гипербазитового комплекса находятся небольшие интрузии сильно серпентинизированных ультрабазитов, залегающие в породах олокитской серии. В фундаменте Олокитского прогиба, сложенном породами акитканской серии также присутствуют небольшие интрузии габбро-гипербазитового состава, имеющие штокообразную, овальную в плане форму. Они отличаются неравномерным распределением гипербазитов, габброидов и диоритов. В Чайском [91], Ньюрундуканском [49] и Гасан-Дякитском (по В. А. Чабаненко) массивах ультраосновные породы располагаются в виде незначительных по размерам тел в центральных или краевых частях, либо по периферии во вмещающих гнейсах. Отмечаются секущие контакты относительно более молодых габбро-норитов с перидотитами. Широко представлены роговообманковые габбро-нориты и габбро. Наличие секущих контактов служит указанием на большую сложность процессов становления этих глубинных интрузий в гнейсовом фундаменте в сравнении с Йокско-Довыренским массивом, залегающим в более высоком структурном этаже и формировавшимся, по-видимому, в гипабиссальных условиях.

Своим «пикритовым» (средневзвешенным) составом, наличием сульфидно-никелевого оруденения Йокско-Довыренская интрузия несколько напоминает главную Печенгскую интрузию и подобно ей также не обнаруживает петрохимического тождества с вмещающими вулканитами, хотя авторы и допускают возможность формирования из одного магматического очага как верхнего покрова сыннырских вулканитов, так и, с некоторым запаздыванием, Йокско-Довыренского массива, а равно и других упомянутых габбро-гипербазитовых массивов района.

Следует заметить, что средневзвешенный состав Йокско-Довыренской интрузии далеко не тождествен таковому дифференцированных интрузий Печенги и Имандра-Варзуги и резко отличается (см. табл. 7) очень низкой титанистостью (0,21 против 1,56 и 1,05), высокой магнезиальностью (22,92 против 16,61 и 20,01) и соответственно низкой железистостью (17,8 против 33,76 и 24,7), повышенной глиноземистостью (11,57 против 8,03 и 7,17).

На диаграмме TiO_2-MgO фигуративные точки средневзвешенных составов сравниваемых интрузий располагаются в разных областях (см. рис. 16), что не позволяет считать близкими составы их родоначальных магм.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение целесообразно подчеркнуть следующие особенности габбро-гипербазитовой формации.

1. Эта формация является наиболее ранней в ряду интрузивных формаций, характерных для орогенной стадии этапа стабиль-

лизации докембрийских складчатых областей. Пространственно, структурно и, по-видимому, парагенетически она тесно связана с вулканогенной пикрит-базальтовой формацией.

2. Становление интрузий происходило в гипабиссальных условиях.

3. Интрузии синкинематичные с образованием разломов, изофациально метаморфизованы с вмещающими породами в фациях зеленых сланцев, реже в эпидот-амфиболитовой.

4. Формация представлена дифференцированными и недифференцированными телами ультрабазитов и базитов. Количественно гипербазиты резко преобладают как в составе формации в целом, так и в отдельных дифференцированных массивах.

5. Характерна значительная глубинная дифференциация исходной базальтовой магмы, для наиболее крупных тел устанавливается внутрикамерная дифференциация с образованием сингенетических рядов пород. В мамоновском комплексе, по данным изучавших его геологов, ряд дифференциатов завершается габбро-диоритами и диоритами.

Соответственно этому дифференцированные интрузии оказываются вещественно расслоенными, но без признаков ритмичной слоистости.

6. Ультраосновные члены формации имеют оливинит-верлит-лерцолитовый состав, базиты — габбровый. Габбро-нориты и нориты не характерны для большинства комплексов.

7. По петрохимическим особенностям рассмотренные комплексы четко распадаются на две группы — существенно магниезиальные слаботитанистые ультрабазиты и габброиды суйсарского, куолаярвинского, довыренского и мамоновского комплексов, с одной стороны, и сравнительно высокожелезистые и титанистые породы печенгского и имандра-варзугского комплексов, с другой. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что по минеральному составу ультрамафиты всех рассмотренных комплексов, за исключением мамоновского, относятся к верлитам; они характеризуются весьма низкими содержаниями CaO и при нормативных расчетах оказываются сходными с гарцбургитами.

В целом, указанные петрохимические характеристики пород габбро-гипербазитовой формации в известной мере соответствуют аналогичным характеристикам пикритов пикрит-базальтовой формации, что делает весьма вероятной трактовку их природы как интрузивных аналогов пикритов.

8. Металлогеническая специализация формации характеризуется сингенетическим сульфидным медно-никелевым оруденением, нередко в промышленных масштабах. В этой связи необходимо заметить, что наиболее богатые руды связаны с печенгским комплексом, для которого характерны повышенные железистость и титанистость пород, а также тенденция к эволюции расплава по Фенноровскому пути. Кроме того, известную положительную роль здесь сыграли процессы низкоградIENTного по $p-t$ услови-

ям регионального полиметаморфизма, способствовавшие переотложению сульфидов с образованием промышленных медно-никелевых руд.

КИСЛЫЕ СУЩЕСТВЕННО КАЛИЕВЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ИНТРУЗИВНЫЕ ФОРМАЦИИ

В отличие от магматических комплексов и формаций, относимых к производным толеит-базальтовой магмы, данные формации образуют вулcano-плутонические ассоциации нескольких типов. Они локализованы в непосредственно прилежащих к Сибирской платформе докембрийских стабилизирующихся краевых прогибах с гранито-гнейсовой корой.

В составе калиевого ряда вулcano-плутонических ассоциаций выделяются вертикальные серии эффузивных (вулканических) и интрузивных (плутонических) формаций. Вулканогенные и интрузивные породы пространственно либо разобщены, либо иногда связаны переходными субвулканическими образованиями. Преимущественно наземные эффузивы в сочетании с осадками (серии осадочно-вулканогенных пород) образуют вулканические пояса, расположенные в зонах глубинных разломов, отделяющих фундамент древней палеоплатформы от более молодой складчатой системы.

В большинстве районов осадочно-вулканогенные породы залегают на складчатых и в различной мере метаморфизованных образованиях архея и раннего протерозоя и перекрываются неметаморфизованными или метаморфизованными в отдельных локальных зонах (не выше фации зеленых сланцев) платформенными вулканогенно-осадочными породами нижнего (Северное Прибайкалье, Присяянье) или среднего рифея (Енисейский кряж, Западное Прибайкалье, Урал, Балтийский, Украинский щиты). В общем разрезе платформенных структур вулканогенные толщи существенно калиевого ряда образуют как бы промежуточный, «квазикратонный» по Г. Штилле, структурный ярус и могут быть отнесены к «субсеквентным».

Интрузивные породы представлены обычно многофазными массивами гранитоидов, в т. ч. и гранитов рапакиви, преимущественно приуроченных к периферическим геантиклинальным поднятиям, к фундаменту палеоплатформы или к зонам разломов, разделяющих поднятия и краевые прогибы. В последних также наблюдаются гранитоиды, но массивы их обычно имеют здесь небольшие размеры и образование их тесно связано с вулканогенными породами.

К настоящему времени на территории СССР известно несколько структурных зон, в которых пользуются достаточно широким развитием комплексы существенно калиевых вулканитов и гранитоидов. Они локализуются главным образом по периферии Сибирской и Восточно-Европейской платформ (рис. 20).

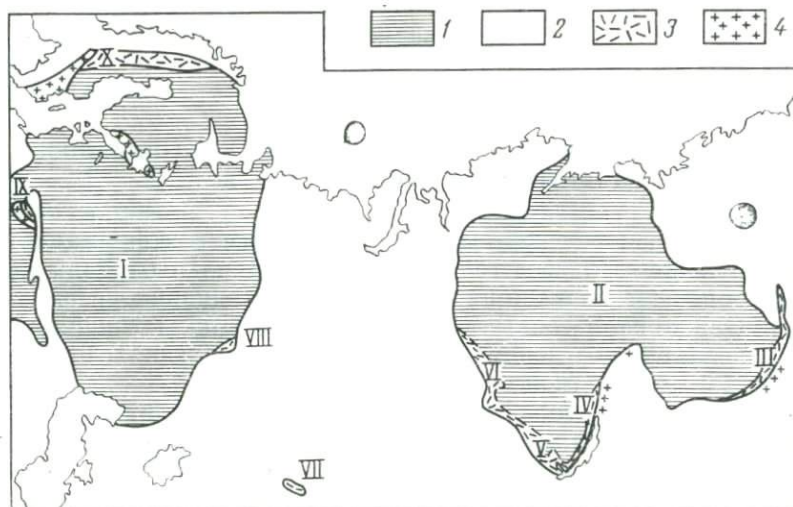


Рис. 20. Схема расположения докембрийских структурных зон, в которых развиты вулканоплутонические ассоциации калиевого ряда, по [91].

1 — эпираннепротерозойские платформы, по Т. Н. Спизарскому: I — Восточно-Европейская; II — Сибирская (Ангарская). 2 — складчатые области и молодые платформы неогена; 3 — зоны краевых и межгорных прогибов, выполненные преимущественно осадочно-вулканогенными породами (III — Улканская, IV — Ангаро-Ленская, V — Присяянская, VI — Восточно-Енисейская, VII — Атасу-Моинтинская, VIII — Западно-Уральская, IX — Овручская, X — Шведская); 4 — гранитоидные комплексы калиевого ряда

На Сибирской платформе (табл. 11) они локализируются: а) в зоне Улканского глубинного разлома, где развиты в составе уянской серии (вулканиты) и образуют улканский комплекс гранитоидов [28, 29]; б) в Ангаро-Ленском краевом прогибе и в Байкало-Витимском поднятии — акитканская серия (вулканиты) и гранитоиды ирельского, чуйского и приморского комплексов [38, 100, 102]; в) в Присяянье — сублукская свита вулканитов и саянский комплекс гранитов [131] и в Восточно-Енисейской зоне — вулканогенный верхневороговский и гранитоидный посольско-ангарский комплексы.

По мнению автора, возрастными и формационными аналогами вулканоплутонических ассоциаций Восточной Сибири в европейской части СССР являются развитые по периферии или в краевых частях Восточно-Европейской платформы вулканиты хогландской толщи и рапакиви Выборгского массива [4, 119], возможно вулканиты овручской серии и рапакиви Коростеньского плутона*, а также Швеции [100].

* Вулканиты парагенетически связаны с гранитами рапакиви, относятся к образованиям субплатформенной стадии, завершающей становление Восточно-Европейской платформы, что, однако, не противоречит их включению в один формационный тип с вещественно сходными комплексами краевых прогибов складчатого обрамления Сибирской платформы, стабилизированных до начала рифейского осадконакопления. — *Прим. ред.*

Не исключена, наконец, формационная принадлежность к рассматриваемым образованиям также вулканитов кувашской (машакской) свиты и гранитоидов Рябиновского и Бердяушского массивов Урала. Однако в отношении последних вопрос остается дискуссионным ввиду неясности их возрастного и структурного положения, а также специфических особенностей вещественного состава. Все остальные комплексы вулканитов и гранитоидов по геологическим данным относятся к среднему протерозою, а радиологически датируются в интервале 1920—1620±40 млн. лет (изохронные Pb-Sr и U-Pb определения).

Одним из важнейших вопросов формационного анализа магматических образований существенно калиевого ряда является вопрос о геологических и генетических соотношениях эффузивных и интрузивных пород. Они нередко пространственно разобщены, но иногда совмещаются в единых структурах, причем в этих случаях устанавливаются как рвущие контакты интрузий, так и постепенные переходы через порфиroidные породы к вулканитам.

Одной из характерных черт является многофазность вулканогенных и интрузивных комплексов. Иногда поздние вулканиты лежат с разрывом на гранитах и более ранних вулканитах. Так, в Ангаро-Ленском прогибе А. А. Бухаров, ссылаясь на наблюдения В. В. Булдыгерова, Э. Н. Копылова, М. П. Лобанова и В. М. Шемякина, описывает налегание вулканогенных пород хибинской свиты акитканской серии (ошеконский и малоносинский комплексы) с корой выветривания в основании на гранодиориты и граносенит-порфиры I фазы ирельского комплекса и на более ранние эффузивы. При этом, по данным упомянутых исследователей, между гранитоидами I фазы ирельского комплекса (Кунерминский массив) и ранними вулканитами хр. Акиткан устанавливаются постепенные переходы и интрузивные соотношения, так же как между гранитоидами II фазы (Нижне-Ирельский массив) и эффузивами хибинской свиты (мужинайский комплекс). Гранитоиды III фазы рвут эффузивы и гранитоиды двух ранних фаз.

Аналогичные соотношения между вулканитами и гранитами устанавливаются в Восточно-Алданской зоне, в Швеции, на Украине и в других местах. А. А. Полканов, ссылаясь на исследования шведских геологов, взаимоотношения вулканитов серии Дала и гранитов описывает так: «В конце первого периода вулканической деятельности произошла интрузия первого рапакиви-гранита, образовавшего силл. ... Порфиroidные рапакиви-гранитоиды связаны переходами с дала-порфирами; ... Второй период вулканизма ... заключался второй интрузией рапакиви» [119, с. 19]. Установленные А. П. Биркисом и О. А. Богатиковым [13] в Прибалтике кислые вулканиты, налегающие на рапакиви, связаны, вероятно, с этим вторым периодом. Третий период вулканизма обусловил образование экструзий основных пород, которое сопровождалось поднятием и интенсивной эрозией.

Таблица 11

Корреляция докембрийских вулcano-плутонических комплексов и формаций калиевого ряда [100]

Зона	Структура	Комплекс	Название	Возраст, млн. лет	Формация (снизу вверх)
Северо-Байкальская	Ангари-Ленский прогиб	Вулканогенный	Акитканская серия	1700 ± 35 1620 ± 40	Трахиандезитовая Трахиллипаритовая Липаритовая Диабазовая
		Интрузивный	Ирельский комплекс	1700 ± 100 1660**	Сиенит-диоритовая Граносиенит-гранитная Гранит-гранофировая Рапакиви
	Байкало-Витимское поднятие	Интрузивный	Чуйский, приморский комплексы	1560 ± 80 1630 ± 20 1650**	
Восточно-Алданская	Улканский прогиб	Вулканогенный	Уянская серия	1840 ± 100*	
		Интрузивный	Улканский комплекс	1900*	Сиенит-диоритовая Граносиенит-гранитная Гранит-гранофировая
Присаянская		Вулканогенный	Сублукская свита		Липаритовая
		Интрузивный	Саянский комплекс		Гранитная
Восточно-Енисейская		Вулканогенный	Верхневороговский комплекс		Липаритовая Трахиандезитовая Диабазовая
		Интрузивный	Посольно-ангарский комплекс	1860 ± 50*	Граносиенит-порфировая Гранит-граносиенитовая
Западно-Украинская	Овручская синеклиза	Вулканогенный	Овручская серия пугачевская свита		Андезитовая Липаритовая
	Овручско-Волынское поднятие	Интрузивный	Коростеньский комплекс	1715 ± 12 1690*—1700*	Рапакиви
Приладожская зона свекофенид	Южно-Карельская (Выборгская) флексурная структура	Вулканогенный	Порфиры хогландской толщи	1690 1670	Трахиандезитовая Липаритовая
		Интрузивный	Выборгский комплекс	1628 ± 11 1700*	Рапакиви
Шведская	Краевые прогибы западных районов свекофенид	Вулканогенный	Серии Дала, Дублон, Диларна, Смолонд	1725 ± 75 1635 ± 90	Андезитовая Липаритовая
		Интрузивный	Граниты Дала, Смоланд	1745	Граносиенит-гранитная Гранит-гранофировая

Примечание. Одной звездочкой отмечен возраст, определенный U-Th-Pb методом; двумя — K-Ar методом; остальные определения сделаны на основе Rb-Sr изохронного метода.

Таким образом, на примере вышеуказанных районов, в формировании вулканоплутонических ассоциаций калиевого ряда устанавливается от одного до трех или даже четырех этапов. Этапам вулканической деятельности соответствуют фазы интрузивных гранитоидов (см. табл. 11). С ранним этапом формирования ряда в большинстве регионов связано образование трахиандезитовой (Северо-Байкальская, Восточно-Алданская зоны) или андезитовой (Западно-Уральская, Шведская зоны) эффузивной и сиенит-диоритовой или габбро-сиенитовой интрузивной формаций; со средним (главным) этапом — трахилипаритовой эффузивной и граносиенит-гранитной интрузивной формаций; наконец, с поздним — липаритовой эффузивной и гранит-гранофировой интрузивной формаций (гомодромный тип развития)*.

Средний и поздний этапы во многих районах, по-видимому, совмещены (Западно-Уральская, Шведская, Восточно-Алданская зоны). В Восточно-Енисейской зоне ранняя липаритовая формация сменяется андезитовой, т. е. устанавливается антидромный характер развития магматизма. В ряде регионов с конечным этапом связывается развитие жильной диабазовой формации.

Из всех вышеперечисленных «вулканоплутонических» ассоциаций по полноте развития и степени изученности в формационном отношении выделяется *Северо-Байкальский пояс*. Он протягивается в виде обращенной к платформе дуги от южного конца оз. Байкал до Патомского нагорья (~900 км).

В строении Северо-Байкальского пояса участвуют осадочно-вулканогенные образования акитканской серии и интрузивные породы, объединяемые в ирельский, чуйский и приморский** комплексы. К ирельскому комплексу относятся интрузии, развитые в пределах краевого прогиба среди пород акитканской серии, а интрузии чуйского и приморского комплексов залегают преимущественно в разломах среди архейских и нижнепротерозойских пород нижнего структурного яруса на Байкало-Витимском подъятии.

Вопрос о внутренней стратиграфии акитканской серии остается пока не вполне решенным. Л. И. Салоп [135] делит ее на три свиты: малокосинскую***, хибеленскую и чайскую; А. А. Бухаров и В. Д. Мац в хр. Акиткан выделяют домугдинскую и чайскую свиты; последней они коррелируют хибеленскую свиту Байкальского хр., подразделяя ее на вулканогенные и осадочно-вулканогенные.

* Согласно принятым в настоящем издании принципам формационного анализа (см. кн. 1), вулканогенные и интрузивные комплексы, названные попарно, представляют вертикальные серии самостоятельных формационных типов. — *Прим. ред.*

** Приморский комплекс [135] относился к раннему протерозою, но новые исследования М. М. Мануйловой и Н. А. Срывцева [102] доказывают среднепротерозойский возраст этого комплекса. *Прим. автора.*

*** В Северо-Западном Прибайкалье в малокосинскую свиту включены более древние раннепротерозойские (?) породы, которые прорываются гранитоидами татарниковского комплекса с возрастом 2120 ± 60 млн. лет [144]). — *Прим. автора.*

генные комплексы — ошеконский, малокосинский и мужинайско-тонгодинский. Не вдаваясь в дискуссию, заметим, что в истории Северо-Байкальского пояса выделяются три этапа вулканической деятельности [100, 101, 135].

С ранним (I этапом) связано формирование вулканогенных пород домугдинской свиты [16] или малокосинской и низов разреза хибелинской свиты [135], а также гранитоидов I фазы ирельского комплекса; к среднему этапу — относятся вулканиды ошеконского комплекса и нижней части чайской свиты [16] и хибеленская [135] осадочно-вулканогенная свита, а также гранитоиды II фазы ирельского комплекса. К третьему, позднему, этапу принадлежат мужинайско-тонгодинский комплекс или чайская свита [16] и синхронные с нею граниты III фазы ирельского комплекса.

Из гранитоидов Северо-Байкальского нагорья, расчленение которых затруднено из-за отсутствия в раме соответствующих вулканогенных толщ, предположительно к начальному этапу относятся небольшие тела сиенит-диорит-порфиров, а к среднему и позднему — крупные массивы гранитоидов.

Завершают магматическую деятельность в Северо-Байкальском поясе многочисленные дайки диабазов и диабазовых порфиров, секущих вулканиды и нередко приуроченных к субгоризонтальной отдельности в гранитах.

По данным А. А. Бухарова [16], на ранних этапах вулканической деятельности излияния имели преимущественно трещинный характер, а на поздних — были связаны со стратовулканами центрального типа. По данным М. П. Лобанова, К. В. Флеровой и др., интрузивные породы в пределах краевых прогибов слагают небольшие штокообразные, куполообразные и кольцевые интрузивные тела или корневые части потоков, а на геосинклинальных поднятиях, согласно исследованиям М. М. Мануйловой, интрузивы имеют характер межпластовых линзовидных залежей, очень крупных (в плане) размеров.

Коротко остановимся на петрографической характеристике комплексов пород названных формационных типов Северо-Байкальской зоны, которые являются как бы «эталонными».

Трахиандезитовая формация. Вулканиды трахиандезитовой формации приурочены к низам разреза акитканской серии. В составе формации участвуют базальтовые, андезитовые, андезит-дацитовые порфириды, чередующиеся с дацитовыми, трахитовыми, кварцевыми и фельзитовыми порфирами и разнообразными туфами, туфолавами, лавобрекчиями, песчаниками и сланцами. Количество вулканогенных и терригенных пород в различных участках сильно варьирует. В районе р. Малой Косы (малокосинская свита) в разрезе формации преобладают терригенные породы [135], а по р. Большой Мине вулканогенные [100]. Состав вулканогенных пород также различен, но преобладают трахитовые и фельзитовые порфиры; основные вулканиды лишь местами составляют около 30% разреза, обычно меньше.

Характерно ограниченное развитие пирокластических фаций пород, отсутствие или слабое проявление следов фумарольной деятельности, что свидетельствует о трещинных лавовых излияниях. Однако наряду с ними здесь, несомненно, существовали и вулканические постройки, доказательством чего служит наличие в бассейне р. Большой Мини в составе свиты туфолов, лавобрекчий и туфов [101, 135].

Почти для всех пород характерна порфирировая структура, причем вкрапленники (от 2—5 мм до 1 см) иногда составляют 10—15% объема пород. В андезитовых и базальтовых порфиритах вкрапленники представлены плагиоклазом (от Ap_{40} до Ap_{60}) и моноклинным пироксеном, иногда нацело хлоритизированным, реже бурой роговой обманкой. В дацитовых порфиритах во вкрапленниках встречаются бурая или густо-зеленая роговая обманка и плагиоклаз № 40—45, в трахитовых порфирах — калинатровый полевой шпат (пертит), иногда роговая обманка. Основная ткань пород очень тонкозернистая — до криптозернистой, структура — микролитовая, призматически-зернистая, сферолитовая, ортофирировая. В составе основной массы в андезитовых и базальтовых порфиритах различаются плагиоклаз, минералы эпидот-цоизитовой группы, хлорит; в трахитовых порфирах — калинатровый полевой шпат, плагиоклаз, хлорит, кварц. В качестве аксессуарных минералов присутствуют апатит, сфен, нередко образующий венчики вокруг рудного минерала. Для основных пород характерны миндалекаменные текстуры. Миндалины бывают выполнены эпидотом, хлоритом, кварцем.

Среди туфов наиболее широкое распространение имеют литокластические, кристаллокластические и пепловые. В районе р. Порниной (бас. р. Большой Мини), р. Канушки встречаются туфолавы.

Трахилипаритовая формация. Ошеконский трахилипаритовый комплекс и вулканы нижней части чайской свиты представлены главным образом трахитовыми, кварцевыми и фельзитовыми порфирами, которые переслаиваются с туфами, туфоалевролитами, лавобрекчиями.

Формирование этих толщ, согласно [16], связано с деятельностью полигенных смешанных вулканов, которые послужили источником большого количества пирокластического материала. Установливаются невыдержанность состава вулканогенных пород по простираению, частые переходы эффузивных пород в пирокластические, а лавовых покровов в субвулканические тела.

Трахитовые порфиры, андезитовые и дацитовые порфириты петрографически аналогичны описанным выше. Кварцевые порфиры представляют собой мелкозернистые до афанитовых породы порфирировой структуры с вкрапленниками кварца, нередко оплавленными, а также микропертитового калинатрового полевого шпата и плагиоклаза (Ap_{10-15}). Количество вкрапленников варьирует от 7 до 15%. Основная масса кварцевых порфиров фельзитовая, сферолитовая, нередко гранофирировая. Характерны флюи-

дальные текстуры. В ее составе участвуют едва различимые олигоклаз-альбит, кали-натровый полевой шпат, кварц, хлорит, карбонат; в метаморфизованных разностях устанавливаются новообразования зеленых биотита и амфибола.

Фельзитовые порфиры отличаются от кварцевых отсутствием вкрапленников кварца. Эти породы имеют особенно широкое развитие в составе формации. Для них характерна малиново-красная окраска, фельзитовая структура основной массы, иногда с перлитовой отдельностью. Нередко в основной массе отмечается глобулитовая структура, обусловленная наличием мелких округлых выделений радиально-лучистого строения. Текстура часто флюидальная, реже — миндалекаменная. Миндалины бывают заполнены кварцем, эпидотом, иногда флюоритом. В глубинных частях покровов породы характеризуются микроаллотриоморфнозернистой, микрогипидиоморфнозернистой или гранофировой структурами.

Липаритовая формация. Комплексы пород, составляющие данную формацию — мужинойско-тонгодинский и чайский, характеризуются преобладанием кислых эффузивов (кварцевых и фельзитовых порфиров) над трахитовыми и андезитовыми порфиритами. Здесь андезитовые и диабазовые порфириты, часто обладающие миндалекаменной текстурой, образуют маломощные (1,5—3,0 м) пластовые тела среди кислых порфиритов, хотя в целом количественно их в разрезе, пожалуй, несколько больше, чем в трахилипаритовой формации. Кроме того, характеризуемый комплекс отличается от последней меньшим распространением трахитовых порфиров. В составе липаритовых вулканитов, особенно в низах разрезов толщ, широко развиты туфы, лавобрекчии, игнимбриты, указывающие на существенную роль процессов вулканизма, типичных для стратовулканов.

Петрографические черты названных пород липаритового комплекса совершенно аналогичны описанным ранее.

Интрузивные эквиваленты вулканогенных комплексов — соответственно сиенит-диоритовой (I фаза), граносиенит-гранитной (II фаза) и гранит-гранофировой (III фаза) формаций — образуют, как говорилось, плутоны разной величины, сложенные петрографически различными породами.

Сиенит-дiorитовая формация. К наиболее ранней сиенит-дiorитовой формации относятся сиенит-порфиры, диабазовые и диоритовые порфириты, гранодиорит-порфиры, реже сиениты, диориты и габбро-диабазы (?), возникшие в I этап развития ирельского и чуйского интрузивных комплексов; они либо образуют самостоятельные небольшие штокообразные тела и дайки, либо слагают отдельные части крупных многофазных массивов.

В частности, в пределах Аkitканского краевого прогиба сюда мы относим породы центральной части Дальбичинского многофазного массива [93], представляющего I интрузивную фазу, и многочисленные небольшие штокообразные тела и дайки диори-

товых порфиритов, распространенные на левом берегу р. Большой Мини, и, возможно, габбро-диабазов и диабазов в верховье р. Порожней, бассейн р. Малой Мини.

В пределах поднятия к сиенито-диоритовой формации относятся кварцево-пироксеновые сиениты и меланократовые граниты I фазы Абчадского массива [101], а также аналогичные породы и сиенит-порфиры, образующие дайки и небольшие массивы среди пород укучиктинской и чуйской толщ архея.

В Дальбичинском массиве М. П. Лобановым [93] устанавливается, что между диоритами, сиенитами, диоритовыми порфирами и сиенит-порфирами имеются постепенные переходы. В вертикальных разрезах по р. р. Дальбичинде и Кунерме наблюдается, что диориты и сиениты, слагающие нижние части гольцов, вверх по разрезу переходят в соответствующие мелкозернистые порфировые и даже криптокристаллические разновидности. Диориты обычно приурочены к центральным частям массивов, а сиениты — к краевым частям. Между габбро-диабазами и диоритами и диабазовыми и диоритовыми порфиритами также наблюдаются переходы. Порфириты бывают приурочены к эндоконтакту небольших штокообразных тел.

В Абчадском массиве кварцево-пироксеновые сиениты слагают северо-западную (нижнюю) часть массива; они дают переходы в меланократовые биотит-роговообманковые граниты.

В контактах мелких тел наблюдаются зоны закалки и вмещающие породы испытывают незначительное ороговикование и фельдшпатизацию, а в крупных массивах приконтактные изменения существенны. Так, прилежащие к Абчадскому массиву метавулканы интенсивно перекристаллизованы и превращены в гранитовидные породы, а в эндоконтактных сиенитах много ксенолитов вмещающих пород и характерны явления гибридизма, проявившиеся в неоднородном пятнистом распределении породообразующих минералов, в такситовых структурах и текстурах.

Породы сиенит-диоритовой формации характеризуются массивными текстурами, но по составу и структуре они чрезвычайно неоднородны. Участки равномернозернистого сложения переходят в участки с порфировой структурой, при этом количество порфировых выделений также варьирует от нескольких процентов до преобладания (полифировая структура); в среднем на долю вкрапленников падает 15—20% объема пород.

Вкрапленники в диоритовых и диабазовых порфиритах представлены плагиоклазом (андезин или лабрадор), в сиенит-порфирах помимо плагиоклаза присутствуют вкрапленники моноклинного пироксена и ортоклаза.

Структура основной массы диоритовых порфиритов — призматическизернистая с участками гипидиоморфнозернистой, в диабазовых и диабазовых порфиритах — габбро-офитовая, офитовая, долеритовая; у сиенит-порфиров — призматически-зернистая в сочетании с долеритовой и микропегматитовой. Сиениты характеризуются очень изменчивой структурой, в которой сочетаются гра-

нитная, гранулитовая и микропегматитовая с гранобластовой, пойкилобластовой и метасоматической коррозийной. Широко развита такситовая гломерокристаллическая текстура, образованная мономинеральными скоплениями темноцветных, калиевого полевого шпата, реже плаггиоклаза.

Главными минералами пород сиенит-диоритовой формации являются плаггиоклаз, калиевый полевой шпат, моноклинные пироксен и амфибол, кварц, биотит; аксессуарные — апатит, сфен, рудный минерал, циркон; вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, эпидотом — цоизитом.

В зонах глубинных разломов магматические породы развальцовываются и рассланцовываются, приобретают гнейсовидный облик. В их составе появляются новообразованный биотит (обычно зеленый) кварц, амфибол, альбит, решетчатый микроклин и т. д.

Граносиенит-гранитная формация. Интрузивные породы граносиенит-гранитной формации, эквивалентной трахипаритовым вулканитам, имеют преобладающее развитие как в пределах Северо-Байкальской, так и других вулканоплутонических зон, обрамляющих Сибирскую протоплатформу (см. табл. 11). В Северо-Байкальской зоне сюда относятся гранитоиды II фазы ирельского и чуйского комплексов и первые фазы приморского комплекса среди которых наиболее детально изучены массивы: Ирельский, Огневский, Нижне-Ирельский, Средне-Кедровый, Витимо-Чуйский, Канушкинский, Абчадский, Песчано-Харгинский, Кевактинский, Мало-Миньский [93, 101, 102, 151].

В Восточно-Алданской зоне формация представлена комплексом граносиенитов и гранитов главной фазы Улканского массива [28], а в Присаянской зоне — гранитоидами Саянского массива.

В ряде случаев в составе формации устанавливается присутствие рапакивиподобных гранитов (ирельский, улканский комплексы), а также типичных представителей гранитов рапакиви (приморский комплекс).

Надо сказать, что не все исследователи, изучавшие те или иные интрузии, согласны с предлагаемой нами оценкой их формационной принадлежности. Это, например, касается некоторых массивов чуйского комплекса (Витимо-Чуйский, Кевактинский) и Приморского массива, включаемого Д. А. Великославинским (см. с. 221) в состав «анортозит-рапакиви-гранитной формации».

Характерной особенностью гранитоидов этой формации является их большая однородность как в отношении состава, так и в отношении текстурно-структурных особенностей. Массивы гранитов имеют четкие контакты с вмещающими породами. В эндоконтакте граниты мелко-среднезернистые, по направлению внутрь массива переходят в крупнозернистые разновидности. Для некоторых массивов (Витимо-Чуйский, Средне-Кедровый, Нижне-Ирельский и др.) характерна гранит-порфировая краевая фация.

В большинстве своем граниты текстурно однородны. Лишь в отдельных участках крупных интрузивов (Витимо-Чуйский, Ке-

вактинский, Песчано-Харгинский, Абчадский) наблюдались полосчатые текстуры, выраженные чередованием лейкократовых и меланократовых разновидностей гранитов, и линейность, выраженная ориентированным расположением удлиненных зерен полевого шпата или ксенолитов.

В плане массивы чаще имеют удлиненную параллельно структурам вмещающих пород, реже округлую форму с очень сложной линией контакта. Боковые контакты нередко согласны по простиранию с породами рамы, но рвут их по падению, причем плоскости западных контактов чаще более пологи, чем восточных, т. е. разломы, контролирующие массивы, наклонены в направлении к платформе.

Ряд массивов имеет, по-видимому, куполовидную форму или форму линз, также удлиненных в направлении простирания вмещающих пород (Витимо-Чуйский, Нижне-Ирельский, Канушкинский). В некоторых массивах в центральной части «куполов» наблюдаются чашеобразные «прогибы» (провесы) кровли, вследствие чего они в плане имеют вид кольца (Нижне-Ирельский массив, по К. В. Флеровой).

Приконтактовые изменения акитканской серии проявлены в целом незначительно — выражены в перекристаллизации эффузивов, иногда в их ороговикании с появлением граната, в окварцевании. В пределах Байкало-Витимского поднятия на метаморфизованные в амфиболитовой фации породы чуйской и укучиктинской серий граниты не оказывают почти никакого воздействия, лишь местами вызывают окварцевание, мусковитизацию (серицитизацию) или развитие диопсида и амфибола в мраморах.

По составу среди гранитоидов граносиенит-гранитной формации выделяются биотитовые и биотит-роговообманковые разновидности, по структурам — равномернозернистые и порфиroidные. Преобладают биотит-роговообманковые порфиroidные граниты и граносиениты. Порфиroidные выделения представлены обычно калиевым полевым шпатом, иногда плагиоклазом, реже к ним присоединяется кварц. Размер вкрапленников варьирует от 0,5 до 5 см. Калиевый полевой шпат, обычно нерешетчатый или с грубой двойниковой решеткой, содержит многочисленные пертитовые вроски. Плагиоклаз порфиroidных выделений отвечает Ap_{30} — Ap_{37} ; он обычно сосюритизирован. В диафторированных разновидностях пород вкрапленники плагиоклаза гранулированы, отвечают альбиту и олигоклаз-альбиту. Порфиroidные выделения кварца в гранит-порфирах имеют округлую форму и водянопрозрачны.

Основная масса порфиroidных гранитов гипидноморфнозернистая, иногда гранулитовая в сочетании с микропегматитовой, аллотриоморфнозернистой. В катаклазированных разностях широко распространены катакластическая, брекчиевая, милонитовая структуры и их пластические аналоги.

Главные пороодообразующие минералы гранитов представлены кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, биотитом,

роговой обманкой; вторичные — хлоритом, серицитом (мусковитом), минералами эпидот-цоизитовой группы, реже карбонатом. Акцессорные — апатит, циркон, рудный, флюорит.

Устанавливается, что количественный минералогический состав гранитов находится в зависимости от глубины эрозионного среза. Наиболее глубинные граниты являются существенно биотитовыми, микроклин-плагноклазовыми (Кевактинский массив); субвулканические и малоуглубинные граниты (Нижне-Ирельский и Абчадский массивы) — амфибол-биотитовыми, существенно калиево-полевошпатовыми.

Для гранитоидов всех массивов очень характерно присутствие высокожелезистых биотитов и амфиболов (гастингситы и феррогастингситы). Показатели преломления биотитов ($N_g = N_m = 1,685 + 0,002$) и роговых обманок ($N_g = 1,706 - 1,710$; $N_p = 1,678 - 1,685$) указывают на высокую общую железистость этих минералов. В некоторых разновидностях гранитов отмечается диопсид-геденбергит. Среди плагноклазов и калиевых полевых шпатов основной массы выделяется по крайней мере 2 генерации: ранний плагноклаз представлен андезином (Ap_{35-40}) или олигоклаз-андезином (Ap_{30}), поздний — альбитом (Ap_{5-12}). Калиевый полевой шпат ранней генерации представлен пертитом без решетки или с грубой решеткой, поздний — решетчатым микроклином.

Кристаллизация магматического расплава в большинстве случаев начиналась с плагноклаза; затем выпадал микроклин-пертит, иногда совместно с кварцем (гранофир), последними выделялись амфибол и биотит, образующие гломеробластические скопления. Однако в гранит-порфирах изредка наблюдались вкрапленники амфибола и биотита, кристаллизовавшихся первыми. Характерны признаки метасоматического замещения плагноклаза микроклином, а последнего кварцем, частично обусловленные процессами автометасоматоза, но, главным образом, наложенными метаморфическими процессами.

Гранит-гранофировая формация. Комплексы пород данного формационного типа представлены отдельными дайками и штоками или входят в состав многофазных массивов (III фаза ирельского комплекса, поздний этап формирования Кевактинского, Абчадского, Мало-Миньского, Витимо-Чуйского и других интрузивов). В их составе выделяются гранит-порфиры, аплиты, лейкократовые и реже мезократовые граниты. Возрастное положение всех этих пород определяется на основании того, что они прорывают вулканы и осадки акитканской, укучиктинской и чуйской серий, также сиениты, диориты и граниты более ранних фаз.

Характерными особенностями пород являются их лейкократовый облик и мелкозернистое сложение. Контакты гранит-порфиров и гранитов с вмещающими вулканогенными и метаморфическими породами и с прорываемыми гранитоидами ранних формаций — резкие, прямолинейные, без заметных экзоконтактовых зон. В эндоконтактах наблюдаются узкие «зоны закалки» микрзер-

нистого сложения или тонкие кварц-полевошпатовые оторочки.

Структура гранит-порфиров порфировидная. Вкрапленники представлены микроклин-пертитом и кварцем, реже плагиоклазом (олигоклазом и альбит-олигоклазом). Размер их не превышает 1 см. Основная масса состоит из тех же минералов, часто входящих в гранофировых сростаниях. Железистые биотит и роговая обманка присутствуют в очень небольшом количестве.

Составы минералов аналогичны вышеописанным. Среди акцессорных минералов наряду с апатитом, цирконом, ортитом, флюоритом и рудным минералом в некоторых массивах присутствует гранат (Кевактинский массив).

Петрохимические особенности существенно калиевых формационных серий. Вулканогенные породы и гранитоиды калиевого ряда обладают общими чертами химизма, главными из которых являются высокая общая железистость и щелочность пород при $K_2O > Na_2O$, большие вариации в глиноземистости и содержании SiO_2 (табл. 12, 13).

Составы эффузивов (трахиандезитовой формации) на развертках тетраэдра $Ab-Ap-Og-Q$ (рис. 21) дают большой разброс точек, что отражает их гетерогенность. Однако более 50% составов все же дают компактный сгусток, захватывающий плагиоклазовое и двуполевошпатовое поля. Максимум сгустка находится в $P1-Og$ поле. Форма сгустка свидетельствует о щелочноземельной направленности кристаллизации. Эффузивы раннего этапа обогащены нормативным анортитом и кварцем.

Эффузивы трахилипаритовой формации характеризуются большей гомогенностью нормативных составов, хотя здесь тоже разброс точек значителен. Максимум сгустка лежит в $P1-Og$ поле. Эта формация характеризуется относительно более щелочным составом твердых фаз, а также обогащена нормативным кварцем.

Вулканыты позднего этапа липаритовой формации отличаются наибольшей гомогенностью составов. Компактный сгусток находится в $P1-Og$ поле вблизи котектики. В целом породы позднего этапа более обогащены Ab , что отражается и на рис. 21.

Судя по составам эффузивных комплексов от раннего к позднему, по мере смены этапов вулканической деятельности увеличивалась гомогенность расплава. Каждая из эффузивных формаций представляет самостоятельный ряд дифференциаций: ранняя — щелочноземельный (из плагиоклазового объема в поле $P1-Og$), средняя и поздняя — более щелочные (из $P1-Og$ поля к тройной котектике). Линейная направленность дифференциации внутри формации выражена менее отчетливо.

Гранитоиды всех трех фаз ирельского комплекса, отвечающих трем интрузивным формациям, являются более гомогенными. В тетраэдре $Ab-Ap-Og-Q$ составы ранней, сиенит-гранодиоритовой формации ложатся в компактный сгусток с максимумом в пределах поля $P1-Og$ (рис. 22). Гранитоиды, так же как и комагматичные эффузивы, обогащены нормативным анортитом. Породы

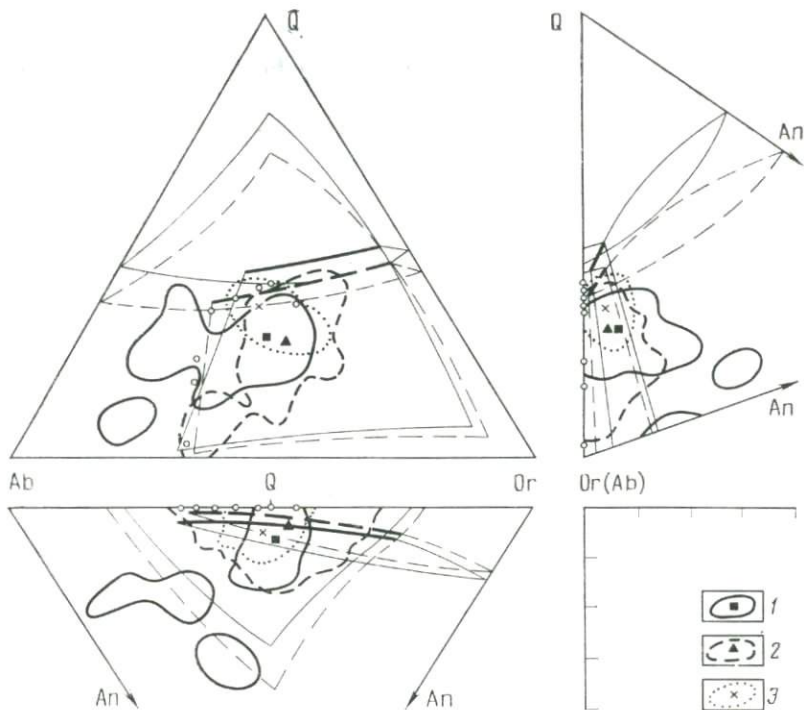


Рис. 21. Вулканиты калиевого ряда акитканской серии Северо-Байкальского пояса по диаграмме Ab—An—Or—Q в присутствии H_2O .

Формации вулканитов: 1 — трахиандезитовая; 2 — трахилипаритовая; 3 — липаритовая. Значки внутри контуров — максимумы сгустков точек нормативного состава пород.

Элементы системы: тонкие линии — поверхности кристаллизации при p_{H_2O} 0,5 кбар; тонкий пунктир — то же, при p_{H_2O} 3 кбар; жирные линии — линии котектики при p_{H_2O} 0,5 кбар; жирный пунктир — то же, при p_{H_2O} 3 кбар; незалитые кружочки — точки минимума (M) при p_{H_2O} от 0 до 5 кбар.

Основы построения и анализа таких диаграмм изложены в кн. 1 данной монографии

следующей граносиенит-гранитной формации, находясь в том же PI-Or поле, частично захватывают ортоклазовый объем. Поздняя гранит-гранофировая формация по составу близка к граносиенит-гранитной, но в отличие от нее и более ранних гранитоидных формаций, а также от комагматичной липаритовой формации (см. рис. 21) максимум сгустка составов пород гранит-гранофирового комплекса находится в ортоклазовом поле близко к точке минимума.

Для сложного ирельского комплекса в целом, так же как и для акитканской серии, характерна высокая общая железистость и щелочность при преобладании (или равных весовых содержаниях) FeO над Fe_2O и K_2O над Na_2O . Относительные величины F и K с увеличением Al несколько возрастают от ранней к поздней фазе. Четкий ряд дифференциации гранитоидов имеет субщелочную до щелочной (в поздних фазах) направленность. Ми-

Таблица 12

Химический состав вулканитов Северо-Байкальского пояса, по [101,

Компоненты	Трахиандезитовая формация	
	Диабазы, трахиандезитовые, трахидацитовые порфиры	Гранит-порфиры, трахилипаритовые, фельзитовые, трахидацитовые, кварцевые порфиры
SiO ₂	$\frac{45,26-62,77}{57,64}$	$\frac{62,98-69,72}{65,69}$
TiO ₂	$\frac{0,95-0,74}{1,12}$	$\frac{1,11-0,49}{1,08}$
Al ₂ O ₃	$\frac{16,00-17,39}{14,47}$	$\frac{13,65-13,97}{12,97}$
Fe ₂ O ₃	$\frac{1,94-0,52}{2,47}$	$\frac{1,69-3,04}{2,25}$
FeO	$\frac{11,22-4,83}{5,62}$	$\frac{5,71-1,60}{3,10}$
MnO	$\frac{0,16-0,06}{0,10}$	$\frac{0,07-0,03}{0,06}$
MgO	$\frac{9,20-2,74}{2,48}$	$\frac{2,04-0,62}{0,92}$
CaO	$\frac{7,26-1,79}{3,84}$	$\frac{4,38-0,60}{2,28}$
Na ₂ O	$\frac{2,76-1,15}{3,02}$	$\frac{3,10-3,18}{3,07}$
K ₂ O	$\frac{0,03-6,40}{3,38}$	$\frac{4,10-6,06}{4,29}$
P ₂ O ₅	$\frac{-0,40}{0,32}$	$\frac{0,42-}{0,11}$
П. п. п.	$\frac{5,10-2,74}{1,34}$	$\frac{0,45-0,62}{0,54}$
Количество проб	16	10

150]

Трахилипаритовая формация		Липаритовая формация	
Гранодиорит-порфиры, ортофиры, трахитовые порфиры	Фельзитовые кварцевые трахилипаритовые, гранит-граносиенит-порфиры	Дацитовые порфиры	Кварцевые порфиры
$\frac{60,42-63,57}{62,2}$	$\frac{64,68-72,89}{67,91}$	$\frac{63,59-64,3}{63,94}$	$\frac{68,22-73,80}{70,84}$
$\frac{1,15-0,60}{0,89}$	$\frac{0,60-0,34}{0,51}$	$\frac{0,85-1,15}{1,00}$	$\frac{0,19-0,40}{0,37}$
$\frac{15,41-15,51}{14,9}$	$\frac{14,27-13,71}{14,17}$	$\frac{13,97-14,29}{14,13}$	$\frac{14,99-13,91}{13,64}$
$\frac{3,66-1,94}{2,49}$	$\frac{2,62-0,84}{1,44}$	$\frac{1,90-5,25}{3,57}$	$\frac{1,73-0,90}{1,95}$
$\frac{4,30-5,01}{5,7}$	$\frac{2,95-1,12}{3,65}$	$\frac{3,27-4,32}{3,79}$	$\frac{2,88-1,15}{2,34}$
$\frac{0,08-0,09}{0,10}$	$\frac{0,12-0,03}{0,06}$	$\frac{0,03-0,08}{0,05}$	$\frac{0,06-0,04}{0,06}$
$\frac{0,97-1,28}{1,4}$	$\frac{1,17-0,46}{0,82}$	$\frac{1,30-1,65}{1,47}$	$\frac{0,50-0,38}{0,55}$
$\frac{2,86-3,15}{2,78}$	$\frac{2,95-0,17}{1,53}$	$\frac{1,02-2,40}{1,71}$	$\frac{1,14-0,64}{1,18}$
$\frac{5,02-3,30}{3,97}$	$\frac{3,60-2,30}{3,07}$	$\frac{2,40-3,36}{2,88}$	$\frac{3,95-4,38}{3,52}$
$\frac{4,78-5,20}{4,82}$	$\frac{5,50-6,65}{5,77}$	$\frac{3,94-5,84}{4,89}$	$\frac{52,8-3,41}{4,86}$
$\frac{-0,48}{0,34}$	$\frac{0,19-}{0,25}$	—	—
$\frac{-0,98}{0,83}$	$\frac{0,82-0,94}{0,72}$	$\frac{1,92-2,30}{2,30}$	$\frac{0,72-1,00}{0,66}$
9	18	2	11

Таблица 13

Химический состав гранитоидов ирельского комплекса, по [93, 151]

Компоненты	Сленит-гранодиоритовая формация (I фаза)		Граносиенит- гранитная формация (II фаза)	Гранит-гранофировая формация (III фаза)	
	Диориты, кварцевые диориты	Граносиениты, сиениты, гранодиорит- сиениты, гранодиориты	Граносиениты- граниты (порфиры)	Граносиениты	Граниты, гранит- порфиры, гранофиры
SiO ₂	$\frac{55,89-57,93}{57,13}$	$\frac{60,42-65,67}{62,85}$	$\frac{61,22-75,13}{67,31}$	$\frac{62,16-74,05}{68,81}$	$\frac{70,31-77,26}{73,41}$
TiO ₂	$\frac{1,54-1,17}{1,28}$	$\frac{0,90-0,81}{0,90}$	$\frac{1,00-0,27}{0,44}$	$\frac{0,66-0,16}{0,37}$	$\frac{0,55-0,22}{0,31}$
Al ₂ O ₃	$\frac{14,93-13,70}{14,57}$	$\frac{14,65-14,87}{14,09}$	$\frac{14,23-11,68}{13,77}$	$\frac{15,40-13,53}{14,12}$	$\frac{12,23-12,28}{12,19}$
Fe ₂ O ₃	$\frac{3,95-3,89}{3,73}$	$\frac{2,00-3,00}{3,01}$	$\frac{1,67-1,52}{1,84}$	$\frac{4,10-0,55}{1,79}$	$\frac{1,76-0,19}{1,20}$
FeO	$\frac{7,36-7,40}{7,61}$	$\frac{6,30-2,92}{5,00}$	$\frac{7,24-0,97}{2,54}$	$\frac{3,97-4,68}{2,85}$	$\frac{3,44-1,10}{2,29}$
MnO	$\frac{0,14-0,18}{0,15}$	$\frac{0,13-0,09}{0,14}$	$\frac{-}{0,07}$	$\frac{0,08-0,04}{0,06}$	$\frac{0,12-0,04}{0,06}$
MgO	$\frac{1,64-1,56}{1,56}$	$\frac{1,12-0,89}{1,04}$	$\frac{1,37-0,38}{0,45}$	$\frac{0,80-0,47}{0,56}$	$\frac{0,59-0,40}{0,33}$
CaO	$\frac{5,42-4,35}{4,8}$	$\frac{3,81-2,71}{3,12}$	$\frac{3,60-0,94}{1,54}$	$\frac{1,82-0,94}{1,50}$	$\frac{1,74-0,51}{1,02}$
Na ₂ O	$\frac{3,75-3,25}{3,33}$	$\frac{3,75-3,47}{3,37}$	$\frac{3,00-3,30}{3,40}$	$\frac{3,50-3,65}{3,31}$	$\frac{3,45-2,80}{3,30}$
K ₂ O	$\frac{3,95-3,25}{4,21}$	$\frac{4,60-4,94}{4,95}$	$\frac{4,70-5,10}{5,85}$	$\frac{5,15-5,60}{5,71}$	$\frac{4,52-5,30}{5,23}$
P ₂ O ₅	$\frac{0,74-0,70}{0,83}$	$\frac{0,78}{0,42}$	$\frac{0,48-0,01}{0,15}$	$\frac{0,43-0,11}{0,17}$	$\frac{0,17-0,15}{0,08}$
П. п. п.	$\frac{0,42-1,14}{0,88}$	$\frac{0,79-0,40}{0,80}$	$\frac{0,88-0,21}{0,58}$	$\frac{1,32-0,45}{0,60}$	$\frac{0,96-0,35}{0,48}$
Количество проб	3	30	40	19	24

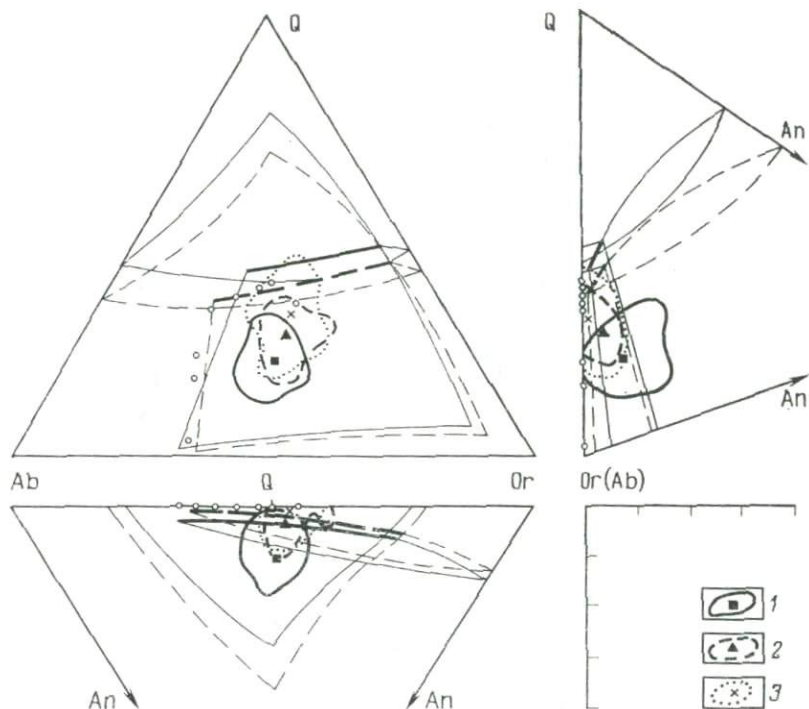


Рис. 22. Гранитоиды калиевого ряда ирельского комплекса Северо-Байкальского пояса.

Формации гранитоидов: 1 — сиенит-гранодиоритовая (I фаза); 2 — граносиенит-гранитная (II фаза); 3 — гранит-гранофировая (III фаза)

пералы гранитоидов (биотит и роговая обманка) характеризуются высокой железистостью (75—86%), калиевый полевой шпат — повышенной натриевостью.

Таковыми же особенностями химизма характеризуются однотипные породы ряда других районов.

Составы вулканитов и гранитоидов ранних этапов Северо-Байкальской зоны на диаграмме В. А. Кутолина (рис. 23) лежат в поле дифференциатов базальтоидных магм, составы средних и поздних этапов — в поле дифференциатов переходных и литогенных магм. Можно заметить, что в эти же поля [100] ложатся и составы вулканитов Восточно-Алданской, Западно-Уральской и Шведской зон, анализы которых, однако, пока не распределены по вулканической деятельности — и поэтому об эволюции пород судить невозможно.

На диаграмме Куно вулканиты и связанные с ними интрузивные породы калиевого ряда (рис. 24) ложатся в поле щелочных пород и лишь незначительная часть анализов попадает в поле высокоглиноземистых базальтов, что, вероятно, свидетельствует о высоких давлениях при образовании родоначальных магм.

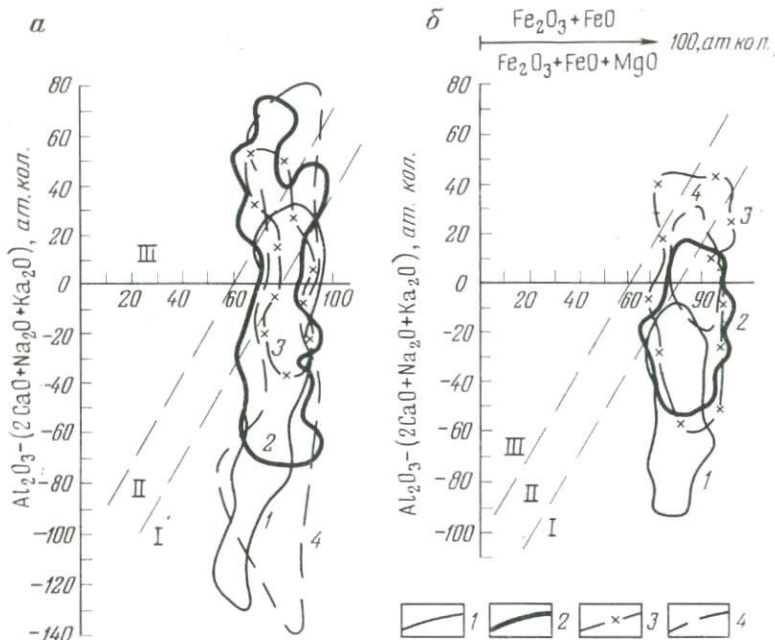


Рис. 23. Поля вулканитов и гранитоидов калиевого ряда Северо-Байкальского пояса на диаграмме В. А. Кутолина.

a — вулканиты: 1—3 — формации аkitканской серии (1 — трахиандезитовая, 2 — трахипаритовая, 3 — липаритовая); 4 — уянский комплекс (неразделенный).
б — интрузивы: 1—3 — формации ирельского комплекса (1 — сиенит-диоритовая, 2 — граносиенит-гранитная, 3 — гранит-гранофировая); 4 — улканский комплекс

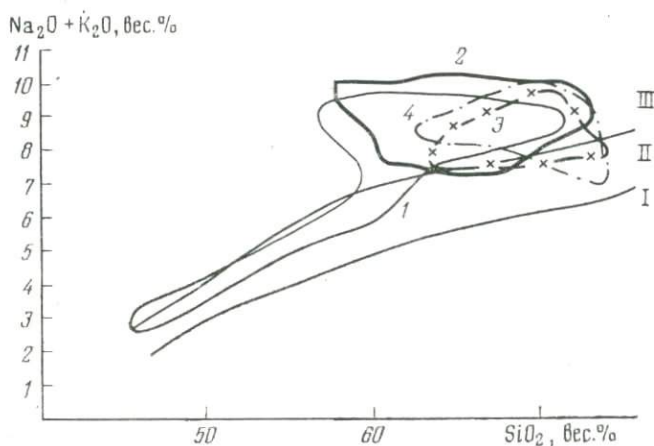


Рис. 24. Поля вулканитов калиевого ряда аkitканской серии и уянского комплекса на диаграмме Х. Куно.

I—III — интрузивные фазы; усл. знаки 1—4 — см. на рис. 23. *a*

Для вулканогенных и интрузивных пород калиевого ряда формаций характерен специфический состав малых элементов. Почти во всех регионах в них отмечаются повышенные содержания Rb (относительно K), Th, U. На основании изучения содержаний этих элементов в 23 пробах вулканитов акитканской серии (С. З. Яковлева), устанавливается, что в андезитовых порфиритах и дацитовых порфирах трахиандезитовой формации $K/Rb=311$ и $Th/U=435$, в трахитовых порфирах той же и трахилипаритовой формации соответственно 150 и 195, в кварцевых и трахитовых порфирах липаритовой формации — 174 и 289. В комагматических гранитоидах K/Rb отношение несколько повышается. По данным К. В. Флеровой, в сиенит-гранодиоритах ранней фазы оно составляет 229, в сиенит-гранитах средней фазы — 195 и поздних гранофировых гранитах — 254. В эффузивах и гранитоидах Северо-Байкальской зоны от ранних к поздним изменяется отношение Th/U : 4,6; 4,1; 4,0.

Основываясь на данных о палеотектоническом положении формаций калиевого ряда, особенностях их химизма в отношении главных и малых элементов, можно заключить, что родоначальные для этих формаций магмы относятся к щелочноземельной серии. Согласно [134], именно производные этой серии наиболее распространенные изверженные породы орогенических поясов.

Если принять, что составы пород одного этапа отражают составы и условия зарождения родоначальных расплавов, то на основании имеющихся петрохимических данных можно сделать следующие предположения о развитии существенно калиевого ряда формаций. На ранних стадиях развития ряда магма имела скорее всего андезитовый состав и возникла, по-видимому, в базит-гранулитовом слое коры: со временем состав магмы менялся до гранитового, что вызвано, по-видимому, разрастанием и перемещением очага в гранитный слой. Возможно, на стадии затухания магмообразование снова опускалось до «базальтового» слоя. Образованию очагов в пределах мантии противоречит обогащенность пород-магм рубидием, ураном и непропорционально широкое развитие кислых пород.

Близость составов пород различных, значительно удаленных друг от друга районов свидетельствует, по-видимому, о сравнительной гомогенности состава и строения глубинных частей Земной коры на среднепротерозойском этапе. При этом общность состава имеет место не только в отношении главных петрогенных элементов, но, как отмечалось выше, и в отношении некоторых малых элементов.

С такой моделью развития вулканизма хорошо согласуются данные по изучению изотопии первичного стронция в вулканитах Северо-Байкальской зоны. Вулканогенные породы раннего этапа имеют первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr=0,705\pm 0,001$, что характерно для континентальных базальтов, возраст при этом, определяемый по изохроне, соответствует 1700 ± 35 млн. лет. В вулканитах среднего и позднего этапов отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ соответственно

равно 0,715 и $0,721 \pm 0,001$, оно типично для гранитного слоя; возраст 1660 и 1620 ± 40 млн. лет. Такое же повышенное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7256 \pm 0,004$ и возраст 1700 ± 100 млн. лет имеют граниты поздней фазы. В связи с изложенным, большой интерес представляют гранитоиды татарниковского комплекса, которые завершают раннепротерозойский этап развития Северо-Западного Прибайкалья и приурочены к тому же глубинному разлому, что и акитканская серия и гранитоиды ирельского комплекса. Татарниковские гранитоиды, по данным Н. А. Срывцева, характеризуются теми же чертами химизма, что и граниты ирельского комплекса, что позволяет предполагать о взаимосвязанности их родоначальных источников. По данным изохронного Rb-Sr метода их возраст оценивается в 2120 ± 60 млн. лет, а $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703 \pm 0,001$.

Аналогичные данные получены Е. Велиным для вулканитов Северной Швеции, которые завершают свекофеннский этап развития. Порфиры Дубблон имеют возраст 1725 ± 75 млн. лет и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703 \pm 0,003$, порфиры Каска — 1635 ± 90 млн. лет и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,714 \pm 0,005$, а сиенитовые и кварцевые порфиры Кируна — 1605 ± 65 млн. лет и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,705 \pm 0,003$. Более древние породы в этой зоне имеют возраст 1880 млн. лет и первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 1,706$.

Судя по разнице возраста между магматическими комплексами, развитыми в одной структурной зоне, продолжительность активного существования магмогенерирующего слоя в докембрии, вероятно, превышала 500 млн. лет, а промежутки этапов относительного спокойствия между этапами магматической активности в среднем протерозое, возможно, были близки к 40—50 млн. лет.

**Формация дифференцированных
перидотит-габбро-норитовых интрузий**

В краевых частях срединных массивов или относительно консолидированных геоантиклинальных поднятий, реже в стабилизирующихся прогибах, в связи с разломами глубокого заложения формируются расслоенные интрузии базит-гипербазитового состава. Обычно они располагаются поблизости от наложенных тектонических впадин с мощным развитием вулканизма, что свидетельствует о приуроченности тех и других к единым тектонически ослабленным системам глубинных разломов, проникающим до уровней подкорового магмообразования. Дифференцированные гипербазит-габбро-норитовые интрузии почти синхронны с завершающими фазами вулканизма орогенной стадии стабилизации древних платформ и в геотектоническом смысле фиксируют переходный рубеж к субплатформенной стадии.

Наиболее известны представители перидотит-габбро-норитовой формации в северо-восточной части Балтийского щита. Они представлены так называемой Олангской группой интрузий в Северной Карелии, Бураковским массивом в Южной Карелии, а на Кольском полуострове Мончегорским плутоном, массивами Панских и Федоровской тундр и несколькими мелкими телами. К этой формации на территории Воронежского кристаллического массива, по-видимому, относятся также некоторые дифференцированные интрузии габбро-норит-гипербазитового состава, в частности Липов Куст, Ширяево и др., включаемые местными геологами в мамоновский габбро-гипербазитовый комплекс. На Сибирской платформе предположительно к рассматриваемому формационному типу принадлежит ряд довольно крупных, но пока еще очень слабо изученных интрузий Алданского щита — Лучинский, Лукиндинский, Ильдеус и другие массивы среднепротерозойского возраста.

В классификации Ю. А. Кузнецова [79] перидотит-габбро-норитовые комплексы отнесены к «формации дифференцированных габбро-норитовых интрузий ранних этапов развития древних платформ» и в качестве одного из примеров назван Мончегорский плутон. Именно этот последний наиболее изучен в сравнении с другими интрузивами данной формации на территории СССР и в этом смысле является эталонным.

Мончегорский массив складывается комплексом сингенетических пород и включает сульфидные медно-никелевые руды. Это обстоятельство, начиная с 30-х годов, служило причиной повышенного внимания к Мончегорскому плутону геологов-разведчиков и петрологов, материалы которых опубликованы в многочисленных статьях (Н. А. Елисеев, Е. К. Козлов, П. В. Лялин, В. А. Масленников, Г. В. Холмов и многие другие), а также в ряде сборников и монографий [36, 53, 74, 76].

Широкая литературная известность геологии и петрологии этого плутона позволяет нам ограничиться здесь очень беглой его характеристикой.

Всеми исследователями Мончегорский плутон относится к расчлененным интрузиям платформенного типа. Структурно он находится в узле сочленения двух крупных глубинных разломов коры — субмеридионального, ограничивающего западный край Центрально-Кольского блока архея, и субширотного, контролирующего расположение Имандра-Варзугской грабен-синклинали среднего протерозоя.

Вопрос о возрасте Мончегорского плутона с некоторых пор обрел острую дискуссионность. Первые исследователи: Н. А. Елисеев, Е. К. Козлов, Т. Н. Иванова и многие другие, к которым присоединяются и авторы очерка, опираясь на структурно-геологические, петрогенетические критерии, считали эту интрузию среднепротерозойской. В. А. Масленников, Э. К. Герлинг, Л. С. Тарасов, С. И. Зыков, К. О. Кратц, С. Б. Лобач-Жученко и другие, на основе радиологических данных, оценивают возраст Мончегорского массива от 3400 до 2900 ± 200 млн. лет [37] и считают его одной из древнейших интрузий на Кольском полуострове. Е. В. Шарков [159, 161] развивает точку зрения о генетическом единстве Мончегорского дифференцированного массива гипербазитов и расчлененной интрузии габбро-анортозитов Главного хребта, считая этот «гипербазит-анортозитовый» комплекс раннепротерозойским.

Массив в плане имеет форму дуги (рис. 25). Его северная ветвь (тундры Травяная, Кумужья, Ниттис) и восточный отрог (Сопча, Нюд-Поаз) в разрезе представляют корытообразные тела, полого погружающиеся на юго-запад к замковой части массива, где подошва его подсечена скважинами на отметке — 1500 м и где, по-видимому, некогда находился подводящий магму канал. Ныне здесь фиксируется зона тектонического контакта Мончегорского плутона с габбро-анортозитовым массивом Главного хребта Чуна-Монча-Волчьих тундр.

Некоторые геологи [30, 159] считают, что Мончегорский плутон не является самостоятельной интрузией, а представляет нижний придонный норит-гипербазитовый горизонт огромного габбро-

* Раздел написан по материалам Е. К. Козлова.

анортозитового массива Главного хребта, тектонически выведенный на дневную поверхность в приподнятом блоке. Однако эта точка зрения пока остается дискуссионной.

На юге Мончегорский массив граничит с породами имандраварзугской серии, к северу от него распространены мигматизированные гнейсы кольской серии архея, что позволяет считать эту интрузию межформационным лопполитом [74].

Внутреннее строение Мончегорского плутона неоднородно. В восточном конце (Нюд-Поаз) преобладают габбро-нориты, нориты и оливиновые нориты, в центре (Ниттис-Сопча) — пироксениты и частью оливиниты, а в северном конце (Кумужья-Травяная) наблюдается переслаивание пироксенитов, оливиновых пироксенитов и перидотитов. Эти различия в известной степени обусловлены глубиной эрозионного среза и лишь отчасти (Нюд-Поаз) сменой состава пород по латерали.

В массиве четко проявлена первично-магматическая расслоенность, выраженная чередованием зон, иногда ритмично построенных, различающихся по структурно-минералогическим особенностям слагающих их пород. Так, в сводном разрезе центральной и северной частей массива [74] выделяются (сверху вниз):

1) зона пироксенитов (мощность от 300 м в краях до 700 м в центре) с прослоями перидотитов и оливинитов, обогащенных вкрапленностью сульфидов меди и никеля — «перидотитовые» и «рудные пласты»;

2) зона тонкополосчатых пород (250—400 м), состоящая из ритмично переслаивающихся слоев пироксенитов (преобладают в верхней части), оливиновых пироксенитов (бронзититов) и перидотитов (в низах зоны);

3) зона перидотитов (100—200 м) с редкими прослоями пироксенитов в нижней части (20—50 м), обогащенная плагиоклазом и постепенно переходящая в придонную часть массива;

4) зона такситовых существенно полевошпатовых пород (10—100 м). В верхах зоны чередуются полевошпатовые перидотиты, полевошпатовые оливиновые и безоливиновые пироксениты, а в нижней части — нориты, оливиновые нориты, габбро-нориты, кварц- и биотитсодержащие нориты, часто пегматоидной текстуры, которые являются контаминированными породами и через зону закалки граничат с подстилающими ороговикованными гранито-гнейсами и амфиболитами архея.

К зоне неравномернозернистых габбро-норитов приурочены богатая сульфидная вкрапленность и гнездовые скопления медно-никелевых руд, образующие так называемую «донную залежь Мончегорского плутона».

В восточной части субширотной ветви массива (Нюд-Поаз) выделяются [67] (сверху вниз):

1) ритмично построенная толща норитов (до 20 м) за счет чередования мелано-, мезо- и лейкократовых их разновидностей;

2) «критический горизонт» (мощность до 25 м) — тонкое чередование норитов, габбро-норитов, пироксенитов и лабрадоритов,

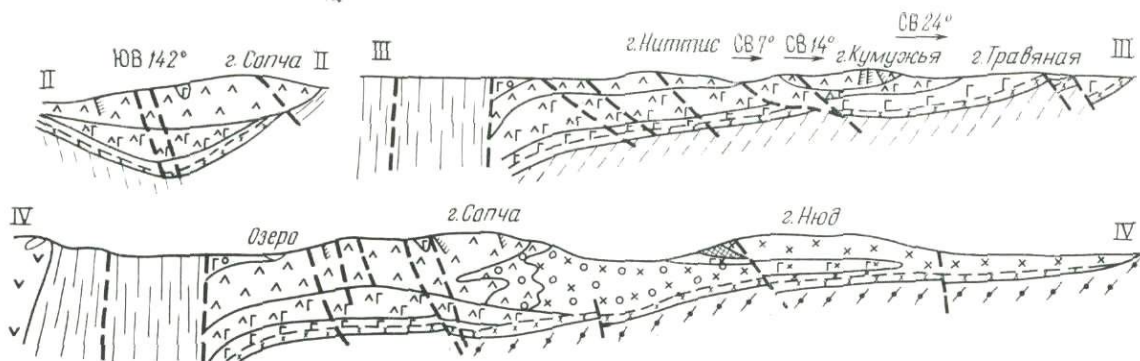
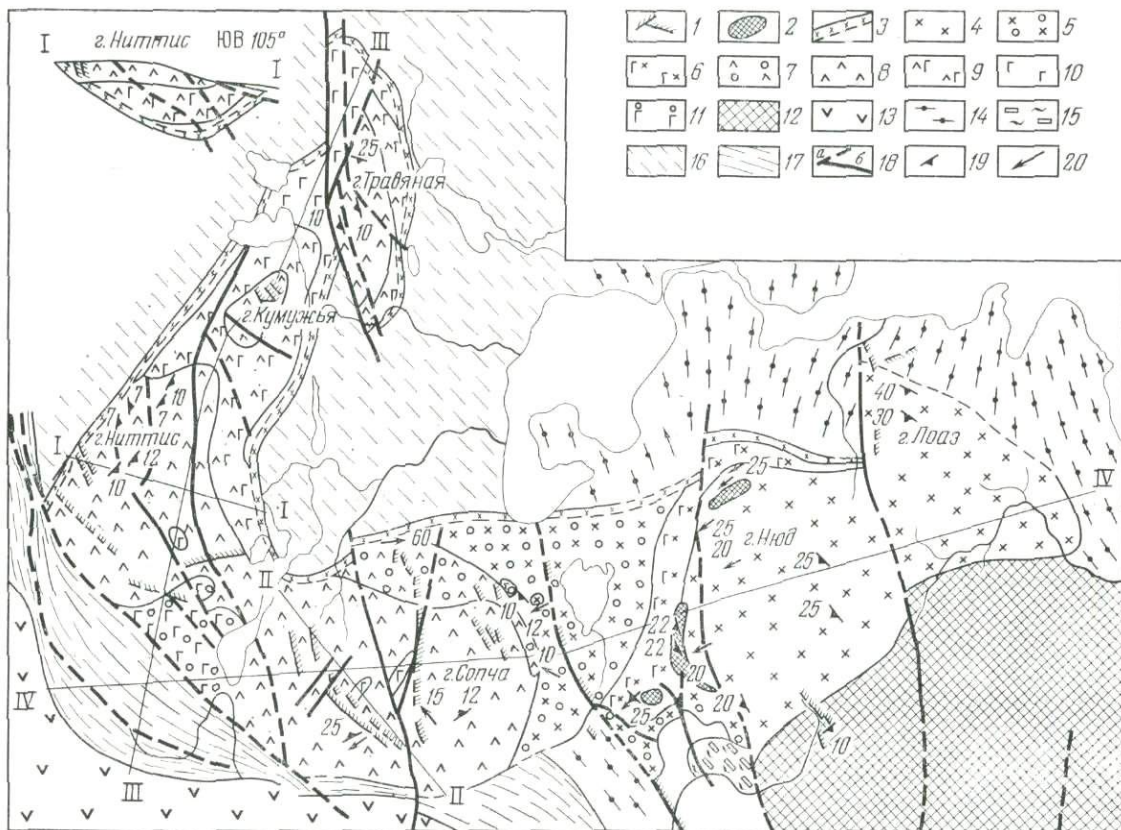


Рис. 25. Схема геологического строения Мончегорского плутона, по Е. К. Козлову [1973], с упрощением.

Дайковый комплекс: 1 — диабазы и лампрофиры. Мончегорский магматический комплекс: 2 — «критический горизонт» — габбро-нориты и пироксениты с ксенолитами роговиков; 3 — эндоконтактные мелкозернистые габбро-нориты «зоны закалки» и неравномернозернистые габбро-нориты, полевцошпатовые пироксениты и перидотиты; 4 — нориты и габбро-нориты; 5 — меланократовые пойкилитовые нориты; 6 — оливиновые нориты; 7 — полевцошпатовые пироксениты; 8 — пироксениты; 9 — горизонт ритмичнослоистых пироксенитов, оливиновых пироксенитов, перидотитов; 10 — перидотиты; 11 — оливиниты. Породы рамы плутона: 12 — осадочно-вулканоген-

ные толщи серии имандра-варзуга (нерасчлененные); 13 — метагаббро-нориты и габбро-лабрадориты массива Главного хребта Монча-Чуна тундр; 14 — гнейсы, сланцы, метапорфириты, амфиболиты и метагаббро-диабазы тундровой серии (нерасчлененные); 15 — метагаббро массива Выручайвени; 16 — биотитовые, гранат-биотитовые, амфиболовые и силлиманитсодержащие мигматизированные гнейсы кольской серии. Структурные знаки: 17 — зоны бластомилонитизации в тектоническом контакте с реликтами габбро-лабрадоритов, габбро-норитов массива Главного хребта и метапироксенитов, перидотитов и серпентинизированных оливинитов мончегорского комплекса; 18 — разломы (а — предполагаемые, б — геологически документированные); 19 — положение ритмичной расслоенности и трахитоидности; 20 — направление погружения линейности

закрывающих многочисленные ксенолиты пироксен-плаггиоклазовых роговиков, кислых туффилов (?) высокоглиноземистых пород. К этому горизонту приурочена промышленная концентрация вкрапленных и гнездовых сульфидных руд. Некоторые авторы [67, 73] считают этот горизонт сингенетичным продуктом кристаллизационной дифференциации, другие [125] рассматривают в качестве дайкообразной тела аллохтонных норитов и габбро-норитов, захвативших ксеногенные обломки;

3) толща оливиновых норитов (40—120 м) с прослоями безоливиновых разновидностей норитов;

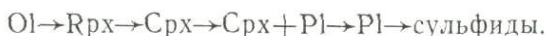
4) толща пойкилитовых норитов (до 200 м), которые близ контакта становятся мелкозернистыми и в них появляются кварц и биотит.

В нижних горизонтах массива в обеих его ветвях встречаются жилки габбро-норит-пегматитов и габбро-диорит-пегматоидных пород, секущие слоистость, а также рудные жилки и зоны брекчирования, где цементом являются сульфиды.

Устанавливается сульфидный метасоматоз породообразующих минералов, сопровождаемый новообразованием актинолита, тремолита, талька. Рудными минералами являются пирротин, пентландит, халькопирит, пирит и, обычно, магнетит, причем соотношение пентландит:халькопирит в промышленных рудах 2-3:1, лишь иногда достигает 8:1.

Все петрографическое разнообразие пород Мончегорского плутона как структурное, так и минеральное определяется количественными соотношениями и порядком кристаллизации главных минералов — оливина, бронзита, авгита, плаггиоклаза ряда лабрадор — битовнит. Второстепенное значение принадлежит присутствующим в интерстициях сульфидам и магнетиту. Породы, как правило, практически не затронуты процессами адитивного метаморфизма и в слабой степени обнаруживают только автометаморфические изменения.

Для ультрабазитов и оливинсодержащих норитов устанавливается единая последовательность кристаллизации породообразующих минералов.:



В обогащенных полевым шпатом породах норитового ряда — первым кристаллизуется плаггиоклаз.

Количественный минеральный состав главных разновидностей пород и состав слагающих их минералов указаны в табл. 14.

Характеристика валового химического состава пород Мончегорского массива содержится в табл. 15.

В целом они подразделяются на: 1) группу ультрабазитов и 2) группу норитов. Ультрабазиты по химизму близки к среднему амфиболсодержащему перидотиту (по Дэли), от которого отличаются лишь большей кремнекислотностью, а породы норитового ряда — к среднему нориту (по Дэли), к которому также близок

Таблица 14

Количественно-минералогическая характеристика
главных разновидностей пород
и состав породообразующих минералов
Мончегорского плутона, по [74], объемн. %

Породы	Оливин	Орто- пироксен	Клино- пироксен	Плагио- клаз	Рудные	Состав минералов					
						O1% Fe ₂ SiO ₄	RPx% FeSiO ₃	CPx%			Pl% An
								En	Fs	Wo	
Оливиниты	95—98	0—5	До 1	—	1—3	13,5	10—15	—	—	—	—
Перидотиты	60—80	15—30	3—5	1—2	До 3	5—18	11—15	48	18	34	66
Оливиновые пироксениты	15—20	65—85	3—5	До 2	До 3	14—15	11—16	—	—	—	—
Пироксениты	До 3	85—98	8—10	До 2	0,5—5	13—15	13—17	52	18	30	59
Плагиоперидотиты	60—80	10—30	5—8	5—10	2—5	11—18	13—18	48	18	34	58—75
Плагиопироксениты	Ед. зн.	85—90	8—10	5—10	До 6	9—19	14—17	43	18	39	—
Нориты	Ед. зн.	45—80	5—10	30—45	До 10	—	—	43	18	39	55—70
Пойкилитовые нориты	Ед. зн.	60—80	3—5	20—40	До 5	—	14—22	43	19	38	60—74
Габбро-нориты	—	15—35	20—30	50—60	До 10	—	13—25	45	17	38	51—71

Таблица 15

Химический состав пород дифференцированных интрузий перидотит-

габбро-норитовой формации

Компоненты	Олангская группа					Мончегорский	плутон					Паянских тундр			Федоровой тундры			Толентовый базальт
	Ультра-базиты	Габброид	Среднее по группе	Габброиды из зоны закали	Ультра-базиты	Габброиды	Среднее по плутону	Габброиды из зоны закали	Габброиды западной части	Габброиды восточной части	Среднее по интрузиям	Ультра-базиты	Габброиды	Средний по интрузиям	Ультра-базиты	Габброиды	Средний по интрузиям	
SiO ₂	37,54—53,53 45,75	47,6—52,0 50,15	48,45	51,26	39,04—55,02 47,85	47,72—53,76 51,97	49,22	52,14	46,41—53,50 52,15	46,43—52,0 50,92	50,94	45,4—53,8 45,20	48,76—51,80 50,64	49,59	51,0			
TiO ₂	1,04—0,26 0,22	1,40—0,19 0,45	0,38	0,31	0,06—0,17 0,22	0,18—0,20 0,26	0,23	0,36	0,09—0,47 0,27	0,28—0,40 0,39	0,24	0,33—0,23 0,24	0,14—0,38 0,33	0,31	1,4			
Al ₂ O ₃	5,77—5,07 4,90	15,87—15,05 16,50	13,28	11,56	0,24—2,20 4,51	16,33—12,71 14,17	7,73	15,37	23,19—15,91 15,14	13,38—16,11 20,02	16,74	4,55—5,51 4,75	19,09—15,52 16,28	14,05	15,6			
Fe ₂ O ₃	2,48—0,70 2,92	3,54—0,56 1,67	2,46	1,70	1,12—0,49 1,69	1,01—3,29 1,57	1,65	1,25	0,95—1,28 1,17	2,95—1,59 1,71	1,35	4,05—1,23 3,23	1,31—2,50 1,62	1,93	1,1			
FeO	8,89—9,85 9,45	8,46—5,27 6,10	7,07	7,75	10,83—8,06 8,89	8,04—8,47 6,32	8,03	7,01	3,38—5,86 5,92	9,7—5,89 5,05	5,80	6,99—8,33 7,58	5,87—6,58 6,79	6,94	9,8			
MnO	0,18—0,12 0,13	0,11—0,13 0,09	0,10	0,19	0,09—0,08 0,15	0,16—0,06 0,11	0,14	0,17	0,09—0,24 0,16	0,20—0,11 0,12	0,16	0,13—0,20 0,13	0,08—0,14 0,14	0,14	0,20			
MgO	34,71—29,95 27,02	6,41—10,40 9,20	14,10	17,90	44,75—30,2 30,10	11,79—9,14 12,99	24,40	10,58	9,10—8,80 9,76	13,86—6,66 5,62	9,51	27,23—25,11 28,91	11,91—8,65 10,05	13,70	7,00			
CaO	1,80—4,44 4,25	9,84—12,24 11,10	8,98	7,98	0,11—2,74 3,34	9,09—8,77 8,98	5,22	10,92	11,68—9,86 12,09	10,63—11,59 12,42	11,93	8,30—4,12 3,97	8,51—11,70 9,99	8,82	10,50			
Na ₂ O	0,46—0,95 0,52	2,60—1,71 1,88	1,41	1,15	— 0,46	1,57—2,19 1,62	0,85	1,88	1,62—2,41 1,89	1,11—2,65 2,69	1,88	0,23—0,53 0,33	1,19—2,00 1,76	1,48	2,20			
K ₂ O	0,07—0,30 0,17	1,30—0,20 0,54	0,52	0,20	— 0,26	0,71—0,94 0,36	0,29	0,33	0,17—0,55 0,25	0,13—0,27 0,22	0,22	— 0,14	0,66—0,01 0,35	0,31	1,00			
H ₂ O	— 1,30	0,44— 0,42	0,62	0,12	0,30—0,20 0,43	0,15—0,11 0,40	0,41	0,15	0,68—0,09 1,20	0,10—0,84 0,81	0,13	0,17—0,12 1,47	—0,30 0,45	0,70	—			
П. п. п.	0,87— 3,30	2,62—2,13 1,75	2,20	0,13	3,23—2,71 2,01	4,01—0,23 1,35	1,57	—	2,50—0,30 —	1,50—2,00 —	—	2,70—0,72 3,95	—0,24 1,70	2,10	—			
Сумма	99,93	99,85	99,57	100,25	99,91	100,10	99,74	100,16	100,00	99,97	98,90	99,90	100,10	100,07	99,80			
F	0,31	0,46	0,40	0,53	0,26	38	0,28	0,44	0,42	0,55	0,43	0,27	0,46	0,39	0,61			
ИК	67,42	47,45	55,16	62,37	72,71	56,82	69,28	50,26	51,40	36,76	50,69	71,93	48,86	54,24	33,18			
K ₀	0,24	0,21	0,26	0,18	0,16	0,20	0,17	0,15	0,17	0,25	0,19	0,30	0,19	0,22	0,10			
CaO/Al ₂ O ₃	0,87	0,07	0,68	0,69	0,74	0,63	0,68	0,71	0,80	0,62	0,71	0,84	0,61	0,63	0,67			
Na ₂ O/(Na ₂ O+K ₂ O)	0,75	0,78	0,73	0,85	0,64	0,82	0,75	0,85	0,88	0,92	0,90	0,70	0,83	0,83	0,69			
F _{общ}	18,3	29,6	24,7	21,1	15,3	23,3	16,8	28,3	26,8	37,1	27,6	14,9	29,7	24,1	45,1			
a	1,2	5,2	3,7	2,5	1,2	3,9	2,0	4,5	4,5	6,6	3,5	0,7	4,5	3,6	6,2			
c	2,2	9,2	6,8	5,9	1,9	7,2	3,4	7,7	7,6	10,7	6,9	2,4	8,7	7,4	7,3			
b	51,6	24,50	35,8	37,9	51,8	31,7	45,9	30,0	29,6	21,7	22,2	52,5	28,6	33,8	27,6			
Q	-14,6	-0,3	-6,8	-3,5	-14,1	-0,6	-10	-1,1	-0,1	-1,9	-1,3	-15	-1,3	-4,1	-1,9			
Количество проб	26	65	91	1	30	15	45	9	46	16	32	6	25	31				

1—4 — по М. М. Лаврову; 5—7, 9—14 — по [74]; 8 — по Е. В. Шаркову; 15 — по [170].

состав пород «зоны закалки» Мончегорского плутона (см. табл. 15, ан. 8).

По представлениям Н. А. Елисеева, Е. К. Козлова, Т. Н. Ивановой и многих других [36, 73, 74, 106, 118, 152 и др.], Мончегорский плутон является однофазной интрузией, сопровождаемой дайковой фацией и мелкими интрузивными телами — сателлитами основных и ультраосновных пород, вещественно сходных с соответствующими разновидностями Мончегорского массива. Его слоенность эти авторы связывают с явлениями гравитационной и гравитационно-кинетической кристаллизационной дифференциации одновременно заполнившего магматическую камеру расплава*, причем с первым механизмом Е. К. Козлов [74] связывает сингенетический вертикальный ряд пород (Ниттис-Кумужья-Травяная), а со вторым — сингенетический горизонтальный ряд пород, возникший при перемещении кристаллизующейся магмы в восточном направлении (Нюд-Поаз).

Вертикальный естественный сингенетический ряд пород включает: оливиниты + перидотиты → оливиновые пироксениты → пироксениты → меланократовые нориты + габбро-нориты → рудные пегматиты → сульфиды.

Второй естественный ряд сингенетических пород (в условиях кинематики), начинаясь с ассоциации оливиниты + перидотиты, затем расчленяется на две ветви — обогащенные плагиоклазом: полевошпатовые перидотиты → плагиоклаз-оливиновые пироксениты → оливиновые нориты → нориты и габбро-нориты; без плагиоклаза: → оливиновые пироксениты → пироксениты → плагиоклазовые пироксениты → пойкилитовые нориты → нориты и габбро-нориты.

Таким образом, развитие обоих естественных рядов сингенетических пород в Мончегорском плутоне имеет в целом гомодромный характер и, соответственно, относительно лейкократовые члены вертикального ряда наиболее удалены от днища массива, если не считать придонных полевошпатовых перидотитов и пироксенитов. Происхождение последних Е. К. Козлов гипотетически связывает с явлениями диффузии по принципу Соре еще на магматической стадии формирования массива. Суть этого предположения состоит в том, что молекулярная диффузионная дифференциация расплава приводит к обособлению в относительно более охлажденных (в данном случае придонных) частях магматического очага легкоплавких составляющих, которые, концентрируясь здесь, кристаллизуются первыми.

Однако, с нашей точки зрения, такой путь дифференциации в Мончегорском плутоне маловероятен, поскольку за пределами зоны закалки устанавливается единый путь кристаллизационной дифференциации — от наиболее тугоплавких пород к относитель-

* Е. В. Шарков [159], изучая состав и морфологию кумулятивных минералов в тонкорасслоенных горизонтах, пришел к выводу, что ведущее значение в формировании пород массива имели процессы чисто гравитационного осаждения кристаллизующихся минералов при отсутствии движения расплава в пределах магматической камеры. — *Прим. ред.*

но легкоплавким, что проявляется как в общей расслоенности массива, так и в ритмичном чередовании пород. Не исключено, что объяснение парадоксального с этих позиций низкого положения обогащенных плагиоклазом пород в разрезе следует искать в процессах перекристаллизации уже отвердевших габбро-норитов. Правомерно допустить быструю кристаллизацию одноактно заполнившего магматическую камеру расплава в придонной зоне, вследствие чего он не успел пройти кристаллизационную дифференциацию. Этот расплав образовал мелкозернистые габбро-нориты, отвечающие по химизму (см. табл. 15, ан. 8) толеитовому базальту, несколько обогащенному (9,0—18,0%) MgO против нормального толента. Таковым, очевидно, как недавно подчеркнул Е. В. Шарков [160], был и состав самой родоначальной магмы, образовавшей затем в процессе длительной кристаллизационной дифференциации все вышеуказанные ряды пород с равновесными парагенезисами породообразующих минералов.

В момент внедрения магма была максимально (при данных условиях) насыщена летучими, которые при быстрой, неравномерной ее кристаллизации в зоне быстрого охлаждения, естественно, отделялись в качестве подвижной фазы. Однако уходу последней из системы в вышележащий магматический расплав препятствовала его высокая (относительно зоны охлаждения) температура и поэтому флюид, взаимодействуя с породами отвердевшей зоны, обусловил их автотематоморфическую перекристаллизацию с образованием пегматоидных структур. Будучи максимально легкоплавкой и насыщенной плагиоклазовыми составляющими, эта подвижная фаза обогатила прилежащие сверху ультрабазиты плагиоклазом, одновременно заимствовал из них рудные элементы. При понижении температуры до «гидротермального уровня» ставшие рудоносными растворы отложили затем свой полезный груз в пределах «донной залежи» массива. В его краевых частях из-за малой мощности эндоконтактных пород и, вероятно, большей свободы миграции вверх сингенетичных с ними флюидов не создавалось столь неблагоприятных условий для перекристаллизации и рудоотложения.

Изложенный вариант, как нам представляется, согласуется с подчеркнутыми Е. К. Козловым [74] фактами, а именно — «мощность «донной залежи» Ниттис-Кумужья-Травяная находится в прямой зависимости от мощности придонного слоя полевошпатовых базитов, а концентрация медно-никелевых сульфидов в его пределах — от степени развития пегматоидных структур».

ИНТРУЗИИ ПАНСКИХ И ФЕДОРОВОЙ ТУНДР

По особенностям строения и составу пород эти интрузии близки к Мончегорскому плутону. Они находятся в пределах той же широтной зоны глубинного разлома, разделяющего Имандра-Варзугскую грабен-синклиналь с Центрально-Кольским блоком архея, и по условиям залегания являются межформацион-

ными интрузиями пластообразной формы. Оба массива, начиная со времени первого их геологического обследования в 30-е годы, изучались геологами СЗТГУ В. И. Шмыгалевым, В. А. Костиным, В. В. Проскуряковым, Л. Н. Потрубович и др.; петрологические исследования осуществляли главным образом Е. К. Козлов, А. И. Богачев, А. Ю. Одинец, Г. Н. Старицина и др. Краткая характеристика комплексов пород Панского и Федорово-Тундровского массивов опирается на работы последних лет [74, 75, 107, 145, 146] и дополнительные наблюдения одного из авторов очерка (В. В. Сидоренко).

Массив Панских тундр ($80 \times 6 - 2$ км) склоняется под породы имандра-варзугской серии под углом $45-60^\circ$ и, по геофизическим данным, на востоке его нижняя кромка находится на глубине 10 км, а на западе — на глубине 4,0—4,5 км.

Контакты почти на всем протяжении массива тектонические, лишь местами сохранился эруптивный контакт с имандра-варзугской серией. Верхняя возрастная граница отбивается щелочными гранитами [7]. Поперечным разломом массив расчленен на два блока — Западный и Восточный — разных по внутреннему строению (рис. 26).

Западная часть массива имеет лополитообразную форму, причем южное крыло срезано разломом. В подошве отчетливо выделяется «зона закалки», над которой находится толща (10—12 м мощности) неравномернозернистых норитов с пегматоидными участками и редкими гнездами сульфидов (пирит, пирротин, пентландит, халькопирит). Вышележащая часть массива в разрезе подразделяется на два горизонта тонкорасслоенных габброидов, отделенных друг от друга магнетитсодержащими габбро и нечетко слоистыми габбро-норитами.

Восточный блок отличается от Западного пластинообразной формой с крутыми углами падения трахитоидности и расслоенности. В разрезе здесь выделяются связанные между собой постепенными переходами: нижний габбро-норитовый (600—1000 м) и верхний габбровый (2500—3000 м) горизонты.

Выдержанная ритмичная слоистость, характерная для массива, говорит об однофазном становлении интрузии в процессе внутрикамерной дифференциации исходного магматического расплава, а наличие зоны закалки, сложной мелкозернистыми меланократовыми габбро-норитами, о гипабиссальных условиях формирования массива.

Е. К. Козлов [74] выделяет для западного блока Панского массива три сингенетических естественных ряда пород: а) для придонной части — кварцевые габбро-нориты (контаминированные) → меланократовые габбро-нориты; б) для средней части — мезократовые габбро-нориты → пойкилитовые габбро-нориты → габбро-нориты со структурой распада ортопироксена → ильменит-магнетитовые габбро; в) для верхнего горизонта — лабрадориты → троктолиты → оливковые лейкогаббро-нориты → меланократовые габбро-нориты.

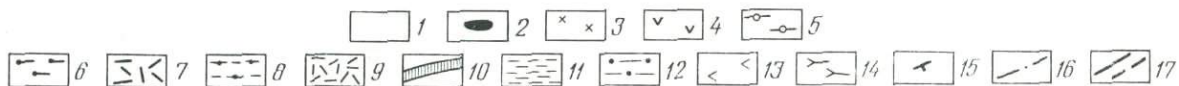
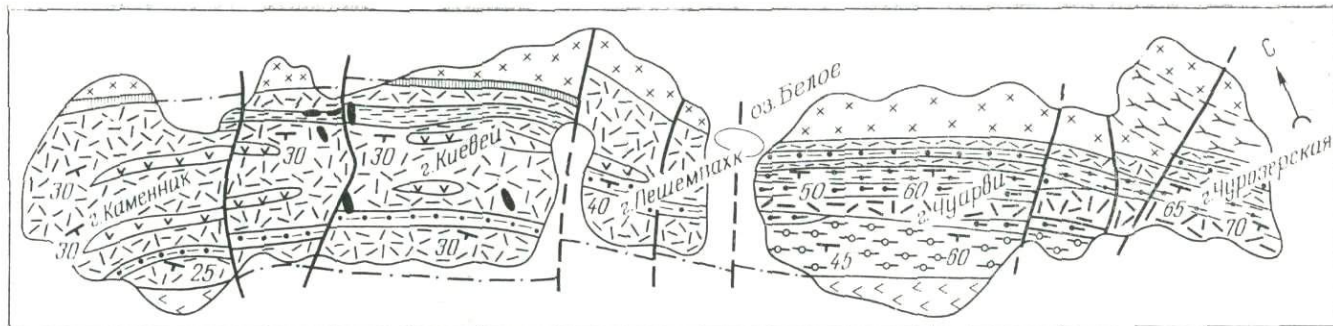


Рис. 26. Схематическая геологическая карта дифференцированной интрузии Панских тундр.

1 — четвертичные отложения; 2 — дайки диабазов, порфиритов, спессартинов; 3 — щелочные граниты. *Породы массива:* 4 — феррогаббро; 5 — трахитоидные лейкогаббро с подчиненными габбро-норитами; 6 — полосчатые габбро и габбро-нориты; 7 — гигантозернистые амфибол-полевошпатовые породы; 8 — трахитоидные габбро и габбро-нориты; 9 — массивные габбро-нориты мезократо-

вые; 10 — габбро-нориты меланократовые, плагионоксениты; 11 — горизонт ритмично чередующихся габбро-норитов, плагионоксенитов и плагиоклазитов (лабрадоритов); 12 — «оливиновый горизонт» — троктолиты, габбро-нориты, плагиоклазиты переслаивающиеся друг с другом. Вмещающие интрузию породы: 13 — метабазито-диабазы и зеленые сланцы имандра-варзугской серии (PR₂); 14 — гнейсы и гнейсо-граниты кольской серии (AR₁). *Структурные знаки:* 15 — полосчатость и трахитоидность; 16 — предполагаемая граница массива; 17 — разломы

В восточном блоке основное направление кристаллизационной дифференциации отвечает ряду: габбро-нориты (нижняя часть разреза) → лабрадориты → оливковые габбро и габбро-нориты → мезократовые массивные габбро-нориты.

Все породы Панской интрузии выглядят свежими, они не затронуты зеленосланцевым метаморфизмом, характерным для принадлежащих к кровле массива пород имандра-варзугской серии, что указывает на бесспорно более молодой возраст интрузии; ее K-Ar возраст отвечает рубежу 1820—1880 млн. лет [37].

По количественно-минералогическому составу главных породообразующих минералов и химизму отдельные разновидности пород западного и восточного блоков Панского массива обнаруживают большое сходство друг с другом и с соответствующими породами Мончегорского плутона. Это позволяет опустить их петрографическую характеристику. Химические анализы (см. табл. 15, ан. 9, 10, 11) свидетельствуют о несколько повышенной магнезиальности пород западного блока по сравнению с восточным. Средний состав Панского массива, взятого в целом, находится между кварцевым толеитом и толеит-базальтом, причем от того и другого отличается несколько меньшими железистостью, щелочностью и титанистостью и соответственно повышенной магнезиальностью.

Массив Федоровой тундры (~30 км²) в плане имеет треугольную форму и вследствие плохой обнаженности слабо изучен.

Он сложен главным образом габбро-норитами и отчасти габбро, габбро-пегматитами, габбро-лабрадоритами и лабрадоритами. Меланократовые и мезократовые разновидности этих пород находятся в придонной части массива; средняя — сложена мезократовыми габбро-норитами, а верхняя — габбро-норит-лабрадоритами. В низах разреза скважинами подсечены перидотиты и пироксениты неустановленной формы залегания (прослой? ксенолиты?), а также диориты и кварцевые диориты в виде согласных с полосчатостью или секущих маломощных, ветвящихся даек. Е. К. Козлов [74], рассматривающий массив как многофазную интрузию, ультраосновные породы относит к первой фазе, габбро-нориты — ко второй, а диориты — к третьей.

Однако, учитывая наличие грубой расслоенности и петрографическое сходство основных пород Федоровой и Панских тундр, скорее можно думать, что и здесь их чередование в разрезе является следствием внутрикамерной дифференциации расплава, одноактно заполнившего магматическую камеру; что же касается жильных диоритов, то они скорее всего являются палингенными образованиями, возникшими в экзоконтактной зоне массива.

В петрохимическом отношении габброиды массива Федоровой тундры практически тождественны с породами Панской интрузии (см. табл. 15, ан. 12, 13, 14). Для обеих интрузий характерно магнетит-титаномагнетитовое оруденение пород верхних габброидных частей разрезов и сульфидно-медно-никелевое — для ультрабази-

тов нижних горизонтов. В том и другом массиве степень оруденения и содержание в рудах никеля, меди, кобальта и железа слишком незначительны и крупных рудных концентраций не возникло.

В заключение краткой характеристики группы дифференцированных габбро-норитовых интрузий южной части Кольского полуострова следует заметить, что все они относятся к формационно единому комплексу магматических пород, неразделимы по характеру структурной локализации, петрогенетическим чертам, металлогеническим особенностям и лишь в деталях внутреннего строения несколько отличаются друг от друга, что может быть обусловлено локальными различиями тектонической обстановки, разным объемом магматических масс и, как следствие, ходом процессов кристаллизационной дифференциации. Все это противоречит точке зрения некоторых исследователей об очень древнем возрасте Мончегорского плутона [37, 53 и др.] и, тем более тому, что формационно однотипные с ним массивы Панских тундр, как отмечалось, имеют эруптивный контакт с имандра-варзугской серией.

ОЛАНГСКАЯ ГРУППА ИНТРУЗИЙ

Олангская группа интрузий объединяет в Северной Карелии (рис. 27) три массива: Кивакка, Ципринга, Луккулайсваара, структурно приуроченные к системе дизъюнктивов субширотного глубинного разлома [123, 156] в зоне сочленения складчатого пояса карелид с Беломорским срединным массивом [31]. В основе очерка лежат материалы М. М. Лаврова [85, 86], А. И. Богачева [105], В. И. Шмыгалева [164], В. В. Фиженко, В. В. Сидоренко [31], Е. В. Баташова и др. [112], в разные годы изучавших массивы Олангской группы.

Массив Кивакка (площадь 15 км²) прорывает гнейсы и гранито-гнейсы реоморфизованного беломорского комплекса, составляющие здесь «комплекс основания карелид» [31]. В западной экзоконтактной зоне массива развиты плагиоклазовые и плагио-микроклиновые граниты с гранофировой структурой. Они вызывают амфиболлизацию и окварцевание пород массива и образуют тонкие жилки в его эндоконтактной зоне.

По внутреннему строению массив Кивакка представляет собой дискордантную однофазную расслоенную интрузию с независимым внутренним асимметричным строением, первично-магматической полосчатостью и трахитоидностью.

Нижняя часть массива в зоне, около 500 м мощности, слагается ультрабазитами, а верхняя (~1500 м) габброидами. Как в тех, так и в других проявляется чередование слоев (от первых сантиметров до первых метров) оливинитов, перидотитов и оливиновых габбро-норитов (внизу), норитов, габбро-норитов и лейкократовых габбро-пегматитов (вверху), причем преобладающий объем составляют габбро-нориты.

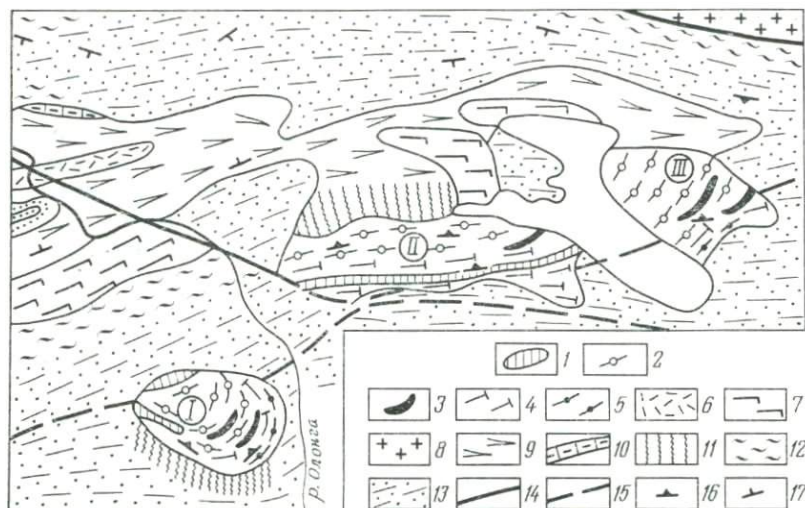


Рис. 27. Схематическая геологическая карта района дифференцированных интрузий Олангской группы.

Разновидности пород массивов (I — Кивакка; II — Ципринга; III — Луккулайсваара): 1 — пегматоидные габбро-нориты и габбро-пегматиты; 2 — габбро-нориты различной текстуры, структуры и минерального состава — лейко-, мезо-, меланократовые; 3 — пироксениты; 4 — оливиниты серпентинизированные, перидотиты, оливиновые габбро-нориты; 5 — мелко-тонкозернистые габбро-нориты зон закалки. *Породы рамы*: 6 — кварцевые порфиры, кератофиры; 7 — метагаббро-диабазы (PR—PR₂); 8 — плагиомикроклиновые граниты (PR₁). *Осадочно-вулканогенные образования ниваярвинской свиты* (PR₂): 9 — метавулканиды андезит-базальтового состава; 10 — аркозы, конгломераты; 11 — зоны палингеного, экзоконтактного гранитообразования; 12 — зоны мигматизации; 13 — blastsмилонитизированные и гранитизированные гранито-гнейсы и диорито-гнейсы зоны сочленения беломорид и карелид. *Разломы*: 14 — установленные; 15 — предполагаемые; 16 — трахитоидность; 17 — кристаллизационная сланцеватость.

Породы эти, несомненно, представляют собой единый естественный сингенетический ряд, отражающий характер кристаллизационной дифференциации родоначальной магмы плутона. О ее составе дают представление мелко- и тонкозернистые до афанитовых габбро-нориты, слагающие зону закалки в подошве массива (см. табл. 15, ан. 4).

Металлогеническая специализация массива Кивакка определяется убогой вкрапленностью медно-никелевых сульфидов во всех породах и небольшими гнездообразными скоплениями пирротина, пирита, пентландита и халькопирита в габбро-пегматитах. Промышленных концентраций руд не выявлено.

Массив Ципринга (10×6,5 км) находится на западном побережье одноименного озера, залегает в контакте гнейсо-гранитов фундамента с метаэффузивами спилит-кератофирового состава ниваярвинской толщи нижнего протерозоя.

Непосредственно в приконтактной зоне развиты гранофировые гранитоиды, габброидные кварцевые диориты и сиенито-диориты, выходы которых находятся в полосе шириной 30—50 м, а тонкие жилки фиксируются в краевой части массива. Сам массив представляет дискордантную крутопадающую на запад (под уг-

лом 50—60°) дифференцированную интрузию. Нижняя часть массива, мощностью около 450 м, сложена оливиновыми габбро-норитами с линзами пироксенитов и зоной габбро-пегматитов, а вышележащую часть составляют безоливиновые габбро-нориты. Как и в массиве Кивакка, здесь имеет место тонкая расслоенность, выраженная, однако, в связи с меньшей контрастностью состава пород, менее четко.

Наконец, третий перидотит-габбро-норитовый массив Луккулайсваара, расположенный на северо-восточном берегу оз. Ципринга и частью скрытый его водами, по геолого-геофизическим данным, имеет в плане овальные очертания и размеры 10,0 км по длинной оси при максимальной ширине 6,5 км. Он представляет собой межформационную, крутопадающую на север ($\angle \sim 60^\circ$) интрузию, внедрившуюся по разлому между гранито-гнейсами фундамента и сланцево-вулканогенной ниваярвинской свитой нижнего протерозоя. Породы последней в зоне 100—450 м, близ массива дислоцированы и рассланцованы с крутым (65—75°) падением сланцеватости к северу, а в эндоконтактной зоне массива наложенная сланцеватость круто (70—75°) падает на юг и сопровождается хлоритизацией и сосюритизацией лейкогаббро-норитов.

Е. С. Баташов и соавторы [112], на основании структурного анализа вмещающих пород, приходят к выводу о формировании массива Луккулайсваара после завершения раннепротерозойского складкообразования и указывают, что внедрение интрузии сопровождалось локальными складчатыми деформациями пород рамы в приконтактной зоне.

В разрезе массива, снизу вверх, наблюдается расслоенность. У лежачего контакта за «зоной закалки» следуют мелкозернистые и среднезернистые габбро-нориты (до 200 м), которые выше сменяются оливиновыми пироксенитами, в свою очередь постепенно переходящими в плагиоклазовые пироксениты (мощность 500 м). Последние сменяются мезо- и лейкократовыми габбро-норитами, частью лабрадоритами. Именно эти габброиды слагают большую часть массива, причем в верхней трети разреза они рассланцованы и диафторированы. В центре массива встречаются многочисленные глыбы (до нескольких сотен метров в длину) и разнообразные по размеру ксенолиты (50—100×5—15 м), сосредоточенные в широкой зоне, согласной с расслоенностью и трахитодностью, пород массива.

Авторы цитированной выше работы [112] полагают, что эти ксенолиты, сложенные микрогаббро-норитами и двупироксен-плагиоклазовыми роговиками, иногда кварц- и амфиболсодержащими, представляют обломки эндоконтактных пород массива, попавшие при обрушении кровли магматической камеры в еще не консолидированную, приповерхностную ее часть.

Сульфидное медно-никелевое оруденение в массиве Луккулайсваара, как и в массивах Ципринга и Кивакка, представлено бедной вкрапленностью, главным образом в ультрабазитах при-

донной части. По данным [112], количество сульфидов в гипербазитах не превышает 4%, и в их составе преобладают пирротин (~65%) и пентландит (~25%). При серпентинизации оливина сульфиды замещаются магнетитом, и этот процесс сопровождается появлением халькозина и самородной меди в халькопирите, а маккинавита в пентландите.

Породы, слагающие все три массива Олангской группы, петрографически однотипны.

Главные минералы ультрабазитов представлены форстеритом (Fa 10%), бронзитом (до 25% Fs), в пироксенитах, кроме того, авгитом, иногда салитом, содержащим до 25% $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$; в полевошпатовых разновидностях плагиоклаз относится к An_{65-70} . Второстепенную роль играют серпентин, тальк, магнетит, актинолит и тремолит (по ортопироксену), эпидот — цоизит, хлорит, изредка биотит и сульфиды.

В оливиновых габбро-норитах оливин относится к хризолиту (Fa до 25%), остальные породообразующие минералы также несколько более железисты (гиперстен до 40% Fs), чем в ультрабазитах, и сохраняют свой состав в безоливиновых габбро-норитах. Плагиоклаз в последних богаче Na_2O (до An_{50}), среди пироксенов отмечаются пижонит-авгит и ферросалит.

Обогащенные лабрадором лейкогаббро-нориты и лабрадориты по составу минералов сходны с габбро-норитами, но заметно обогащены аксессуарным апатитом и ильменитом. В габбро-пегматитах, где гиперстен отсутствует, а клинопироксен обычно амфиболлизирован, плагиоклаз представлен андезином (№ 45—47) и в качестве второстепенных отмечаются кварц, микроклин и биотит.

Химизм интрузий Кивакка, Ципринга, Луккулайсваара детально рассмотрен А. И. Богачевым, М. М. Лавровым [34, 85, 86, 105]. Основными петрохимическими особенностями пород являются: а) резкое снижение количества окислов Fe, Mg, Ca по мере понижения основности пород — от оливинитов до лабрадоритов и габбро-пегматитов ($b=61$ до 8); б) постепенное увеличение щелочности алюмосиликатов в том же направлении ($a=0,3-10,0$) при резком преобладании Na_2O над K_2O ; в) закономерное и постепенное увеличение железистости пород от 17% в ультраосновных до 51% в основных; г) относительно низкий коэффициент окисления железа для всех пород, не превышающий обычно 25%; е) повышенные по сравнению с кларковыми количества V, Cr, Cu, Co, Ni и пониженное содержание Ti, Ag, Y, Pb, Zn.

В конечном итоге А. И. Богачев и М. М. Лавров приходят к следующим выводам:

1) петрохимически все три интрузии идентичны, образуют единый генетический ряд и обнаруживают большое сходство с Мончегорским плутоном;

2) состав родоначальной магмы интрузий Олангской группы отвечает толентовому базальту с некоторыми отклонениями по содержанию MgO и щелочей к пикриту (см. табл. 15);

3) для всех трех интрузий устанавливается единая направленность эволюции магматического расплава, обусловленная кристаллизационной дифференциацией в магматической камере соответствующая толентовому пути дифференциации. Согласно Осборну [108], этот путь осуществляется в условиях закрытой системы при низком парциальном давлении кислорода. Геологически этому отвечает спокойная тектоническая обстановка формирования интрузий в субплатформенных условиях.

Как отмечалось, в экзоконтактной зоне массивов Ципринга и Кивакка развиты гранитоиды пестрого состава — кварцевые диориты, гранодиориты, граносиениты и граниты. Эти гранитоиды непосредственно контактируют с габбро-норитами и другими породами описанных массивов, образуют в них жилоподобные тела, оказывают метаморфическое воздействие на габброиды и содержат ксенолиты последних, т. е., несомненно, являются более поздними образованиями, что признается всеми исследователями. По поводу геологических соотношений этих гранитоидов с габброидами ранее высказывались две точки зрения: 1) гранитоиды относятся к широко распространенному в Карелии комплексу нижнепротерозойских складчатых плагио-микроклиновых гранитов III группы (М. М. Лавров, А. И. Богачев и др.) и, следовательно, возраст Олангских интрузий — раннепротерозойский; 2) гранитоиды, прорывающие основные породы расслоенных интрузий, являются кислыми дифференциатами той же основной магмы и представляют наиболее позднюю ее интрузивную фазу (З. А. Бурцева).

Наши наблюдения (В. В. Сидоренко, В. В. Фиженко) позволяют считать гранитоиды комплекса Ципринга — Кивакка экзоконтактовыми палингенными образованиями, возникшими в результате селективного плавления вмещающих пород при термальном воздействии на них основной магмы*.

Структурно-геологическая позиция интрузий Олангской группы, особенности их строения, состава и химизма пород свидетельствуют о постскладчатом образовании этих интрузий.

БУРАКОВСКАЯ ИНТРУЗИЯ**

Заканчивая характеристику формации дифференцированных перидотит-габбро-норитовых интрузий Карело-Кольского региона, нельзя не остановиться на Бураковском массиве, расположенном географически в Восточном Прионежье, а структурно — в западной части Водлозерского антиклинория. Этот крупнейший на Балтийском щите дифференцированный плутон (50 км × 13—17 км) практически полностью закрыт четвертичными отложениями и был обнаружен первоначально в 1949 г. при аэромагнитной съемке, затем в 1963—1964 гг. оконтурен при проведении грави-

* Подробно этот вопрос рассмотрен нами в [31].

** По материалам М. М. Лаврова, А. И. Богачева и др. [70].

метрических исследований, а первые сведения о составе слагающих массив пород появились в печати только в 1971 г. после проходки первых буровых скважин (СЗГТУ).

Бураковский массив (рис. 28) прорывает гнейсо-граниты и мигматиты архея — нижнего протерозоя и непосредственно приурочен к глубинному разлому, разделяющему Северо-Онежский и Южно-Онежский геоблоки с разной мощностью земной коры [156]. Поперечными разломами массив разбит на три блока: Авдеевский (юго-западный), Шалозерский (центральный) и Аганозерский (северо-восточный). По геофизическим расчетам, подошва первого блока находится на глубине 7 км от его поверхности, второго — 4 км и третьего — 3—1,5 км, т. е. в продольном разрезе имеет место ступенчатое воздымание дна массива в восточном направлении. В поперечном разрезе массив имеет трогообразную форму. В обобщенном, по данным скважин, разрезе устанавливается грубая расслоенность, выраженная в зональной смене пород (снизу вверх): 1) серпентинизированные ультрабазиты; 2) зона переслаивания перидотитов, пироксенитов, лабрадоритов и габбро-норитов; 3) габбро-нориты; 4) габбро-норит-диориты.

Таким образом, по внутреннему строению Бураковский массив в принципе подобен массивам Олангской группы, Панских и Фе-

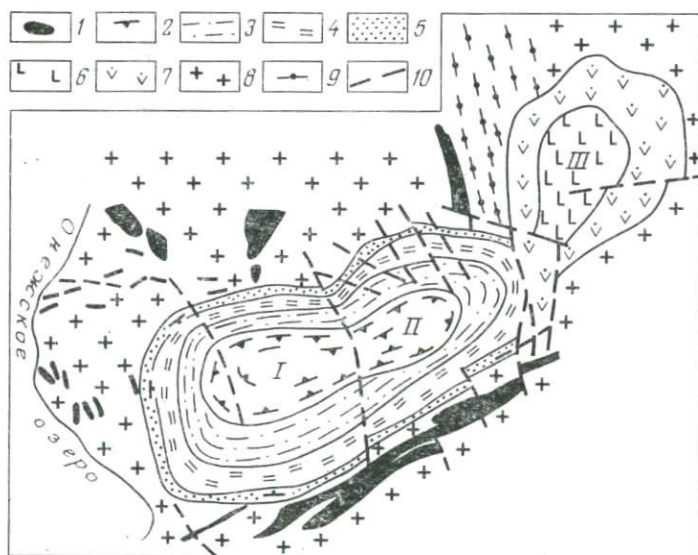


Рис. 28. Схема геологического строения Бураковского массива, по [64].

Блоки: I — Авдеевский, II — Шалозерский, III — Аганозерский.

1 — дайки габбро-диабазов (PR_2 — PR_3 ?). Породы бураковского комплекса: 2 — габбро-норит-диориты; 3 — габбро-нориты верхней подзоны; 4 — габбро-нориты магнетитсодержащие нижней подзоны; 5 — габбро-нориты, пироксениты, габбро-пегматиты краевой зоны; 6 — расслоенные габбро-нориты, лабрадориты, пироксениты, перидотиты, частью серпентинизированные; 7 — апооливинитовые серпентиниты. Породы рамы массива: 8 — плагиомикроклиновые граниты, гнейсо-граниты, мигматиты (PR_1 — AR —нерасчлененные); 9 — плагиобиотитовые гнейсы неясного возраста; 10 — разломы

доровой тундр; в нем также главная роль принадлежит габбро-норитам, слагающим не менее 2/3 объема, а в нижней части развиты ультрабазиты. Отличие состоит лишь в том, что в апикальной части Бураковского плутона существенное значение имеют габбро-норит-диориты, отсутствующие во всех рассмотренных выше дифференцированных интрузиях.

Приконтактные габбро-нориты Авдеевского блока характеризуются гетерозернистым сложением — здесь среди мелко-, среднезернистой массы пород нередки участки пегматондного строения. Минеральный состав всех этих пород более или менее постоянен: бронзит, авгит, лабрадор, в интерстициях — кварц или (и) микропегматит, биотит (до 2%).

Придонные ультрабазиты преобразованы (Аганозерский блок) в хризотил-лизардитовые аподунитовые серпентиниты, в которых скважинами местами вскрыты апоперидотитовые серпентиниты с псевдоморфными структурами, свидетельствующими о бывших некогда ойкокристаллах ортопироксена и мелких ксенокристаллах плагиоклаза. Акцессорная рудная минерализация в серпентинитах представлена магнетитом и сульфидами, иногда в жильной форме.

В вышележащей зоне переслаивания породы образуют слои мощностью от нескольких до первых десятков метров и отличаются хорошей сохранностью. Серия лерцолитов, вебстеритов, верлитов, габбро-пироксенитов, габбро-анортозитов и анортозитов, слагающая эту зону, характеризуется не только разным количественным соотношением главных породообразующих минералов — ортопироксена, авгита, лабрадора, в некоторых породах — оливина, но и меньшей общей магнезиальностью цветных минералов в сравнении с придонными ультрабазитами.

Количественно преобладающие лерцолиты состоят из оливина (21% Fa), ксеноморфных пойкилитовых кристаллов бронзита (20—26% Fs) и авгита; постоянно присутствуют (2—10%) лабрадор (An₅₀₋₆₀) и рудные (до 2%) — магнетит, хромит.

Пироксениты состоят из переменных количеств авгита (65—96%) и плагиоклаза; ортопироксен здесь не всегда присутствует. Общая последовательность минералообразования — (Rpx → CRpx → Pe) не зависит в этих породах от количественных соотношений минералов — остается той же и при существенном возрастании доли плагиоклаза в плагиопироксенитах и меланократовых габбро-норитах. Лишь в габбро-лабрадоритах и пироксеносодержащих анортозитах плагиоклаз кристаллизуется раньше ксеноморфного пироксена.

Породы зоны габбро-норитов, слагающих главный объем Бураковской интрузии, отличаются большой изменчивостью состава, текстуры и структуры. В качестве чередующихся членов этой расчлененной «габбро-норитовой» серии выделяются: средне-, крупно- и гигантозернистые, мелано-, мезо- и лейкократовые габбро-нориты и габбро-пегматиты, связанные постепенными переходами друг с другом.

Главным минералом в габбро-норитах является плагиоклаз (от 35—55%), который часто находится с авгитом в пегматоидных сростаниях. Гиперстен (до 40% Fs) менее распространен, чем авгит, но обычно более идиоморфен. В пироксенах отмечаются структуры распада твердого раствора.

Завершающие естественный ряд сингенетических пород Бураковского дифференцированного плутона габбро-норит-диориты вскрыты скважинами в его апикальной части на Шалозерском и Авдеевском блоках. Они слагаются главным образом андезином (31—40% An) и диопсидом; второстепенную роль играет гиперстен и обычно присутствует титаномagnetит (3—6%).

Петрохимическая характеристика пород Бураковского массива (табл. 16) свидетельствует об его принципиальном сходстве по

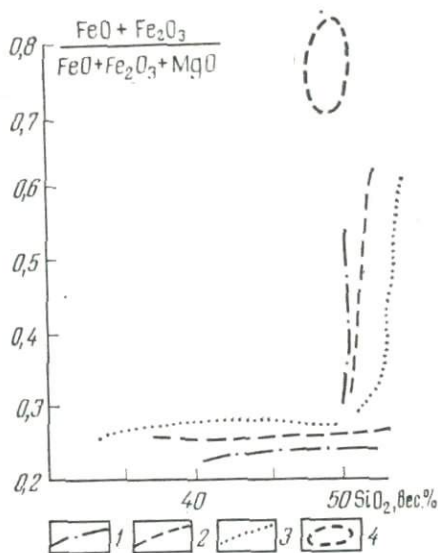
Таблица 16

Химический состав главных разновидностей пород Бураковской интрузии по [70]

Компоненты	Апооливиновый серпентинит	Плагиоклазовый лерцолит	Вебстерит	Пироксенит	Габбро-норит	Габбро-норит-диорит	Жильные нориты
SiO ₂	34,82	40,66	51,05	52,46	54,04	50,22	50,01
TiO ₂	0,06	0,19	0,28	0,40	0,41	1,82	0,36
Al ₂ O ₃	0,31	3,93	4,24	5,42	16,52	15,27	13,36
Fe ₂ O ₃	9,97	5,85	1,92	1,50	1,27	4,79	1,89
FeO	2,46	6,02	8,64	6,56	5,88	9,43	7,93
MnO	0,13	0,26	0,24	0,19	0,13	0,15	0,21
MgO	36,12	29,31	25,14	15,92	7,11	4,33	12,65
CaO	0,60	3,49	4,57	13,90	10,00	8,26	10,47
Na ₂ O	0,03	0,31	0,52	1,15	3,20	3,57	2,00
K ₂ O	0,11	0,17	0,14	0,26	0,46	0,63	0,14
P ₂ O ₅	0,06	0,07	0,11	0,06	0,04	0,08	—
H ₂ O	—	0,48	0,34	0,27	0,10	0,11	—
NiO	0,30	0,20	0,13	0,07	0,01	0,02	0,03
Cr ₂ O ₃	0,23	0,50	0,50	0,27	0,04	Сл.	0,09
CoO	0,02	0,02	0,01	0,01	Сл.	0,01	—
П. п. п.	15,10	8,94	2,15	1,57	0,90	1,35	—
Сумма	100,32	100,40	99,98	100,01	100,11	100,04	99,14
F	0,26	0,29	0,30	0,34	0,50	0,77	0,44
ИК	74,18	70,36	69,14	62,70	39,68	19,03	51,40
K ₀	0,80	0,49	0,18	0,19	0,18	0,34	0,19
CaO/Al ₂ O ₃	1,94	0,89	1,08	2,56	0,61	0,54	0,78
Na ₂ O/(Na ₂ O+K ₂ O)	0,21	0,65	0,79	0,82	0,87	0,85	0,93
F _{общ}	9,9	17,8	17,5	20,4	33,8	60,1	28,0
a	0,1	0,9	1,0	2,6	10,2	8,9	4,3
c	0,1	1,9	1,9	1,8	9,3	6,0	6,4
b	64,6	55,9	47,5	43,2	31,0	25,2	35,0
Q	-29,9	-21,0	-4,7	-2,2	0,3	-4,0	-6,4
Количество проб	4	4	2	11	24	21	2

Рис. 29. Направления дифференциации в перидотит-габбро-норитовых расслоенных интрузиях на диаграмме Осборна.

1—3 — интрузии (1 — Мончегорская, 2 — Киваякка, 3 — Бураковская); 4 — норит-диоритовые породы бураковского комплекса



соотношениям порообразующих окислов с соответствующими разновидностями пород в массивах Олангской группы и Кольского полуострова. М. М. Лавров, А. И. Богачев и др. [70] подчеркивают, что в целом, естественные сингенетические ряды пород этих дифференцированных

комплексов на диаграмме Осборна (рис. 29) располагаются параллельно для двух главных серий — оливинит-лерцолит-вебстеритовой и габбро-норитовой — и лишь габбро-норит-диориты Бураковского плутона образуют изолированную группу наиболее высокожелезистых пород. Вместе с тем можно заметить, что гипербазиты Бураковской интрузии в целом несколько более железисты в сравнении с мончегорскими, а габбро-нориты относительно богаче SiO_2 , чем олангские и особенно мончегорские.

Авторы только что цитированной работы сопоставляют Бураковский массив по размерам и генетическому сходству с лопполитом Сёдбери и положительно оценивают его как потенциальный источник никеля.

Возраст Бураковского массива пока не определен. Карельские геологи [70], учитывая наличие в нем маломощных гранитных и пегматоидных кварц-полевошпатовых жил, предположительно высказываются за становление массива в предъятулийскую (селецкую) эпоху складчатых движений.

По аналогии с другими формационно тождественными интрузивами его, по-видимому, следует относить к среднему протерозою, тем более что не исключено палингенное происхождение гранитоидных инъекций, как это устанавливается для массивов Олангской группы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Дифференцированные первично-расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии формируются в конце орогенной — начале субплатформенной стадии развития консолидирующихся раннедокембрийских структур земной коры.

На Балтийском щите наиболее вероятный их возраст — средний протерозой с верхним пределом 1850—1800 млн. лет.

2. Интрузии приурочены к границам срединных массивов и антиклинальных поднятий с наложенными тектоническими депрессиями, размещаясь преимущественно в краевых частях жестких структур.

3. Интрузивные тела дискордантны по отношению к залеганию вмещающих пород и обладают автономным внутренним строением.

4. Контакты с вмещающими породами часто тектонические. В локальных участках, не затронутых тектоникой, они отчетливо интрузивные с зонами закалки, что указывает на гипабиссальные условия становления интрузий.

5. Интрузивные массивы имеют (или имели) доломитовидную форму, но в настоящем своем виде, в связи с поздней разломной тектоникой, часто представлены блоками различной формы и величины. Первоначальная морфология тел устанавливается только по элементам внутренней структуры (слоистость, полосчатость, трахитоидность).

6. Расслоенные интрузии не затронуты складчатыми деформациями и региональным метаморфизмом. Характерной особенностью слагающих их пород является хорошая сохранность магматических структур, текстур и первичных минералов. Автометаморфические изменения незначительные. Все это способствует выживанию условий и особенностей их формирования.

7. Все интрузии формировались как однофазные плутоны, но сопровождаются жильной фацией габброидов. Неоднородность их состава, первичная грубая и тонкая расслоенность обусловлены внутрикамерной кристаллизационной дифференциацией, которая являлась ведущим пороодообразующим процессом.

Продукты этой дифференциации представлены непрерывными естественными рядами сингенетических пород — от оливинитов, перидотитов и пироксенитов до норитов, габбро-норитов и лабрадоритов, причем в большинстве интрузий резко преобладают породы состава габбро-норитов. Лишь на позднемагматической стадии имеет место частичная автометаморфическая перекристаллизация пород с образованием пегматоидных участков.

8. По химизму ультрабазиты характеризуются несколько повышенной магнезиальностью и сравнительно высоким содержанием кремнезема, что, по-видимому, объясняется широким развитием в породах парагенезисов с бронзитом. Габброиды в целом близки к среднему нориту, только в Мончегорском плутоне они отличаются пониженной глиноземистостью и повышенной магнезиальностью.

9. Химический состав пород из «зон закалки» некоторых массивов близок к толеитовому базальту. Некоторое отличие состоит в их обогащенности MgO и очень низких содержаниях TiO_2 и K_2O (см. табл. 15).

10. В процессе кристаллизационной дифференциации этого родоначального расплава на ранних ее стадиях происходило формирование наиболее тугоплавких пород ультраосновного состава — оливинит-перидотит-пироксенитовых ассоциаций — с прогрессирующим накоплением в расплаве кремния, щелочей, глинозема, кальция и снижением содержания магния при более или менее постоянном количестве железа. Этому, боуэновскому, пути дифференциации следуют породы, слагающие нижние части разрезов всех интрузивов.

С переходом к вышележащим породам габбро-норитовых минеральных ассоциаций направленность дифференциации меняется в сторону возрастания коэффициента фракционирования вследствие накопления железа относительно магния с общим уменьшением суммарного содержания этих окислов при более или менее постоянном количестве SiO_2 в расплаве и некотором его обогащении щелочами и глиноземом.

В пределах этой общей тенденции, являющейся в целом переходной от боуэновского пути дифференциации к толентовому (с абсолютным увеличением количества железа), имеют место локальные отклонения, обуславливающие при отсутствии перемешивания кристаллизующегося расплава, с одной стороны, образование меланократовых существенно пироксеновых слоев, а с другой — почти лишенных цветных минералов лабрадоритов, возникающих из пространственно изолированных порций расплава исключительно богатого CaO , Na_2O и Al_2O_3 . Эти локальные изменения условий кристаллизации обуславливают тонкоритмичную расслоенность отдельных горизонтов в разных массивах.

Для Бураковского интрузива, в отличие от других, устанавливается еще более поздний этап кристаллизационной дифференциации, приведший к формированию здесь в апикальной части магматической камеры габбро-норит-диоритов. Их образование отвечает толентовому (феннеровскому) пути дифференциации, отражающему абсолютное количественное увеличение железа и щелочей в расплаве (и соответственно в продуктах его кристаллизации) при некотором снижении магния, кальция, отчасти кремнезема.

Все сказанное иллюстрирует рис. 29, заимствованный из [70].

11. Металлогеническая специализация перидотит-габбро-норитовой формации проявлена сульфидным медно-никелевым оруденением, иногда в промышленных масштабах (Мончегорский плутон). Менее характерна магнетитовая и титаномагнетитовая минерализация, связанная с относительно лейкократовыми породами (габбро-норит-лабрадоритами, габбро-пегматитами) верхних частей расслоенных массивов.

Щелочно-габброидная формация

Характеристика щелочно-габброидной формации основывается на примерах многофазных сложнопостроенных интрузивных комплексов Елетьозерского и Гремяха-Вурмесского, впервые

выделенных в отдельный формационный тип А. А. Кухаренко [83] и К. А. Шуркиным и Ф. П. Митрофановым [165]. К данной группе могут быть также отнесены небольшие интрузивы, обнаруженные в последнее время вблизи Ельтозерского массива (В. Д. Слюсарев, устное сообщение). Пространственно названные интрузивные комплексы приурочены к тектоническим нарушениям, оперяющим глубинные разломы; Беломорско-Карельский (Ельтозеро) и Кольско-Беломорский (Гремяха-Вырмес). Формирование среднепротерозойских субплатформенных щелочно-габброндных интрузий означает наиболее раннее в докембрийское время проявление на территории восточной части Балтийского щита основного магматизма с щелочными производными.

ЕЛЕТЬОЗЕРСКИЙ МАССИВ

Ельтозерский массив, расположенный в северной части Карельской АССР, открыт в 1936 г. Ю. С. Неуструевым и позднее в разные годы изучался И. С. Ожинским, В. Е. Романовым, С. И. Заком, Ю. Е. Кузьминым, затем более детально А. И. Богачевым и др. [34], А. А. Кухаренко и др. [83].

В плане Ельтозерский массив площадью около 100 км² (рис. 30) имеет эллипсоидную форму. Внешний кольцевой пояс его образован разнообразными по составу дифференцированными габброидами и связанными с ними дайками I этапа становления; внутреннее ядро слагается нефелиновыми и щелочными сиенитами II этапа. Массив прорывает комплекс гнейсо-гранит-мигматитов и амфиболитов архея. В экзоконтактовой зоне развиты палингенные граниты, иногда образующие жилы в краевых габбродах.

К-Аг методом по биотиту рудных и пегматоидных габбро Л. В. Комлевым получен возраст 1820—1910 млн. лет, по биотиту и мусковиту из нефелиновых сиенитов и пегматитов II этапа — 1800—1830 млн. лет, эссекситов и ортоклазового габбро — 1705 млн. лет. С. И. Зыков и А. И. Тугаринов по ортиту, пироклору и циркону U-Pb методом определили возраст щелочных и нефелиновых сиенитов 1860 млн. лет. Эти нерасходящиеся данные позволяют считать возраст Ельтозерского комплекса среднепротерозойским.

Массив представляет трубообразное тело северо-восточного склонения, отличается четко выраженной вещественной дифференцированностью с концентрически зональным распределением пород и широким развитием ориентированных текстур.

Габброиды I этапа становления плутона, занимающие примерно 90% его площади, по составу, особенностям дифференциации и оруденению расчленяются на ряд серий (А—Д), описываемых ниже в порядке от ранних к поздним.

А. Породы серии сидеронитовых пироксенитов слагают серповидное тело в северной части массива. Они состоят главным образом из титанистого авгита и титаномагнетита; в

подчиненных количествах отмечаются плагиоклаз (Ap_{51-54}), оливин, апатит. Структура обычно сидеронитовая.

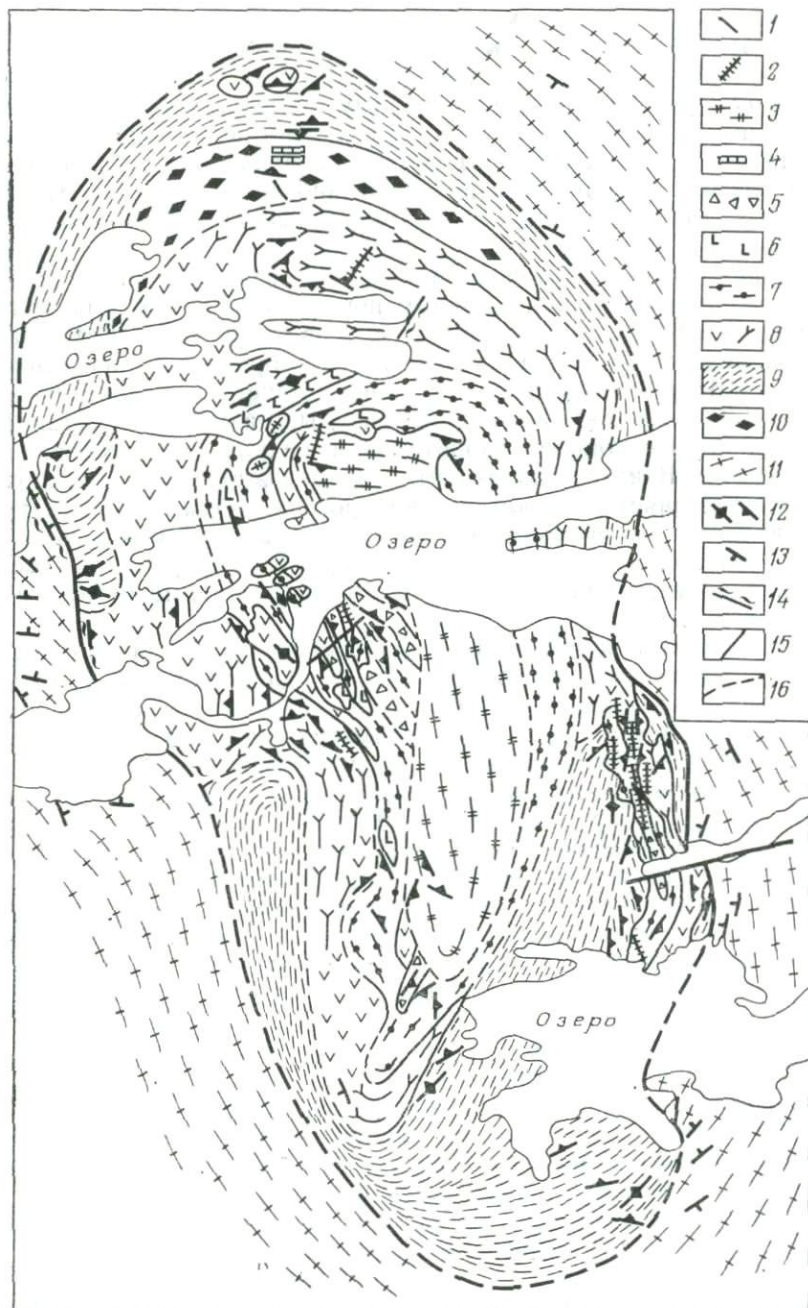
Б. Серия мелкозернистого и среднезернистого габбро распространена в краевых восточных частях массива, в зоне шириной от 0,4 до 3—4 км, и внутри периферического пояса. Для этих пород характерна слабовыраженная расслоенность. В контакте с вмещающими породами иногда залегают контаминированные габбро-диориты и лейкократовые габбро-нориты (мангериты).

Микроструктура габброидов гипидиоморфнозернистая, габбровая и пойкилоофитовая. Главные породообразующие минералы: лабрадор-андезин (Ap_{60-75}), авгит и оливин (30—42% Fa). У южной оконечности массива появляется своеобразное оливин-анортитовое габбро. В габбро-норитах присутствует ромбический пироксен (50—60% Fs). Контаминированные разности представлены диопсид-гиперстеновыми диоритами, в редких случаях кварцосодержащими. В их состав входит плагиоклаз-андезин, к пироксенам присоединяется базальтическая роговая обманка, реже появляется биотит, замещающий амфибол (мангеритовая ассоциация). Аксессуарные и вторичные минералы габброидов — тремолит, актинолит, серпентин, гранат, тальк, титаномагнетит, шпинель, апатит, рутил.

Кристаллизация пород в большинстве случаев начиналась с цветных минералов и титаномагнетита с накоплением в остатке относительно кислого плагиоклаза и железистого клинопироксена, что отвечает наиболее распространенному нисходящему ряду дифференциации краевых габброидов: оливин-анортитовое габбро → габбро-норит → диорит → мангерит.

В. Серия крупнозернистого габбро — среднезернистого полосчатого габбро по направлению к осевой части базитового пояса сменяет мелко- и среднезернистые габбро. Крупнозернистое мезократовое габбро характеризуется чередованием прослоев меланократового и лейкократового габбро, а также анортозитоподобных пород; часто наблюдаются обособления габбро-пегматитов и пегматоидного габбро, связанные с мезократовым габбро постепенными переходами. Вверх по разрезу крупнозернистое габбро плавно переходит в среднезернистое с отчетливой полосчатостью, выраженной в чередовании меланократового, мезократового и лейкократового габбро.

Главными породообразующими минералами в крупнозернистых разновидностях являются: битовнит (75—85% An), в среднезернистых лабрадор (50—60% An), в тех и других титан-авгит и амфибол, близкий к феррогастингситу, иногда оливин-гиалосидерит. В подчиненных количествах отмечаются: титаномагнетит, ильменит, эпидот, цоизит, скаполит, гранат, актинолит, биотит, хлорит, кальцит; аксессуарные минералы — шпинель, апатит. Структура пород гипидиоморфнозернистая с отчетливым идиоморфизмом плагиоклаза или пойкилитовая с включениями полевого шпата в титан-авгите и амфиболе. В отличие от краевых габбро-



идов для данной серии характерен обратный порядок формирования сингенетичных рядов пород: лейкократовое габбро и анортитоподобные породы → мезократовое и меланократовое габбро, что отвечает последовательности кристаллизации минералов: плагиоклаз → плагиоклаз + клинопироксен → клинопироксен + оливин + титаномагнетит.

Г. Серии плагиоклазита — перидотита развиты в центральной части габброидного пояса. Типичной их особенностью является уникальная расслоенность, выраженная в многократном чередовании прослоев (с варьирующей мощностью от долей сантиметра до нескольких десятков метров) плагиоклазитов, лейкократового, мезократового, меланократового габбро и перидотитов. В двух последних породах наблюдается наибольшее насыщение рудными минералами.

Детальное изучение расслоенных габброидов позволяет расчленить их на ряд перемежающихся элементарных и сложных ритмов, состоящих из повторяющихся пород состава: плагиоклазиты, габбро, перидотиты в разных количественных соотношениях. В целом для каждого ритма типично развитие от лейкократовых нерудных пород к меланократовым рудным.

Проблема происхождения ритмичной расслоенности в изверженных породах до сих пор остается дискуссионной. По нашему мнению [34], формирование расслоенных ритмичных серий Ельтеозерского массива связано с процессами гравитационно-кинетической дифференциации, приведшими к разделению застывающего расплава на полуизолированные элементарные камеры, в каждой из которых кристаллизация протекала относительно обособленно. А. А. Кухаренко с соавторами [83], поддерживая подобную гипотезу, указывают, что важную роль в образовании расслоенности могла играть предкристаллизационная дифференциация магмы.

Главными породообразующими минералами пород серии плагиоклазита — перидотита являются: плагиоклаз, титанистый авгит-диопсид, оливин, в отдельных случаях роговая обманка; ильменит, титаномагнетит, баркевикит. Вторичные минералы: актинолит, биотит, роговая обманка, скаполит, гранат, цоизит, эпидот, рутил, тальк, хлорит, серицит, серпентин, анатаз, кальцит, цеолиты. Наиболее типичные структуры — гипидноморфнозернистая и пойкилоофитовая в габброидах, сидеронитовая в меланократовых

Рис. 30. Схема геологического строения Ельтеозерского массива, по [10] с дополнениями по [76].

1 — бостониты; 2 — щелочные пегматиты; 3 — нефелиновые сиениты; 4 — диабазовые порфириты, спессартиты; 5 — лейкократовые эссекситы; 6 — лейкократовое габбро и ортоклазовые плагиоклазиты; 7 — оливниевые габбро рудные; 8 — габбро крупнозернистые и пегматоидные (массивные и полосчатые); 9 — габбро мелкозернистые (габбро, оливниевое габбро, габбро-пориты, габбро-диориты); 10 — пироксениты и перидотиты; 11 — плагио-микроклиновые граниты и гранодиориты фундамента карелид; 12 — трахитоидность и первичная полосчатость; 13 — кристаллизационная сланцеватость и полосчатость; 14 — зоны расщелачивания и милонитизации; 15 — тектонические нарушения; 16 — границы геологические, предполагаемые

породах с титановым оруденением. Номер плагиоклаза колеблется от Ap_{80-90} в лейкократовых прослоях до Ap_{50} в полевошпатовых перидотитах. В верхних горизонтах в полевошпатовых прослоях отмечается появление ортоклаза. Состав оливина отвечает гортонолиту — форстериту. Наиболее железистый оливин наблюдается в перидотитах. Закономерное направленное изменение состава плагиоклаза от основного к относительно кислому и оливина от магнезиального к железистому устанавливается не только при движении от низов серий к ее верхам, но и в отдельных сложных и элементарных ритмах, имея как бы возвратно-поступательный характер.

Порядок минералообразования в целом соответствует последовательности формирования слоев в ритмах. Первым кристаллизуется плагиоклаз, затем совместно с ним клинопироксен и, наконец, оливин, ильменит, титаномагнетит, апатит и амфибол. В ультраосновных прослоях часть полевого шпата выделяется позднее цветных минералов.

Д. Породы серии слюдяного ортоклазового габбро — слюдяного перидотита залегают выше по разрезу в пространственной связи с описанной серией. Расслоенность в них выражена менее отчетливо, на отдельных участках устанавливается трахитоидность, обусловленная субпараллельной ориентировкой кристаллов плагиоклаза и ортоклаза.

Породы данной серии представлены плагиоклазитами, лейкократовым габбро, эссекситами, слюдястыми перидотитами. Меланократовые разновидности распространены преимущественно в низах серии. В состав обычных минералов входят: плагиоклаз, ортоклаз, авгит, оливин, титанистый биотит, титаномагнетит, шпинель, апатит. Постмагматические минералы: роговая обманка, бурый биотит, цоизит, сфен, эпидот, скаполит, альбит. Состав плагиоклаза меняется от битовнита ($70-80\% Ap$) в перидотитах до лабрадора ($50-55\% Ap$) в лейкократовом ортоклазовом габбро. Структура: гипидиоморфнозернистая, панидиоморфнозернистая, пойкилитовая. Преобладающее направление дифференциации: от меланократовых пород, несущих железо-титановое оруденение, к безрудному лейкократовому габбро монцонитового типа. Порядок минералообразования «параллелен» направленности дифференциации: клинопироксен + оливин → клинопироксен → плагиоклаз → ортоклаз → биотит.

Взаимоотношения между охарактеризованными сериями габброидов весьма сложны и противоречивы. Во многих случаях на границах между ними наблюдается взаимное переслаивание пород, принадлежащих к различным сериям. Иногда между ними устанавливаются интрузивные и тектонические контакты, документируемые по срезанию более ранних пород поздними, по ксенолитам, брекчиям и зонам рассланцевания. А. И. Богачев и др. [34] связывают образование большинства серий с процессами кристаллизационной дифференциации. А. А. Кухаренко с соавторами [83] склоняются к представлению об их принадлежности к

разновозрастным субфазам. Независимо от различий во взглядах, важно подчеркнуть, что габброидные серии относятся к единому раннему этапу формирования массива, образование их сопровождалось разнообразными процессами дифференциации расплавов как внутри камеры, так и при подъеме из магматического очага.

Становление базитового пояса на I этапе завершилось внедрением даек титан-авгитовых плагиопорфиритов, диабазов и спессартитов. Спессартиты, обладающие гипидиоморфнозернистой структурой, состоят главным образом из плагиоклаза (№ 25—50) и обыкновенной роговой обманки; в незначительном количестве присутствуют биотит, титаномagnetит, сфен, апатит, карбонат, эпидот, гранат и флюорит.

Центральную часть Елетьозерского массива занимают *щелочные и нефелиновые сиениты II этапа его становления*. Эти породы слабо обнажены и изучены недостаточно. С ними генетически связаны щелочные пегматиты, жилы которых часто залегают среди более ранних габброидов.

Главными породообразующими минералами сиенитов являются щелочные полевые шпаты и нефелин, слагающие в сумме до 85—95% объема. Преобладающим развитием пользуется микроклин, ориентировка призматических кристаллов которого обуславливает трахитоидную текстуру пород. В подчиненных количествах отмечаются ортоклаз, нефелин (8—10%) и альбит (2—4% An), развитый в виде пертитовых вростков в ортоклазе и в самостоятельных зернах, арфведсонит и эгирин, образующие ксеноморфные зерна в основной лейкократовой массе. Полевые шпаты замещаются содалитом, канкринитом, мусковитом и поздним альбитом; вторичные и аксессуарные минералы — сфен, хлорит, эпидот, кальцит, магнетит, титаномagnetит и апатит. Микроструктура сиенитов чаще всего гипидиоморфнозернистая с размерами зерен не более 1—2 мм, лишь в локально развитых крупнозернистых и пегматондных разновидностях — 0,5—2 см.

Щелочные пегматиты образуют жильные тела протяженностью до 200—300 м, с мощностью меняющейся от нескольких сантиметров до 20—30 м. По отношению к расслоенности в габброидах они занимают как согласное, так и секущее положение, будучи часто пространственно совмещены с дайками спессартитов и диабазов. Главными составными частями пегматитов являются микроклин, альбит, ортоклаз; второстепенные минералы: нефелин (1—5%), эгирин, щелочной амфибол, биотит (в сумме до 10—12%). Для них типичен широкий набор аксессуарных и вторичных минералов: циркон, пирохлор, шпинель, магнетит, ильменит, сфен, апатит, гранат, скаполит, содалит, канкринит, цеолиты, эпидот, пренит, флюорит, кальцит, гематит, хлорит и др. Наблюдается крайне неравномерное распределение калиевых и феррических минералов. Детальная характеристика строения пегматитов, их минералогии, рудоносности и условий образования приведена в работах [1, 34, 83].

К жильным производным нефелиновых и щелочных сиенитов

относятся дайкообразные тела сиенитов и бостонитов. Мощность их колеблется от 10 см до нескольких метров. Сиениты сложены в основном ортоклазом и олигоклазом, в подчиненных количествах присутствуют микроклин, авгит, щелочная роговая обманка, биотит. В сиенит-порфирах на фоне мелкозернистой массы отмечаются более крупные, размером до 2—6 мм, кристаллы микроклина и ортоклаза. Бостониты состоят главным образом из лейстообразных кристаллов ортоклаза и микроклин-пертита; второстепенные минералы: эгирин-авгит, биотит, скаполит, титаномагнетит, флюорит.

Химические составы пород Елетьезерского массива приведены в табл. 17, а их положение в координатах диаграммы А. Н. Заварицкого показано на рис. 31.

Сопоставление особенностей химизма свидетельствует о закономерной эволюции состава при переходе от ранних серий габброидов к поздним и к щелочным сиенитам II этапа.

Начинается процесс формирования пород массива серий А (см. табл. 17, гр. 1—2), представляющих продукт кристаллизации наиболее тугоплавких компонентов, что сопровождается резким снижением в остающемся расплаве количества CaO , MgO и некоторым относительным повышением содержания Na_2O . В дальнейшей последовательности кристаллизации пород устанавливается три главных направления дифференциации, последовательно сменяющие друг друга: толеитовое (феннеровское), агпайтовое и известково-щелочное (боуэновское) (табл. 18).

1. Толеитовому направлению отвечает порядок кристаллизации пород серии Б: мелкозернистое габбро → габбро-норит → диорит и мангерит, в процессе которой происходит увеличение железистости и снижение магnezности пород при постоянстве отношения $\text{SiO}_2 : (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3) \approx 0,72$ и росте количества Na_2O , а также K_2O — в мангеритах, которые, вероятно, связаны с загрязненной магмой, обогащенной щелочами из вмещающих массив гранитоидов.

2. Агпайтовое направление проявляется в порядке кристаллизации пород серий В и Г. В первом случае сингенетический естественный ряд пород начинается с кристаллизации обогащенных плагиоклазом анортозитов (битовнитовых) и лейкогаббро и завершается габбро, включая оруденелые разновидности. В петрохимическом отношении это сопровождается общим уменьшением количества SiO_2 , резким увеличением железа; для плагиоклазитов характерны преобладание кальция над щелочами и избыток глинозема. Для серии Г: плагиоклазит → оливниновое габбро — рудный перидотит — при том же агпайтовом характере изменения химизма пород выделяются две линии — одна для безрудных лейкократовых и другая — для рудных меланократовых пород. Ведущим является абсолютное возрастание количества магния и железа при уменьшении SiO_2 и относительном постоянстве суммы сильных оснований, а различие состоит в том, что в первом случае имеет место уменьшение коэффициента фракционирования и

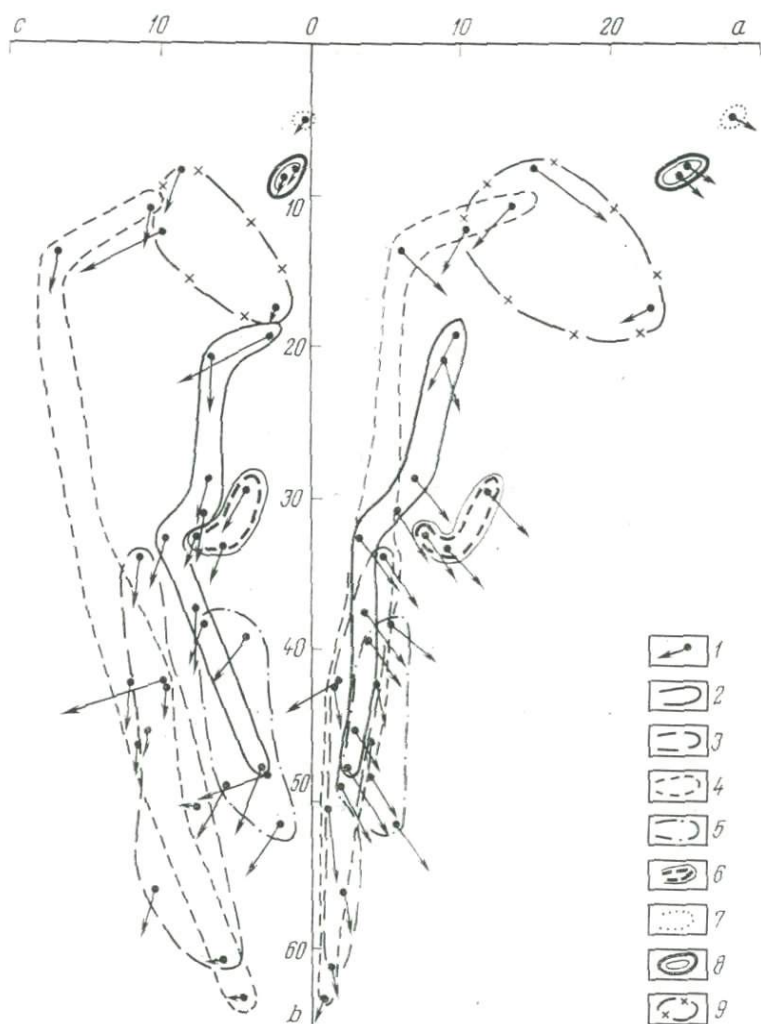


Рис. 31. Состав пород Ельозерского массива на диаграмме А. Н. Заварицкого. По А. И. Богачеву и др. [10].

1 — точки конкретных анализированных пород; 2—9 — поля распространения групп (2 — мелкозернистого габбро, 3 — крупнозернистого габбро — среднезернистого полосчатого габбро, 4 — плагиоклазита — перидотита, 5 — слюдяного перидотита — ортоклазового габбро, 6 — щелочных и нефелиновых сиенитов, 7 — нефелиновых сиенитов, 8 — бостонитов, 9 — сиенит-порфиров)

Таблица 17

Химический состав пород Еletzозерского массива

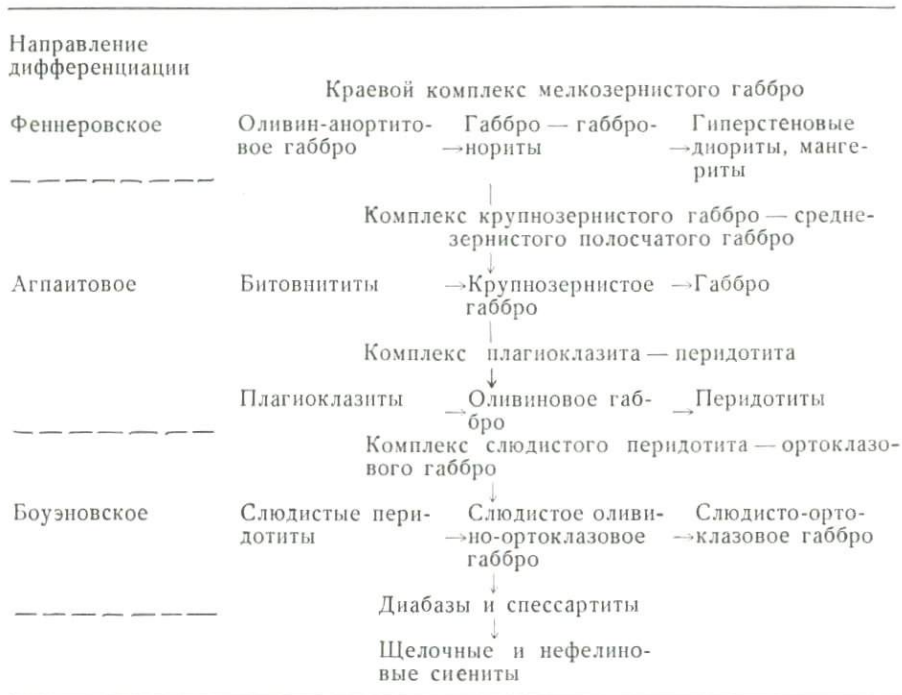
Компоненты	Габброидный							этап					
	А. Серия сидеритовых пироксенитов		Б. Серия мелкозернистого оливкового габбро — габбро-норит-диоритов			В. Серия крупнозернистого полосчатого		нистого габбро — среднезернистого габбро			Г. Серия плагиоклазита — рудного перидотита		
	Безрудные пироксениты	Рудные пироксениты	Мелкозернистое габбро	Диорит	Мангерит	Крупнозернистое габбро	Оруденелое среднезернистое габбро	Рудное крупнозернистое габбро	Плагиоклазит	Лейкократовое габбро	Рудное полосчатое габбро	Рудный пироксенит	Рудные амфиболиты
SiO ₂	41,23	40,87	45,45	55,40	59,91	36,78	33,13	22,76	45,56	42,01	26,15	38,50	23,33
TiO ₂	1,53	4,14	1,64	0,55	1,47	3,63	5,91	8,24	1,44	1,49	9,09	5,44	13,41
Al ₂ O ₃	4,99	6,98	14,36	16,40	14,19	19,11	19,85	13,39	28,37	23,68	13,53	7,79	16,59
Fe ₂ O ₃	5,61	5,12	4,38	0,42	1,42	7,76	15,61	21,31	1,97	3,22	11,23	5,96	11,26
Cr ₂ O ₃	Не опр.	0,16	0,12	Не опр.	Не опр.	0,03	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,02	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO	6,90	11,60	7,82	8,77	6,50	10,16	8,85	15,32	3,83	6,35	16,79	11,32	13,98
MnO	0,15	0,20	0,18	0,16	0,11	0,17	0,15	0,26	0,05	0,12	0,23	0,17	0,41
MgO	12,81	11,60	8,50	5,78	4,08	7,60	7,75	7,32	1,94	4,22	7,54	12,50	6,79
CaO	20,90	14,78	14,08	7,36	2,47	11,61	10,53	9,01	14,48	13,86	10,76	14,42	10,94
SrO	Не опр.	0,05	0,06	Не опр.	Не опр.	0,06	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,11	0,08	0,02	Не опр.
BaO	—	Сл.	0,07	Не опр.	0,41	Сл.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,008	0,07	Сл.	Не опр.
Na ₂ O	0,57	1,47	1,74	3,65	1,38	0,54	0,71	0,17	2,00	2,28	1,16	1,38	0,99
K ₂ O	0,49	0,57	0,49	0,42	4,15	0,51	0,50	0,54	0,42	0,86	0,39	0,27	0,32
P ₂ O ₅	0,65	0,33	0,16	0,14	0,87	0,65	0,42	0,02	0,44	0,14	1,22	0,27	1,93
V ₂ O ₅	Не опр.	0,08	0,06	Не опр.	Не опр.	0,12	0,15	0,30	0,02	0,25	0,13	0,09	0,10
H ₂ O ⁻	0,13	0,11	0,23	0,25	0,17	0,11	Не опр.	Не опр.	0,11	0,21	0,16	0,25	0,24
H ₂ O ⁺	—	1,70	—	—	—	0,15	0,22	0,27	—	1,21	—	1,45	—
П. п. п.	2,46	—	0,78	0,98	1,15	1,45	0,61	0,70	0,25	0,75	0,76	—	1,01
CO ₂	0,56	0,61	0,12	—	—	0,10	Не опр.	Не опр.	—	0,11	0,06	0,20	Не опр.
SO ₃	0,04	—	0,04	—	—	—	0,18	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,09	Не опр.	Не опр.
F	0,20	0,11	0,16	—	—	0,01	0,27	Не опр.	0,13	0,04	0,36	0,06	Не опр.
S	0,17	0,12	0,12	—	—	0,06	Не опр.	0,48	Не опр.	0,19	0,33	0,38	0,30
Сумма	99,39	100,60	100,56	100,28	98,28	100,61	104,84	100,09	101,01	101,12	100,13	100,47	101,60
Количество проб	1	1	9	1	1	2	2	4	1	3	5	1	3

Продолжение табл. 17

Компоненты	Габброидный					
	Г. Серия плагиоклазита — рудного перидотита			Д. Серия слюдяного перидотита — слю		
	Рудные плагиоклазовые перидотиты	Ортоклазовые плагиогранты и лейкократовое габбро	Эссекситы	Рудное биотитовое габбро	Биотитовое ортоклазовое габбро	Среднезернистое габбро
SiO ₂	28,64	48,42	42,88	32,30	39,10	39,17
TiO ₂	7,33	1,26	3,64	8,41	6,38	3,32
Al ₂ O ₃	10,14	24,95	17,71	10,26	10,08	14,21
Fe ₂ O ₃	14,48	1,25	2,28	6,18	8,65	8,01
Cr ₂ O ₃	Не опр.	Сл.	0,007	0,003	Не опр.	Не опр.
FeO	15,54	2,90	8,35	12,31	10,17	8,04
MnO	0,27	0,11	0,15	0,25	0,37	0,13
MgO	10,63	1,47	4,38	9,23	7,18	6,15
CaO	9,58	10,23	10,59	13,40	10,17	15,86
SrO	0,05	0,34	0,26	0,10	Не опр.	Не опр.
BaO	0,08	2,38	2,70	1,92	2,55	0,59
Na ₂ O	0,48	3,68	3,02	1,04	0,61	0,69
K ₂ O	0,37	1,40	1,75	0,94	0,74	0,56
P ₂ O ₅	0,31	0,64	1,12	2,31	2,64	2,56
V ₂ O ₅	0,17	Сл.	0,03	0,07	Не опр.	Не опр.
H ₂ O ⁻	0,36	0,09	0,13	0,25	0,37	0,23
H ₂ O ⁺	—	0,87	—	—	Не опр.	—
П. п. п.	1,53	—	0,92	1,08	1,05	1,10
CO ₂	—	0,11	0,09	0,06	Не опр.	Не опр.
SO ₃	Не опр.	Не опр.	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.
F	Не опр.	0,08	0,17	0,26	Не опр.	Не опр.
S	0,07	0,12	0,10	0,09	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,03	100,32	100,27	100,46	100,06	100,62
Количество проб	4	5	4	6	1	1

этап		Щелочной этап				Средний состав Ельтозерского массива, по [83]
дистого ортоклазового габбро		Нефелиновые сиециты	Пегматонные нефелиновые сиециты	Щелочные пегматиты	Нефелиновые сиецит-порфиры и бостониты	
Лейкократовое биотит-ортоклазовое габбро	Дайки спессартитов					
39,50	42,77	54,03	58,58	56,58	56,03	39,54
4,02	2,82	0,39	0,04	0,22	0,27	3,66
21,13	15,51	21,20	20,08	20,26	20,70	15,47
2,18	4,17	1,49	0,90	3,90	3,29	6,88
Не опр.	Не опр.	—	Не опр.	—	—	0,06
7,96	10,03	2,37	0,69	3,19	2,65	9,55
0,13	0,23	0,12	0,05	0,27	0,30	0,18
5,01	5,71	0,67	Н. о.	0,36	0,46	7,07
13,44	10,80	3,26	2,46	1,94	1,79	11,52
Не опр.	Не опр.	0,10	Не опр.	0,08	Не опр.	0,07
1,39	0,30	0,36	Не опр.	0,06	0,06	0,18
2,30	3,17	6,53	4,90	7,31	7,49	1,99
0,94	2,00	6,79	10,19	4,32	5,81	1,17
0,87	0,90	0,28	0,11	0,12	0,13	0,50
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	—	0,10
0,11	0,05	0,19	0,16	0,11	0,05	0,21
—	—	—	—	1,19	—	—
0,92	1,89	2,33	2,03	—	0,87	1,43
Не опр.	Не опр.	0,26	Не опр.	0,29	Не опр.	0,17
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	Не опр.	—
Не опр.	Не опр.	0,08	Не опр.	0,12	—	0,15
Не опр.	Не опр.	0,07	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—
99,90	100,35	100,52	100,19	100,32	99,90	99,90
1	5	11	1	1	3	

Таблица 18
 Схема развития Еletzозерского массива



некоторое возрастание Na_2O (см. табл. 17, гр. 12—13), а во втором — дифференциация сопровождается повышением содержания щелочей, особенно K_2O , и кроме того высоким количеством BaO (графы 15—16). Этот путь приводит непосредственно к развитию боуэновского направления дифференциации, завершающему формирование пород первого габброидного этапа становления Еletzозерского массива.

3. Известково-щелочное (боуэновское) направление проявляется в кристаллизации пород серии Д — слюдяный перидотит — ортоклазовое габбро (см. табл. 17, гр. 17—20). Здесь намечается изменение состава пород в сторону увеличения содержаний SiO_2 , K_2O , Na_2O с уменьшением CaO , MgO и железа, причем коэффициент фракционирования существенно не меняется.

Этому же известково-щелочному направлению дифференциации отвечают породы II фазы магматизма — щелочного этапа становления массива — щелочные и нефелиновые сиениты. Происходит (гр. 22—25) дальнейшее возрастание количества SiO_2 и суммы щелочей, на конечных стадиях — K_2O , при снижении до минимального в породах массива количества CaO .

Согласно А. А. Кухаренко [83], исходный состав магмы Еletzозерского массива (гр. 26) соответствовал щелочному оливиново-

му базальту. Средний химический состав краевой серии мелкозернистого габбро (вычисленный из табл. 17, гр. 3—5) отличается от среднего состава массива большими содержаниями SiO_2 (на 4,1%), меньшими TiO_2 (на 1,5%), Na_2O (на 0,42%) и K_2O (на 0,6%) и близок к составу континентальной оливин-базальтовой формации [75], от которой немного отличается меньшим содержанием TiO_2 , щелочей и большим количеством CaO .

Составы рассмотренных выше последовательно образующихся серий габброидного этапа являются комплементарными [34, 83]. За период формирования серии мелкозернистого габбро произошло значительное обеднение магмы магнием, обогащение железом; постоянство отношения $\text{SiO}_2/(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ создало предпосылки для обогащения алюминием последующих серий. За агапитовый период кристаллизационной дифференциации произошло концентрированное удаление из магмы кальция, железа, магния, титана и алюминия и резкое усиление исходной недосыщенности кремнеземом за счет первоначальной кристаллизации плагиоклаза и пироксена, что и предопределило дальнейшую щелочную эволюцию, проходившую по известково-щелочному пути.

Агапитовое направление дифференциации, по А. А. Кухаренко [83], было предопределено исходным составом магмы, для которой характерна высокая концентрация Ca , Ti , Fe , Al при пониженном содержании MgO и SiO_2 , что обусловило соответствующий порядок кристаллизации: основной плагиоклаз, моноклинный пироксен, оливин, титаномагнетит. Особая роль в регулировании агапитового порядка кристаллизации, несомненно, принадлежит летучим компонентам.

Главнейшие геохимические особенности щелочных габброидов Ельтезерского массива, выражающиеся в обогащении их Ca , TiO_2 , Fe , Ba , Sr , V , Ta , Zn , TR , определяют титан-железорудную и редкометальную металлогеническую специализацию интрузива.

Титан-железное оруденение широко распространено в габброидах. Для меланократовых габброидов краевой серии типично бедное сегрегационное титаномагнетитовое оруденение. Титаномагнетит образует идиоморфные и неправильные зерна с равномерным распределением тонких пластинчатых включений ильменита и магнетита. Самостоятельные зерна ильменита наблюдаются редко. Максимальная концентрация рудных минералов наблюдается в породах серии плагиоклазит — перидотит, где максимально насыщены титаномагнетитом и ильменитом (50—60%) прослой меланократового габбро и перидотита. Иногда встречаются маломощные прожилки сплошных руд. Микроструктуры оруденелых пород отчетливо сидеронитовые, свидетельствующие о поздней кристаллизации рудного вещества. Формирование рудных перидотитов происходило на поздних этапах образования ритмических расслоенных пород при относительно низких температурах и повышенном содержании летучих компонентов, что приводило к уменьшению смесимости в серии твердых растворов ильменит — магнетит и выделению обособленных зерен ильмени-

та. Содержание двуокиси титана в залежах полосчатых руд достигает 10—12%.

В эссекитовых габбро, а также щелочных и нефелиновых сиенитах титаномагнетитовое оруденение бедное.

Редкометальное оруденение приурочено главным образом к жилам щелочных пегматитов и связанных с ними метасоматических альбититов. Реже наблюдается в пегматоидных обособлениях среди нефелиновых и щелочных сиенитов. Оруденение представлено рассеянной непромышленной вкрапленностью циркона, пироклора, сфена, абукумалита, натронобатов. В некоторых жилах установлены зоны вкрапленности циркона и пироклора, пространственно тяготеющие к ксенолитам спессартитов и участкам альбитизации. Приуроченность редкометальной минерализации к перекристаллизованным, рассланцованным и альбитизированным пегматитам указывает на участие в рудообразовании процессов экстракции и переотложения рассеянных элементов, происшедших при метасоматической переработке пегматитов и сиенитов.

МАССИВ ГРЕМЯХА-ВЫРМЕС

Массив расположен в северо-западной части Кольского полуострова (см. рис. 6) и по геологической позиции, внутреннему строению, составу и металлогеническим особенностям подобен Еletzозерскому массиву и поэтому его описание дается кратким.

Наиболее полные сведения о массиве приводятся в монографии А. А. Полканова и Н. А. Елисеева [120], которые выделяют в истории его формирования три фазы интрузивной деятельности. К I фазе принадлежат породы ряда перидотит—пироксенит—габбро—пуласкит, слагающие субмеридиональный трещинный интрузив; ко II—йолиты, уртиты и нефелиновые сиениты, развитые в центральной части плутона, к III—щелочные граниты—нордмаркиты, распространенные к северу и северо-западу. Другие петрологи [83] рассматривают щелочные граниты в качестве самостоятельной щелочно-гранитной формации, не связанной с родоначальной для массива щелочно-габброидной магмой. Эту точку зрения разделяют и авторы настоящего очерка.

Массив Гремяха-Вырмес прорывает архейские гнейсы и гнейсо-граниты кольской серии (рис. 32). Он расположен в зоне глубинного разлома, разделяющего Центрально-Кольский и Беломорский блоки земной коры. Его абсолютный (Th-U-Pb метод) возраст—1870 млн. лет определяет время становления плутона синхронно с Еletzозерским.

Контакты массива относительно вмещающих толщ в целом согласные, лишь на южном фланге габброиды секут гнейсы. Субширотные вертикальные разломы—сбросы расчленяют интрузию на ряд ступенчатых блоков.

Большую часть массива слагает комплекс пород I фазы—габбро-пуласкитовый, для которых типична хорошо выраженная расслоенность с чередованием полос различ-

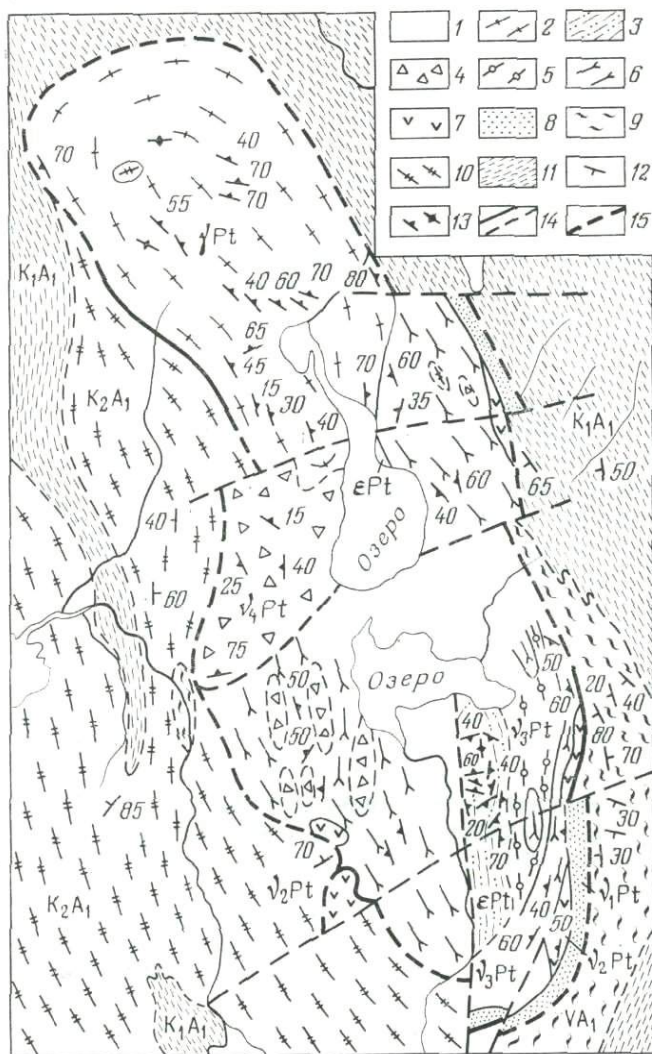


Рис. 32. Схема геологического строения массива Гремяха-Вырмес. По материалам А. А. Полканова, Н. А. Елисева [108], В. Е. Романова, Л. В. Мидруева и Н. М. Сивякова, Г. И. Кавардина и А. Г. Булаха.

1 — четвертичные отложения. Интрузивные породы: 2 — щелочные граниты; 3 — ийолиты и нефелиновые сиениты; 4 — габбро, пуласкиты, сиениты; 5 — лейкокраповые габбро; 6 — плагноклазиты; 7 — рудные перидотиты; 8 — габбро, габбро-нориты. Вмещающие породы кольской свиты: 9 — пироксеновые диориты, гнейсо-диориты; 10 — гранат-андалузитовые, гранат-биотитовые и другие гнейсы; 11 — микроклин-биотитовые гранито-гнейсы. Структурные элементы: 12 — ориентировка кристаллизационной сланцеватости и полосчатости; 13 — ориентировка трахитовидности и первичной полосчатости; 14 — контакты наблюдаемые (а) и предполагаемые (б); 15 — тектонические нарушения

ного состава и текстуры с общим падением полосчатости под углами от 30 до 70° на запад.

Породы краевой серии габбро и габбро-норитов, развитые у подошвы и местами вдоль кровли массива, обладают неясной полосчатостью. Структура их габбровая, пойкилитовая, аллотриоморфнозернистая. Главные породообразующие минералы (в порядке выделения) представлены: оливином (27% Fa), ортопироксеном (10—12% Fs), авгитом, плагиоклазом (An₅₅₋₆₃), роговой обманкой. Второстепенные минералы: титаномагнетит, шпинель, гранат, биотит, апатит. Титаномагнетит кристаллизуется во всем интервале застывания расплава, но иногда устанавливается его раннее выделение. В некоторых разрезах краевые габброиды сменяются амфиболитизированным габбро, обогащенным керсутитом и содержащим андезин (33—44% An). Среди габбро встречаются шпирсы и линзы пегматондного облика, иногда пространственно сопряженные с плагиоклазитами.

За краевой серией к центру массива следуют породы серии перидотитов — габбро-анортозитов. Для них характерно многократное ритмичное чередование полос оливинитов, перидотитов, пироксенитов, троктолитов, мезократовых и меланократовых габбро, анортозитов и плагиоклазитов. Часто наблюдается отчетливая трахитоидность и линейность. С ультраосновными и меланократовыми прослоями обычно ассоциирует титановое оруденение. В низах разреза рудные оливиниты перемежаются с плагиоклазитами; перидотиты в верхах разреза чередуются с габбро и пироксенитами. Главными породообразующими минералами являются оливин (40—55% Fa), железистый титан-авгит, плагиоклаз (35—55% An) и титаномагнетит. Второстепенные минералы: ильменит, шпинель, апатит, биотит и гранат. Преобладающий порядок кристаллизации характеризуется ранним выделением плагиоклаза, за которым следуют цветные минералы и титаномагнетит. Иногда устанавливается и обратная последовательность минералообразования с ранним выделением цветных минералов, реже титаномагнетита.

На участке Вырмес-Варака среди пород серии залегают неправильные тела тералитов и гранатовых габбро-анортозитов, возникших, вероятно, в результате метасоматической переработки перидотитов и анортозитов [76].

Распространенная в западной и северо-западной частях массива серия перидотитов — пуласкитов сложена олигоклазовыми перидотитами и пироксенитами, олигоклазовым габбро, акеритами и пуласкитами. Ультраосновные породы пользуются весьма ограниченным развитием, преимущественно, в верхах разреза. Повсеместно наблюдаются четко выраженная полосчатость, трахитоидность, линейность. Главные породообразующие минералы ультраосновных и основных пород: высокожелезистый оливин (55—90% Fa), титан-авгит, эгирин-авгит и полевые шпаты (олигоклаз, кислый плагиоклаз, ортоклаз и микроклин); в подчиненных количествах встречаются ильменит, титаномагнетит, биотит,

амфибол, апатит, сфен, циркон, гранат. Пуласкиты состоят из полевого шпата, диопсида, биотита, амфибола, оливина-гортонолита. Полевые шпаты представлены ортоклазом, микроклин-микрорпертитом и альбит-олигоклазом, содержащим вросстки микроклина.

К дайковой и жильной фациям габбро-пуласкитовых образований I фазы принадлежат тела сиенит-пегматитов, акеритов, плагиноклазитов и перидотитов.

Щелочные породы II фазы развиты в центральной части массива на участке Вырмес-Варака. Они слагают тело, падающее на восток под углом 50—60°, занимающее секущее положение по отношению к габбро-пуласкитам I фазы. Жилы нефелиновых сиенитов и мельтейгитов также прорывают габброиды I фазы.

Щелочные породы расчленяются на две самостоятельные серии. Более ранняя серия представлена ийолитами, уртитам, ювитами, малиньитами, эгиринитами, занимающими внутреннюю часть поля щелочных пород. Для них типична четко выраженная полосчатость, обусловленная многократным чередованием меланократовых и лейкократовых прослоев с непостоянным минеральным составом и текстурой. Главные минералы: нефелин, эгирин-авгит и биотит; второстепенные — ортоклаз, микроклин, альбит, сфен, кальцит, арфведсонит, канкринит, пренит, мусковит, циркон, магнетит, апатит. Содержание нефелина варьирует в мельтейгитах от 5—25% и в урритах до 72—86%. Ювиты и малиньиты обогащены полевым шпатом.

Поздняя серия фойяитов и щелочных сиенитов распространена в периферической части тела щелочных пород на возвышенности Вырмес-Варака и на восточном берегу оз. Гремяха. Эти породы обладают отчетливой трахитоидной текстурой. Фойялиты сложены главным образом микроклином, альбитом, нефелином, эгирином. В качестве второстепенных минералов присутствуют: биотит, апатит, кальцит, пренит. Щелочные сиениты образуют прослои в фойяитах, отличаясь от них резким уменьшением количества нефелина вплоть до полного исчезновения.

С щелочными породами II фазы генетически связаны пегматиты и разнообразные по составу метасоматиты, широко развитые на Эгириновом наволоке оз. Гремяха. Некоторые жилы щелочных пегматитов имеют зональное строение — в зальбандах они сложены эгиринитами, в осевых зонах неравномернозернистым агрегатом нефелина, эгирина и позднего альбита. Пегматиты замещаются эгириновыми и альбитовыми метасоматитами, в которых, как и в неизмененных пегматитах, отмечается рассеянная вкрапленность магнетита, циркона, сфена, биотита, кальцита и пироклора.

Химические анализы габброидных и щелочных пород массива Гремяха-Вырмес приведены в табл. 19. Из имеющихся материалов устанавливается, что краевая серия габбро характеризуется формированием сингенетичных рядов дифференциации с накопле-

Таблица 19

Химический состав пород массива Гремяха-Вырмес, определенный

по аналитическим данным табл. 1 и 2 в [120]

Компоненты	Комплекс пород							
	Краевая серия		Перидотит-анортозитовая серия					
	Габбро	Гортонозиты	Перидотиты	Пироксениты	Габбро	Рульное габбро	Ильменитовое габбро	Анортозиты
SiO ₂	48,47	27,13	30,78	30,62	42,61	36,87	41,50	54,24
TiO ₂	1,76	4,93	7,22	6,16	3,03	3,84	5,38	1,06
Al ₂ O ₃	14,23	1,67	3,60	0,86	11,76	11,78	14,71	23,86
Fe ₂ O ₃	4,97	6,52	8,74	7,99	5,59	13,16	4,59	0,82
FeO	8,58	50,07	30,00	37,44	12,34	14,00	10,97	3,23
Mn	0,18	1,31	0,91	0,99	0,29	0,18	0,23	0,06
MgO	6,58	5,94	6,02	5,23	8,78	8,61	4,16	1,16
CaO	10,69	2,11	10,00	9,42	10,71	8,47	11,49	7,82
K ₂ O	0,15	0,21	0,25	0,08	0,23	0,25	0,67	0,73
Na ₂ O	3,03	0,21	0,50	0,20	2,18	2,07	3,43	5,43
P ₂ O ₅	0,08	0,27	0,75	0,50	1,31	—	2,45	0,78
V ₂ O ₅	0,08	—	—	—	—	0,20	0,03	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0,02	—	—	—
H ₃ O ⁺	0,57	0,45	1,21	0,49	0,56	0,42	0,68	0,48
H ₂ O ⁻	0,25	0,15	0,30	0,20	0,35	0,45	0,28	0,21
Сумма	99,62	100,97	100,28	100,18	99,76	100,30	100,57	99,88
Количество проб	2	2	3	1	2	2	2	1

I фазы				Комплекс щелочных пород (II фаза)							
Перидотит-пуласкитовая серия				Йюлит-уртитовая серия				Серия фойянт-сиенитовая			
Перидотиты	Олигоклазовое габбро	Акериты	Пуласкиты	Эгириниты	Ювиты	Уртиты	Йюлиты	Малиниты	Мельтейлиты	Фойянт	Эгириновые и щелочные сиениты
44,53	48,47	49,52	55,43	48,19	48,29	44,03	45,93	46,67	42,74	54,12	60,48
0,65	2,62	2,59	1,48	0,68	0,69	0,21	0,62	0,98	2,73	0,90	0,37
3,24	14,08	15,49	15,71	6,57	28,34	25,01	20,88	14,89	8,46	21,60	15,83
2,78	6,68	5,06	3,39	17,37	0,69	4,66	4,75	6,49	7,59	0,11	5,17
10,99	9,96	9,95	8,28	5,46	2,14	1,77	3,63	6,84	11,56	4,03	1,37
0,23	0,03	0,16	0,16	0,59	0,02	0,10	0,18	0,30	0,37	0,05	0,15
25,04	3,03	2,48	1,15	1,08	0,36	1,32	1,85	2,76	6,50	1,57	0,27
10,15	7,54	7,50	3,98	7,24	1,19	4,20	6,23	8,93	11,88	2,12	1,41
0,44	0,63	1,35	3,52	1,26	4,89	4,58	3,52	2,80	2,38	5,38	6,83
1,38	5,05	4,52	5,11	8,86	11,90	12,38	10,82	8,15	3,95	7,62	6,72
—	0,73	0,61	—	0,03	0,04	—	0,17	Сл.	0,22	0,02	0,03
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	0,48	—	1,29	2,11	1,22	1,62	0,86	0,86	2,05	1,86	0,65
0,28	0,18	0,37	0,21	0,29	0,13	0,23	0,06	0,06	0,14	0,14	0,18
100,21	99,48	99,60	99,71	99,73	99,90	100,11	99,50	99,73	100,57	99,52	99,45
1	1	3	2	3	1	1	1	1	1	1	5

нием в остатке SiO₂, Al₂O₃, FeO, CaO при падении содержаний MgO и Fe₂O₃. Обратная картина типична для серии перидотит-анортозит, где состав магм изменяется в сторону концентрации окислов Mg и Fe при убывании количества SiO₂, Al₂O₃, Na₂O и наибольших вариаций в содержании CaO и K₂O. Образование серии перидотит-пуласкит сопровождается эволюцией состава расплавов в направлении обогащения SiO₂, Al₂O₃ и щелочами, количество которых достигает максимума в щелочных породах II фазы. Следовательно, условия для генерации из родоначальных магм щелочных пород йюлит-уртитовой серии создавались еще в период становления ранних габбро-пуласкитов, что нашло выражение в появлении в сингенетических рядах дифференциации таких промежуточных по химизму пород, как пуласкиты, акериты и т. д. В заключающей становление массива серии фойянт — щелочные сиениты устанавливается дальнейшее нарастание количества Al₂O₃ и щелочей. Важнейшей геохимической особенностью щелоч-

ных пород II фазы относительно габбро-пуласкитов I фазы является обогащение их Nb, Zr и редкими элементами.

Металлогенетическая специализация различных пород массива находится в связи с особенностями их состава. Для габброидов характерно ильменит-титаномагнетитовое оруденение; для щелочных пород — редкометальное оруденение.

Ильменит-титаномагнетитовое оруденение принадлежит к двум генетическим типам: сегрегационному и фузивному. Сегрегационные руды развиты в краевой серии габбро и габбро-норитов. Тела вкрапленных руд представлены полосчатыми габброидами. Главный рудный минерал — титаномагнетит — образован тончайшими пластинчатыми сростками ильменита и магнетита.

Фузивный тип оруденения характерен для серий перидотит-анортозит и перидотит-пуласкит. Густо вкрапленное ильменит-титаномагнетитовое оруденение приурочено к прослоям оливинитов, перидотитов и меланократового габбро. Структура руд типично

сидеронитовая с поздней кристаллизацией рудного вещества; текстура — полосчатая. Наряду с залежами полосчатых руд встречаются небольшие жилы сплошных руд.

Редкометальное оруденение в щелочных породах представлено вкрапленностью аксессуарных циркона и пироклора. Относительно более интенсивное оруденение устанавливается в щелочных пегматитах и замещающих их метасоматитах: эгиринитах и альбитах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнительный анализ геологического строения, внутренней структуры, петрографического и химического состава и металлогенической специализации Ельтьозерского и Гремяха-Вырмесского массивов свидетельствует об их значительном сходстве, что позволяет относить их к единой щелочно-габброидной формации: оба массива сформировались в условиях субплатформенного режима. Пространственно они приурочены к пограничным зонам глубинных разломов Беломорского срединного массива. Оба комплекса пород образовались в два этапа магматической деятельности. К первому принадлежит внедрение габброидов, распространенных в краевых частях плутонов, ко второму — становление щелочных пород, занимающих их центральную часть:

— в обоих массивах базиты раннего этапа обладают прекрасно выраженной расслоенностью и на заключительных стадиях их становления формируются щелочные производные, переходные по петрохимическим особенностям к щелочным породам II фазы эссекиты и ортоклазовое габбро в Ельтьозерском массиве; пуласкиты, уртиты и др. в Гремяха-Вырмесском;

— в обоих случаях в периферических частях базитовых поясов залегают габброиды краевых серий и по ходу дифференциации магм меняется порядок кристаллизации;

— как в Ельтьозерском, так и в Гремяха-Вырмесском массиве для габброидов типична титан-железородная металлогеническая специализация, а для щелочных пород редкометальная;

— родоначальные магмы обоих массивов, судя по расчетам их среднего химического состава [83], принадлежат к общей серии щелочных оливиновых базальтов. В их нормативном составе устанавливается как оливин, так и нефелин в количестве до 5%.

Вместе с тем охарактеризованным плутонам свойственны и свои индивидуальные особенности. Гремяха-Вырмесский интрузив принадлежит к категории трещинных интрузивов, в Ельтьозерском устанавливаются элементы кольцевой структуры. В массиве Гремяха-Вырмес проявлены крайние дифференциаты магм щелочного ряда: уртиты, мельтейгиты и т. д., неизвестные в Ельтьозерском плутоне. Габбро-щелочные породы массива Гремяха-Вырмес в целом несколько обогащены кремнеземом и натрием относительно ельтьозерских. Указанные различия предположительно объясняются [76] менее глубоким срезом Ельтьозерского мас-

сива по сравнению с плутоном Гремяха-Вырмес. Последний формировался в относительно жесткой раме при стабильных тектонических условиях, способствовавших образованию трещинного интрузива и более полной дифференциации магм, происходившей при становлении обоих массивов как в питающем канале по мере продвижения магматических колонн, так и на месте.

Других представителей щелочно-габброидной формации, естественно и генетически тождественных описанным комплексам Ельтезерской и Гремяха-Вырмесской интрузий, на территории СССР пока не установлено. Несколько напоминающий по вещественной близости некоторых разновидностей щелочных пород комплекс Октябрьского и других массивов Украины принципиально отличен в генетическом отношении — здесь ведущее значение в образовании щелочных пород имели не магматические, а метасоматические процессы [61].

Щелочно-гранитная формация

ВВЕДЕНИЕ

Щелочные гранитоиды известны и хорошо изучены во многих регионах мира [6]. Обычно они имеют палеозойский и более молодой возраст и относятся к формациям консолидированных структур. Гораздо реже отмечаются докембрийские щелочные породы. Если не считать субщелочных магматических пород, не содержащих в своем составе щелочных темноцветных минералов (например, некоторых аляскитов Алданского щита), то можно сказать, что своего масштабного развития щелочные гранитоиды впервые достигли лишь с рубежа 2,0—1,6 млрд. лет назад, т. е. с начала этапа стабилизации древних платформ. В целом это конец раннего докембрия, хотя и не исключено, что в отдельных участках наиболее ранней стабилизации, например в алданских структурах, это могли быть и более ранние геологические эпохи.

Классической и наиболее изученной провинцией раннедокембрийского щелочно-гранитоидного магматизма в СССР является Кольский полуостров Балтийского щита.

Известный на Украинском щите «комплекс щелочных пород Восточного Приазовья» [60, 61, 154, 155], также сформировавшийся на субплатформенной стадии стабилизации древней Восточно-Европейской платформы в конце среднего протерозоя, не может быть причислен к щелочно-гранитной формации. Включаемые [61] в приазовский комплекс породы представлены разновозрастными интрузиями состава: 1) порфирировидные граниты калиевого ряда (в неизменных породах $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} \approx$ от 1 : 1,8 до 1 : 4,2) с возрастом 1800—1900 млн. лет (K-Ag метод по биотиту); 2) щелочноземельные сиениты и кварцевые сиениты, в которых первично-магматические железисто-магнезиальные минералы не относятся к ряду щелочных (1800—1950 млн. лет — по K-Ag и

Pb-U-Th методам); 3) щелочные сиениты, нефелиновые сиениты (1500—1600 млн. лет — K-Ar и Pb-U-Th методы).

Принадлежащие к раннедокембрийским магматическим комплексам породы двух первых групп по геолого-петрографическим особенностям относятся скорее всего к формации гранитоидов «пестрого состава» (см. ниже), а щелочные породы третьего комплекса выходят за возрастные рамки формаций, рассматриваемых в данной работе.

В других районах СССР пород, которые были бы формационно полностью идентичны с комплексом щелочных гранитов Кольского полуострова, пока не выявлено. Некоторое сходство с ним обнаруживает ряд щелочных интрузивно-метасоматических комплексов, развитых по южному краю Сибирской платформы — ничатский, улканский, которые, хотя изучены недостаточно полно в формационном аспекте, но тем не менее заслуживают краткой характеристики в рамках описываемой формации.

КОМПЛЕКС ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Щелочные граниты на Кольском полуострове имеют широкое распространение (рис. 33). Общая площадь всех известных на сегодня массивов составляет более 3000 км².

Щелочные граниты впервые были выявлены А. А. Полкановым в 1924 г. в тундре Гремяха [115, 116]. В 1928 г. Б. М. Куплетским и О. А. Воробьевой был открыт самый крупный массив Западных Кейв. Дальнейшее изучение щелочных гранитов проводилось очень многими исследователями. Последней по времени сводной работой является монография И. Д. Батиевой [6], положенная в основу данного очерка.

В составе пород кольского комплекса щелочных гранитов — сиенитов автором выделяются: 1) группа арфведсонитовых гранитов с магнетит-энигматит-лепидомелансодержащими разновидностями; 2) лепидомелан-феррогастингситовые граниты; 3) авгит-лепидомелановые гранодиориты; 4) лепидомелан-феррогастингситовые и эгирин-арфведсонитовые граносиениты и кварцевые сиениты. С щелочными гранитоидами связаны жилы аплитов и пегматитов, а также малые тела щелочных пород, представленных шонкнитам, щелочными сиенитами, миаскитами, пуласкитами, лаврикитами, лаурдалитами.

Интрузии щелочных гранитов, связанные с субплатформенным этапом формирования региона, приурочены к глубинным и оперяющим их разломам (см. рис. 33).

Радиологическими исследованиями установлен раннедокембрийский возраст щелочных гранитов, равный 1770 ± 15 млн. лет [130].

Место гранитов в региональной стратиграфической шкале определяется тем, что они секут среднепротерозойскую осадочно-эффузивную серию Имандра-Варзуга и дифференцированные интруз-

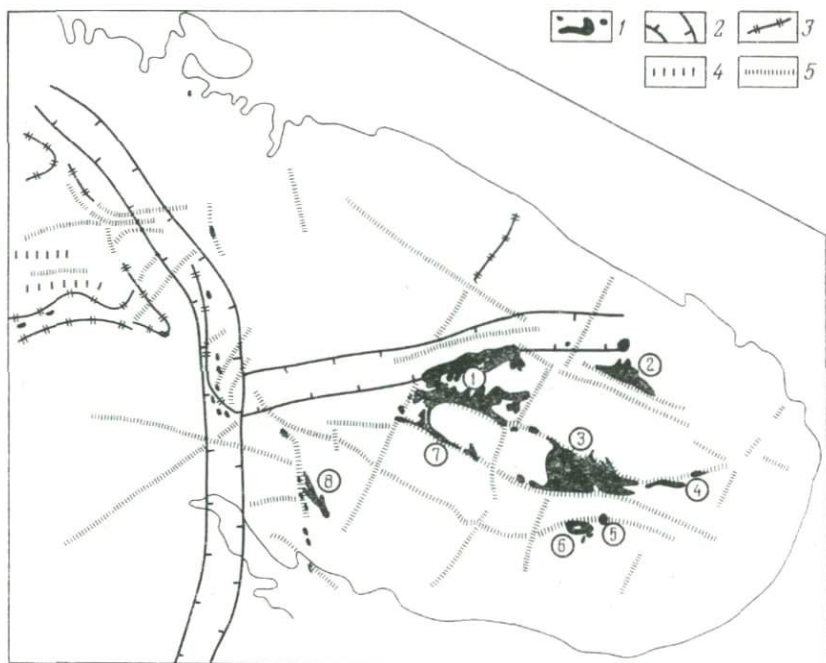


Рис. 33. Схема размещения массивов щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Элементы тектоники по [138].

1 — массивы щелочных гранитоидов (1 — Западно-Кейвский, 2 — Иоканьгский, 3 — Верхне-Понойский, 4 — Средне-Понойский, 5 — Пурначский, 6 — Стрельнинский, 7 — Чурозерский, 8 — Кодвицкий); 2 — региональные зоны глубинных разломов до поверхности Мохо; 3 — глубинные разломы; 4 — глубинные разломы, доходящие до гранулит-базитового слоя; 5 — глубинные разломы в докембрийском фундаменте

зин основных и ультраосновных пород (Панская и др.), а сами рассекаются дайками позднепротерозойских долеритов и палеозойских пикритовых порфиринов.

Массивы щелочных гранитов отличаются значительным разнообразием строения в зависимости от их структурно-тектонической позиции, размеров и формы, взаимоотношений с окружающими породами рамы, глубины эрозионного среза, фациального типа и петрографического состава слагающих их пород, характера минерализации и других особенностей.

В гранито-гнейсовом фундаменте нижнего структурного этажа массивы щелочных гранитов приурочены к протяженным разломам и имеют пластинообразное и дайковое строение. В узлах пересечения разломов они нередко образуют кольцевые дайки, изометричные кольцевые и штокообразные тела. Среди стратифицированных толщ или на их границе с породами фундамента преобладают протяженные пологозалегающие межформационные интрузивные залежи (рис. 34), приуроченные к плоскостям напластования надвигов и межпластового скольжения, к плоскостям от-

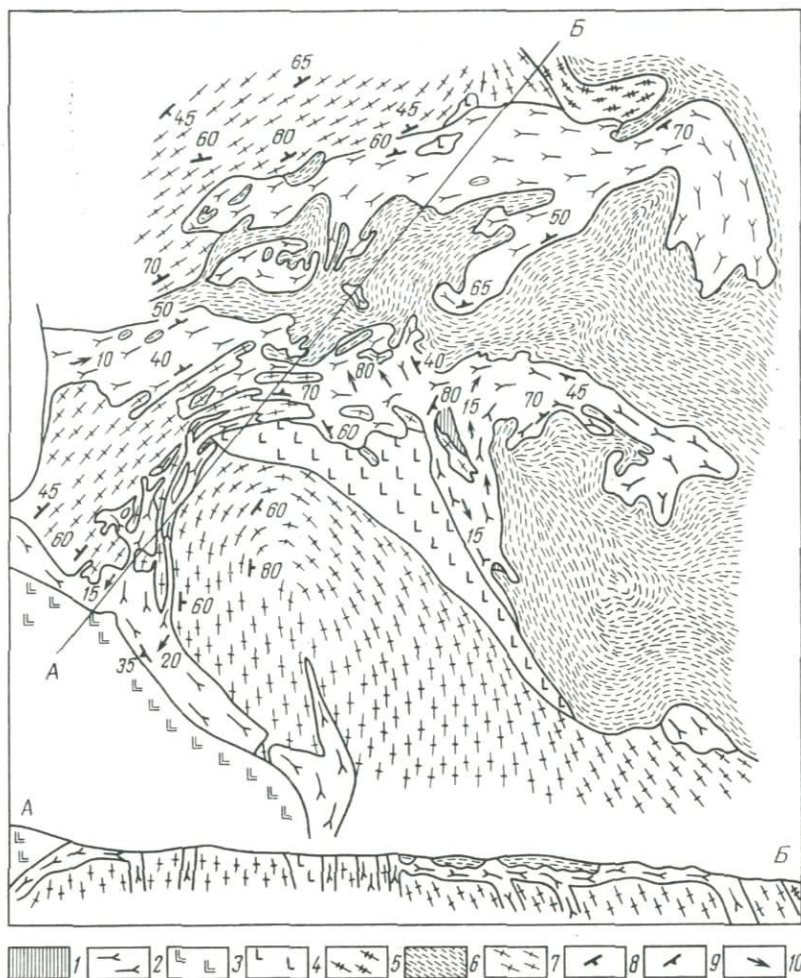


Рис. 34. Схематическая геологическая карта массивов Западных Кейв (А) и Белых тундр (Б). Составлена И. Д. Батиевой с использованием материалов Л. И. Ивановой, В. А. Костина, В. С. Богдановой и др.

1 — щелочные и нефелиновые сиениты; 2 — эгирин-арфведсонитовые граниты; 3 — габбро-нориты — пироксениты; 4 — габбро-анортозиты; 5 — диорит-плаггиограниты; 6 — породы кейвской серии (гнейсы, сланцы, амфиболиты); 7 — мигматиты плаггио-микроклиновых гранитов по тоналитам и плаггиогранитам; 8 — гнейсовидность; 9 — плоскостной параллелизм; 10 — линейность.

слоения в замковых частях крупных складок, в сочетании с дайкообразными телами подводящих каналов.

Протяженность крупных дайковых тел достигает десятков километров, мощность от сотен метров до нескольких километров. В оперяющих разломах и трещинах наблюдаются жилоподобные тела вплоть до маломощных в трещинах отдельности вмещающих пород. Величина пологопадающих массивов от десятков до

1300 км² при мощностях, обычно не превышающих нескольких сотен метров.

Вмещающими породами массивов служат метамандельштейны сейдореченской свиты, метаморфизованной в зеленосланцевой фации; чаще массивы щелочных гранитов залегают среди гнейсов, амфиболитов и кристаллосланцев кейвской серии и других пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, а также в мигматитах и гранитах архейского фундамента и, наконец, среди гранат-пироксеновых пород гранулитовой фации кольской серии.

На разных уровнях среза петрографический состав пород, слагающих массивы щелочных гранитов, закономерно меняется. В массивах нижнего структурного этажа (архейский фундамент) преобладают существенно лепидомелан-феррогастингситовые граниты и гранодиориты. Среди зеленокаменных толщ щелочные граниты преимущественно представлены эгириновыми или лепидомелановыми разновидностями. Для массивов, находящихся среди пород амфиболитовой фации метаморфизма, обычны эгирин-арфведсонитовые и феррогастингситовые граниты с эгирин-авгитом. Штоки и кольцевые интрузии нередко являются многофазными, что устанавливается по секущим соотношениям вещественно различных гранитов.

Примечательной структурно-петрографической чертой щелочных гранитов является повсеместно проявленная дисконформно к структурам рамы линейная и часто плоскостная ориентировки. Частичной конформностью обладают лишь апикальные части пологозалегающих пластообразных интрузивных залежей, в верхних экзоконтактах которых вмещающие породы обычно перекристаллизованы и метасоматически изменены, а сами граниты нередко несут редкометаллическую минерализацию.

В массивах нижнего структурного этажа, наиболее глубоко эродированных, часто отмечаются крупные ксенолиты вмещающих пород, иногда основных и ультраосновных пород, отсутствующих среди пород рамы. В прикровлевых частях таких массивов обильны отторженцы кровли и эруптивные брекчии, наличие которых свидетельствует о проявлении значительной механической активности гранитной магмы и существенной роли механизма обрушения кровли в интрузивном процессе.

Наиболее широкое площадное развитие в комплексе щелочных гранитов имеют эгирин-арфведсонитовые граниты, слагающие около 80% площади и около 40% объема (при интерполяции на глубину до 10 км). На долю авгит-лепидомелановых гранодиоритов приходится около 10% площади и 30% объема пород, а лепидомелан-феррогастингситовые граниты, граносиениты и кварцевые сиениты в сумме также составляют не более 10% площади и 30% общего объема. На долю других щелочных пород (щелочные сиениты, пуласкиты, нефелиновые сиениты) приходится значительно менее 1% площади во всех выходах пород комплекса.

Щелочные граниты, гранодиориты и граносиениты характеризуются, как правило, ориентированными текстурами — линейными

или линейно-плоскостными, часто имеют порфиroidный облик, реже однородное, массивное сложение от мелкозернистого (до 0,5 мм) и среднезернистого (0,5—1,0 мм) до крупнозернистого (1,0—2,0 мм) — иногда с небольшими участками пегматоидного строения. Последние наиболее характерны для пород пуласкитового ряда и нефелиновых сиенитов.

Наиболее распространенными структурами являются гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, гранобластовая, порфиroidная при наличии крупных кристаллов породообразующих минералов. В порфиroidных гранодиоритах иногда встречается гранофировая структура основной ткани, а в граносиенитах — монцититовая и криптовая. Часто наблюдаются явления катабластеза и катаклаза.

Минеральный состав пород комплекса приведен в табл. 23, из которой четко виден существенно лейкократовый характер всех разновидностей пород и определяющее значение для их подразделения таких минералов, как нефелин, а из числа темноцветных — эгирин, лепидомелан, феррогастингсит и арфведсонит.

Среди эгирин-арфведсонитовых гранитов могут быть выделены (по относительному содержанию темноцветных) арфведсонит-эгириновые, эгирин-арфведсонитовые, эгирин-арфведсонитовые (катафоритовые) с энigmatитом, энigmatит-эгирин-арфведсонитовые, магнетит-эгириновые (эндоконтактные) и лепидомелановые с эгиринном и арфведсонитом (жилые) граниты.

В пологозалегающих пластинообразных (гарполитообразных и лополитообразных) телах щелочных гранитов довольно хорошо выражена вертикальная дифференцированность. В нижних частях этих тел и в дайкообразных подводящих каналах в гранитах постоянно присутствует энigmatит, довольно обычно эгирин-авгит и амфибол типа катафорита-гастингсита, что сближает их с феррогастингситовыми разновидностями. В апикальных же частях массивов граниты становятся арфведсонит-эгириновыми, причем в непосредственном контакте с породами кровли они часто представлены магнетит-эгириновой разновидностью.

Наибольшим идиоморфизмом во всех этих породах обладают плагиоклаз, микроклин-пертит, авгит, несколько меньшим — микроклин, кварц, а в нефелиновых сиенитах — нефелин. Эгирин, эгирин-авгит, феррогастингсит, катафорит, арфведсонит, лепидомелан развиваются в интерстициях между лейкократовыми минералами. В участках развития постмагматических процессов, особенно в эндоконтактных зонах, происходит перекристаллизация кварца, полевых шпатов и темноцветных минералов с образованием неравномернозернистых, пойкилобластовых агрегатов. В некоторых из них присутствует множество включений новообразованных акцессорных минералов.

Полевые шпаты встречаются как во вкрапленниках — микроклин-пертит и плагиоклаз, так и в основной массе породы. Для подавляющего большинства пород характерны двуполевошпатовые парагенезисы с одновременной и с отдельной кристаллиза-

цией плагиоклаза и калишпата. Состав плагиоклаза в разных породах меняется от андезина до чистого альбита. Микроклин имеет варьирующие оптические свойства ($2V = -72 + 80^\circ$); в щелочных гранитах массива Гремяха-Вырмес отмечено присутствие ортоклаза. Плагиоклазы по значениям $\Delta 2\theta_{131-1\bar{3}1}$ и $\Delta d_{131-1\bar{3}1}$ относятся к наиболее упорядоченным, а микроклины имеют максимальную триклинность (0,92—1,0).

По полевым шпатам устанавливается двухэтапность и длительность кристаллизации пород. По геотермометру Т. Барта для интрателлурического этапа устанавливается температура 770—740°, а для полной кристаллизации пород — находится в интервале 400—500°С.

Кварц в породах образует выделения с округлыми или неровными очертаниями. Выделение его происходило на всех стадиях кристаллизации магмы вплоть до самых поздних и завершалось в постмагматическую стадию (участки окварцевания, кварцевые жилы).

Нефелин в нефелиновых сиенитах замещается либнеритом, натролитом и канкринитом. По своим параметрам он близок нефелину пород плутонической фации. По соотношению нефелинового, кальсилитового и кварцевого миналов в нефелине анализированных образцов температура их образования определена в 450°, что отвечает окончанию становления нефелиновых сиенитов.

Пироксены по составу меняются от авгита к эгирин-авгиту и эгирину. В щелочных габброидах пироксен представлен натриевым авгитом.

Амфиболы также имеют переменный состав. Наиболее распространены феррогастингсит и арфведсонит, в качестве второстепенных встречается гастингсит, катафорит, рибекит, кроссит.

Важным минералом в некоторых щелочных гранитах комплекса является энigmatит, который в шлифах красно-бурый с отчетливым плеохроизмом ($cNg = 40-50^\circ$; $2V = 40^\circ$; $Ng = 1,850-1,880$; $Np = 1,790-1,810$).

Биотит определяется как лепидомелан.

Акцессорная минералогия пород комплекса весьма своеобразна (табл. 20). Кроме постоянно присутствующих во всех породах циркона, ильменита, магнетита, апатита, а также типоморфного флюорита для отдельных разновидностей щелочных гранитов, особенно эгирин-арфведсонитовых и нефелинсодержащих пород, характерна специфическая минерализация, свидетельствующая о геохимической специализации родоначальной магмы.

Детальное описание акцессорных минералов содержится в работах И. В. Белькова [11], И. А. Бергмана, Н. И. Плетневой [12].

Петрохимическая характеристика пород комплекса, включая и отдельные разновидности, дана в табл. 21. По петрохимическим особенностям граниты с феррогастингситом, лепидомеланом и авгитом отличаются наиболее низкой щелочностью. При увеличении щелочности ассоциации цветных минералов сменяется арфведсо-

Таблица 20

Количественно-минералогический состав пород комплекса щелочных гранитов
Кольского полуострова (главные минералы— вес. %), по [6, 7]

Породы	Кварц	Плагио- клаз	Микро- клин	Нефе- лин	Эгирин	Арф- вед- сонит	Лепи- до- мелан	Ферро- гастин- гсит	Второ- степенные минералы	Акцессорные минералы *
Щелочные граниты: а) эгирин-арфведсонитовые	27—40	28—33 (Ab)	26—29	—	0,3—0,6 (Eg—avg)	0,1—8,0	0—2,0		Энигматит, катафорит	Ксенотим, торит, фергуссо- нит, пирохлор, эвксенит, мона- цит, астробиллит, шпинель, брилолит, сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит, гале- нит, молибденит, сфалерит)
б) лепидомелан-феррогаст- ингситовые	29—37	30—34 (Ab, Ab—Olg)	20—29	—	до 1,0 (Eg—avg)		1,0—9,0	0,4—7,0	Авгит Di-авгит	Чевкинит, монацит, астро- филлит, рутил, лейкоксен, ор- тит, эпидот, сульфиды (пирит, молибденит)
Гранодиориты авгит-лепидо- мелановые	25	42 (Ab—Olg, And)	14	—			12	1,0	Авгит	Чевкинит, монацит, гранат, ортит, эпидот, пирит
Кварцевые сиениты и грано- сиениты	5—22	40—47 (Ab—Olg)	30	—	0,4—4,0 (Eg—avg)		2,0—3,0	2,0—11	Кроссит, рибекит	Монацит, чевкинит, пирит
Щелочные сиениты	—	47 Ab	28	—			16	7	Кальцит 1,0—2,0	Пирохлор, ортит
Пуласкиты, лаурвикиты, лаурдалиты	—	70 (Ab, Ab—Olg)	9—10	2—3			14	2—3	Кальцит 2,0—3,0	Монацит, торит, брилолит, гранат, ортит, эпидот, халько- пирит, халькозин, малахит
Нефелиновые сиениты (миа- скиты)	—	32	25	19	11		9	3		Брилолит, пирохлор, гале- нит, кальцит

* Во всех породах кроме того присутствуют: циркон, апатит, флюорит, ильменит, магнетит.

Таблица 21

Средние химические составы главных разновидностей пород комплекса щелочных гранитов — сиенитов Кольского полуострова

Порода		Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Граниты	Магнетит-эгириновые	7	74,29	0,44	9,81	4,47	1,74	0,07	0,12	0,40	3,27	4,41
	Арфведсонит-эгириновые	7	75,97	0,29	10,22	2,54	0,96	0,04	0,04	0,30	3,98	4,84
	Эгирин-арфведсонитовые	14	74,12	0,28	11,59	1,79	1,88	0,06	0,05	0,45	4,24	4,79
	Эгирин-арфведсонитовые с энigmatитом	10	73,32	0,40	11,48	1,91	2,58	0,07	0,11	0,59	4,34	4,76
	Энigmatит-эгирин-арфведсонитовые	4	71,76	0,44	12,19	1,85	3,17	0,08	0,07	0,75	4,60	4,86
	Лепидомелановые с эгирином и арфведсонитом	6	75,45	0,16	11,29	2,70	1,16	0,06	0,05	0,17	3,51	4,62
	Лепидомелан-феррогастингситовые (порфириовидные)	4	69,59	0,71	12,79	1,66	3,98	0,09	0,43	2,39	3,39	4,22
	Лепидомелан-феррогастингситовые (гнейсовидные)	5	70,44	0,50	12,34	3,20	2,50	0,11	0,26	1,64	3,39	4,61
	Лепидомелановые с феррогастингситом	4	75,38	0,31	11,91	0,76	1,59	0,04	0,25	0,61	3,48	4,69
Авгит-лепидомелановые гранодиориты	4	68,02	0,72	14,56	1,89	2,25	0,06	1,21	2,81	3,88	3,55	
Грано-сиениты	Альбитовые	4	69,49	0,18	16,12	1,50	0,75	0,01	0,53	0,90	9,14	1,47
	Эгирин-арфведсонитовые	1	69,90	0,42	12,33	2,39	3,34	0,11	0,22	1,02	5,14	4,38
	Лепидомелан-феррогастингситовые	1	69,62	0,47	13,24	2,24	3,00	0,08	0,16	1,40	4,16	5,32
Сиениты	Кварцевые	1	61,97	0,52	16,45	1,22	5,60	0,17	0,30	2,66	5,13	5,42
	Щелочные	3	57,15	0,40	17,34	3,02	5,23	0,25	0,34	2,60	5,76	5,88
	Нефелинсодержащие	3	56,48	0,51	19,09	2,03	4,56	0,17	1,16	3,51	7,58	2,74
	Нефелиновые	7	55,80	0,16	19,34	4,46	2,42	0,18	0,11	1,68	8,92	5,35

нитом, энigmatитом и эгирином. Для появления парагенезиса с преобладанием эгирина решающую роль играет увеличение окисленности железа. Различные парагенезисы характеризуют разнотипные фации гранитоидов. Глубинность становления пород комплекса определена в интервале от 15 до 5 км [6].

Исходный состав магмы, давшей все разнообразие щелочных гранитоидов, предполагается близким составу авгит-лепидомелановых гранодиоритов или «дацита со щелочной тенденцией». Главным фактором эволюции гранодиоритовой магмы явилась кристаллизационная дифференциация. Наиболее благоприятной обстановкой для полной реализации процессов кристаллизационной дифференциации в промежуточных очагах с образованием агпантовых щелочных гранитов являются условия длительного тектонического покоя.

Оценка pT -условий становления щелочных гранитов по диаграмме М. И. Дубровского [54] позволяет считать, что в последовательном ряду дифференциации от магм авгит-лепидомелановых гранодиоритов к лепидомелан-феррогастингситовым гранитам, эгирин-арфведсонитовым гранитам и жильным лепидомелановым гранитам происходило снижение давления от 5 до 1,5 кбар и температуры от 900 до 700°, а затем при полной кристаллизации — до 400—500°С, причем осуществлялся переход от первоначально «сухих» магм к магмам, полностью насыщенным водой* в завершающей стадии формирования комплекса.

Петрохимические и геохимические данные (высокая железистость, относительное обогащение цирконием, ниобием, танталом, редкими землями, фтором) позволяют принять гипотезу подкорового, мантийного происхождения родоначальных гранодиоритовых магм за счет их отделения от толентовых базальтов [6]*.

Геохимические особенности пород, как известно, отражают процессы образования исходных магм и их последующую эволюцию. В комплексе щелочных гранитов в распределении элементов среди отдельных разновидностей пород наблюдается определенная закономерность. От авгит-лепидомелановых к лепидомелан-феррогастингситовым и эгирин-арфведсонитовым гранитам про-

* Существование многокомпонентного силикатного расплава в указанных последних термодинамических параметрах мало вероятно и, по-видимому, речь может идти не о «магмах, полностью насыщенным водой», а скорее о постмагматических гидротермальных растворах, обуславливающих в широких масштабах характерный для данного комплекса щелочной метасоматоз как самих гранитов, так и пород рамы. — *Прим. ред.*

** Нам представляется маловероятной гипотеза автора о ликвации толентовой магмы в мантийном магматическом очаге с образованием расплава близкого к «трахидацитовому» составу, который затем путем кристаллизационной дифференциации в пределах магматической колонны мог породить породы комплекса щелочных гранитов — нефелиновых сиенитов. Согласно экспериментальным данным [144], мантийным источником кислого расплава повышенной щелочности может быть только кварцевый эклогит (плавление при $p=25$ кбар) или, как один из возможных гипотетических вариантов, выплавка обогащенной щелочами кислой силикатной жидкости может осуществляться в субстрате «диорит-габбронортозитового» состава (при $p=10$ кбар). — *Прим. ред.*

исходит увеличение содержания Cs, Ta, TR, J, Zr, Nb, Pb, Zn, Sn, Ni, Ga и уменьшение содержания Sr, Ba, V, Cu, Co, Cr. Эта тенденция проявлена также и в вертикальном разрезе дифференцированных пластообразных интрузивных тел. Накопление циркония, редкоземельных элементов, тантала, ниобия в наиболее поздних дифференциатах является отличительной геохимической особенностью щелочных гранитоидов и выражается в появлении в эндоконтактных метасоматически измененных гранитах редких аксессуарных минералов.

ЩЕЛОЧНО-ГРАНИТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮЖНОГО КРАЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Южная граница Сибирской платформы обрамляется мощными зонами глубинных разломов: Станового, систем разломов Байкальской горной области и разломов, формирующих впадину оз. Байкал, долину р. Иркута, Главного Саянского разлома. Эти зоны разломов образуют краевой «шов» платформы архейского или раннепротерозойского заложения, впоследствии неоднократно активизировавшиеся [28].

В пределах южного края платформы щелочные породы дорифейского возраста представлены образованиями раннепротерозойского ничатского «комплекса» гранитов и щелочных (эгириновых) гранитов и среднепротерозойского улканского комплекса щелочных гранитоидов*.

Характерной особенностью пространственной локализации всех этих щелочных пород является их приуроченность к геосинклинальным трогам, особенно к их устьевым частям с размещением в узлах пересечений главных, формирующих троговую структуру, разломов и поперечных, второстепенных, опирающих главные.

Ничатский интрузивный «комплекс» гранитов и щелочных гранитов впервые выделен в 1965 г. Л. Б. Белоножкой и Г. Б. Гиммельфарбом в бассейне оз. Ничатка в Олекмо-Витимской горной стране в объеме трех фаз: I — пегматоидные аляскитовые и двуслюдяные граниты, гнейсо-граниты; II — лейкократовые порфиробластические биотитовые граносиениты, гранодиориты, миароловые граниты; III — щелочные (эгириновые) граниты. Гранитоиды II фазы слагают крупный (в сотни кв. км) Ничатский массив. Граниты I фазы — это мигматизирующий материал во вмещающих массив породах. Щелочные граниты III фазы образуют мелкие (первые кв. км) тела и распо-

* По мнению автора очерка, к ассоциациям щелочных пород периода ранней активизации фундамента Сибирской платформы принадлежит еще катугинский комплекс щелочных полевошпатовых метасоматитов, которые минералогически и геохимически близки к редкометальным щелочным гранитам биотит-амфиболового и амфибол-эгиринового с арфведсонитом состава. Однако генетически эти образования, по общепринятому мнению, включая и автора [5], не принадлежат к магматическим и, следовательно, характеристика катугинского комплекса щелочных метасоматитов в данной работе опущена. — *Прим. ред.*

лагаются в зоне глубинных разрывов западного края Алданского щита. Представления Л. Б. Белоножки и Г. Б. Гимельфарба об объеме комплекса не общеприняты. Другие исследователи породы I фазы, например, не выделяют из состава метаморфических образований, а граниты II и III фаз относят к чуйско-кодарскому комплексу раннепротерозойского возраста.

Граниты I и II фаз вместе с метаморфическими образованиями протерозоя в зонах разломов зеленосланцево диафторированы. В щелочных гранитах III фазы явления диафтореза не отмечаются*.

Граниты изучены еще недостаточно. Детально обследован лишь один из массивов щелочных гранитов — Мельчикитский (Тарынский), изучавшийся автором [5], Г. Н. Баженовой, Л. Б. Белоножкой, А. А. Ганзеевым, А. Н. Леонтьевым, Ю. В. Быковым и И. Б. Орловым.

Этот массив площадью 3 км² обладает сложной линзообразной формой с многочисленными апофизами, с ксенолитами вмещающих пород. Он круто падает на юго-восток, вскрыт эрозией на 500 м и приурочен к одному из разломов, ограничивающих с запада Алданский щит. Ориентировка трещин отдельности в массиве и залегание даек апофиз позволяют предполагать для него строение интрузивов центрального типа.

Массив сложен гранитами эндоконтактовой, центральной и промежуточной фаций. Эндоконтактовая фация (она же и фация перимагматических даек — апофиз) представлена светлыми гранит-аплитами, часто трахитондными, с редкими гломеропорфировыми кварц-микроклиновыми и кварц-альбит-микроклиновыми выделениями. Акцессорные и второстепенные минералы аплитов — это диопсид-авгит, эгирин, сфен, апатит, циркон, шорломит, магнетит. Граниты центральной фации — порфировидные мезократовые крупнозернистые эгириновые. Для них характерен идноморфный кварц с включениями в нем по зонам роста альбита. В интерстициях между зернами кварца присутствует мелкозернистый альбит-эгирин-микроклиновый агрегат с акцессорными сфеном, ильменитом и кальцитом. Граниты этой фации слагают узкий, видимо, тектонический клин среди гранитов промежуточной фации. Последние составляют большую часть массива. Это лейкократовые гранит-порфиры с сахаровидной основной массой, то рвущие, то постепенно переходящие в аплиты эндоконтакта. Они сложены дипирамидально призматическими вкрапленниками кварца (0,2—1 см), слабоамазонитизированным микроклином, эгирином и существенно альбитовой основной массой. Характерные акцессорные и второстепенные минералы — это рибекит-арфведсонит, сфен.

* Из характеристик следует, что к формации щелочных гранитондов могут принадлежать лишь породы так называемой III фазы. Они и описываются ниже. — *Прим. ред.*

В породах массива встречаются мелкие миаролы, шпирь пегматонидных пород, слабоассимилированные ксенолиты вмещающих гнейсов, сланцев, гранито-гнейсов.

Гранит-порфиры повсеместно альбитизированы и окварцованы. Поздний альбит замещает ранний и все другие минералы, с ним ассоциируют мизерит, эгирин II, а также, видимо, и обнаруженный А. А. Гензеевым стронцианит. Кварц II образуется позже альбита II. Породы расщелены сантиметровыми жилками кварц-шорломитового, кварц-сульфидно-актинолитового, кварц-кальцитового (с микроклином) состава и включают единичные альбит-кальцит-кварцевые обособления (кв. м) с аксессуарными пироксеном, апатитом, которые Л. Б. Белоножкой относит к магматическим, а автор — к гидротермальным образованиям.

Гранитоиды массива умеренно кислые, насыщенные глиноземом, щелочные, с повышенным содержанием Са, Mg, Na, с пониженным количеством Fe. Средний состав гранитов (по 15 анализам проб автора) (в вес. %) следующий: SiO_2 — 74,0; TiO_2 — 0,2; Al_2O_3 — 14,8; Fe_2O_3 — 0,5; FeO — 0,55; MnO — 0,02; MgO — 0,3; CaO — 0,9; Na_2O — 4,44; K_2O — 4,4. Из примесей для них характерны Nb, TR, Tl, Pb, Zn, Zr, Sr, Ba, причем содержания Ba и Sr на несколько порядков выше кларковых для гранитов.

По особенностям состава, небольшой глубине формирования, внутреннему строению, характеру постмагматических изменений массив сходен, с одной стороны, с массивами литиево-фтористых апогранитов, а с другой — с массивами центрального типа «пестрого» состава.

Абсолютный возраст гранитов I и II фаз «комплекса» определен по валовым пробам и биотиту K-Ar методом в лабораториях ВАГТа и ВИМСа в 1800—1975 млн. лет, отдельные определения дают 200 млн. лет. Такие же цифры характеризуют и возраст щелочных гранитов Тарынского массива [10]. Л. Б. Белоножкой и Г. Б. Гиммельфарб считают, что цифры в 200 млн. лет датируют возраст мезозойской активизации разломов западного края Алданского щита. Однако существует мнение, что щелочные граниты Тарынского и других массивов «комплекса», не затронутые процессами диафореза, могут и сами оказаться мезозойскими.

Улканский комплекс щелочных гранитоидов впервые выделен Н. Д. Зленко и Н. С. Шпак в 1961 г. на юго-востоке Алданского щита. Гранитоиды комплекса слагают массив, располагающийся среди среднепротерозойских отложений элгетейской свиты в Улканском шовном геосинклинальном трого.

Характеристика массива приводится у Ю. Н. Гамалея [28, 29] и И. Н. Егорова [58]. Форма массива в плане широтно вытянутая, овальная. Массив залечивает один из второстепенных разломов Главного Станового разлома и вытянут вдоль него на 30—35 км при ширине 18—20 км. Вмещающие массив породы — кварцевые порфиры, фельзиты, их туфы, в подчиненном количестве диабазы и аркозы элгетейской свиты и архейские гнейсы и кристаллические сланцы.

Массив сложен гранитоидами двух фаз: I — щелочными гас-тингситовыми сиенитами, сиенит-диоритами, кварцевыми сиени-тами и II — биотитовыми, лейкократовыми, а также амфиболо-выми гранитами. В массиве содержится большое количество ксе-нолитов вмещающих вулканитов разной формы и размеров.

Сиенит-диориты и амфиболовые граниты представляют собой эндоконтактные фации гранитоидов, соответственно, I и II фаз. Жильная фация пород II фазы — это биотит-микроклиновые пег-матиты; дополнительная интрузия II фазы — порфиroidные гранит-аплиты, образующие пологое плитообразное тело $5 \times 0,1$ км в гранитах II фазы.

Абсолютный возраст пород массива, определенный разными методами по минералам и валовым пробам, колеблется от 1920 до 200 млн. лет. Значения 200 млн. лет и близкие к ним большин-ством исследователей считаются омоложенными, в связи с мезо-зойской активизацией платформы.

Вдоль ослабленных зон повышенной трещиноватости в поро-дах массива развиты процессы многоэтапного постмагматическо-го метасоматоза: микроклинизация, рибекитизация, альбитизация, эгиринизация, грейзенизация, поздняя микроклинизация, биоти-тизация, хлоритизация. Как результат проявления этих процес-сов, среди пород массива наблюдаются соответственно тела квар-цевых микроклинитов и рибекит-альбитовых апосиенитов и апо-гранитов с частичным, реже с полным замещением рибекита эги-рином, а также магнетит-кварцевые, биотит-кварц-мусковитовые, гематит-кварцевые и магнетит-кварц-сульфидные, кварц-хлорито-вые жилы. Тела кварцевых микроклинитов содержат акцессорный циркон, тела рибекит-альбитовых и рибекит-альбит-эгириновых апосиенитов и апогранитов — акцессорные циркон, астрофиллит, пироксен, ильменит, а жилы метасоматитов — акцессорные цир-кон, флюорит, касситерит, сфалерит, флогопит, родонит, сиде-рит, халькопирит, галенит, молибденит, астрофиллит и некоторые другие минералы.

По своему химическому и минерально-петрографическому со-ставу, набору и содержанию элементов примесей альбит-рибеки-товые с эгирином метасоматиты Улканского массива сходны с метасоматитами катугинского комплекса. Абсолютный возраст этих метасоматитов идентичен возрасту вмещающих их улканских гранитов.

Кроме охарактеризованного массива в состав улканского комп-лекса входят еще ряд интрузий — Угайская, Быстринская и др., которые формировались в том же временном интервале. Посколь-ку все они подобны по вещественному составу, мы опускаем их отдельное описание.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В щелочно-гранитоидные комплексы раннего докембрия включаются очень разнообразные по составу породы с щелочны-ми темноцветными минералами. Такие породы приурочены к зонам

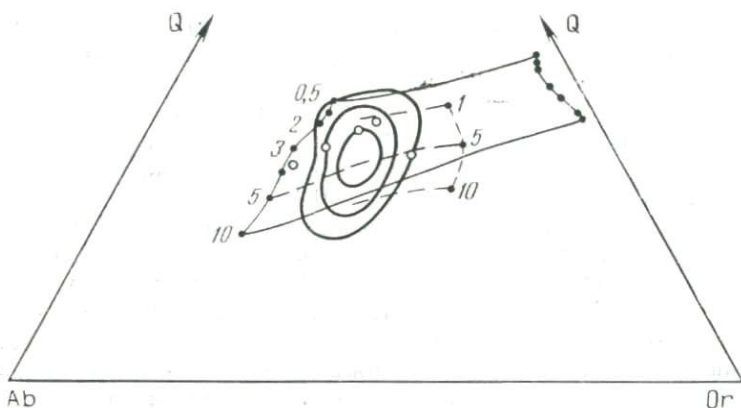
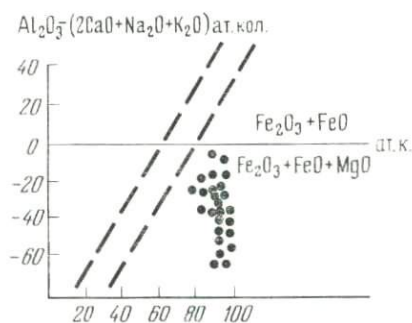


Рис. 35. Изоденсы 95, 75 и 50% анализов состава комплекса щелочных гранитов Кольского полуострова на диаграмме Q—Ab—Or по [117].

Тонкими линиями ограничена область котектических и эвтектических расплавов при $p_{H_2O} = p_{об}$ от 0,5 до 10 кбар; пунктиром намечена область инициальных расплавов в условиях меняющихся отношений $p_{H_2O}/p_{об}$ в интервале 1—10 кбар; мелкие кружочки — точки M — составы расплавов-минимумов при $p_{H_2O} = p_{об} = 0,5; 1,0; 2,0$ и 3 кбар

Рис. 36. Состав комплекса щелочных гранитов на диаграмме В. А. Кутюлина



глубинных разломов, нередко датируются цифрами в 1800—1950 млн. лет и имеют своих формационных аналогов среди орогенных и платформенных образований зон активизации неогей.

Многие из щелочных пород этих комплексов являются интрузивно-магматогенными породами разных фаз и фаций кристаллизации. Магматические процессы сопровождалась автотметасоматозом и региональным метасоматозом вмещающих пород с широко проявленными процессами постмагматической минерализации.

В хорошо изученных магматических щелочных гранитоидах Кольского полуострова устанавливается, что 80% площади массивов сложено щелочными гранитами с арфведсонитом и эгирином, а около 20% — гранитами, граносиенитами и гранодиоритами с лепидомеланом, феррогастингситом и авгитом. Это дает основание корректно рассчитать состав комплекса и попытаться проанализировать его на петрогенетической диаграмме (рис. 35).

Здесь видно, что вся ассоциация этих магматогенных пород отвечает составам щелочных гранитов минимума системы Q—Ab—Or или (и) анхизвтектическим щелочным гранитам. При этом максимум пород ассоциации соответствует $p_{H_2O} = p_{общ}$ более 3 кбар. Это отвечает наличию в неизмененных магматогенных щелочных гранитах двух самостоятельных полевошпатовых фаз (плагно-

клаза — альбита и калиевого полевого шпата) и объясняет обилие постмагматических явлений, связанных со становлением интрузивных массивов.

Если же считать, что во время кристаллизации расплав не был водонасыщенным, то из диаграммы можно полагать, что в процессе кристаллизации отношение $p_{H_2O}/p_{общ}$ существенно не менялось и составляло величину порядка 0,4—0,5.

Важной характеристикой является также постоянно высокое во всех породах отношение железистости к глиноземистости. Это специально подчеркивается и И. Д. Батиевой [6] и показано диаграммой В. А. Кутолина (рис. 36), свидетельствующей о том, что формирование пород комплекса в процессе кристаллизационной дифференциации не сопровождалось существенным изменением общей железистости естественного ряда магм-пород.

ГЛАВА IV

ФОРМАЦИИ СУБПЛАТФОРМЕННОЙ СТАДИИ

Ассоциация гранитоидов «пестрого» состава

ВВЕДЕНИЕ

В конце орогенной — начале субплатформенной стадий этапа стабилизации древних платформ на рубеже 1800—1600 млн. лет возникают щелочноземельные гранитоиды повышенной щелочности широкого петрографического диапазона, слагающие небольшие гипабиссальные многофазные интрузии. Наибольшим распространением среди них пользуются порфириовидные граниты с вкрапленниками калневого полевого шпата нередко рапакивиоподобной текстуры, встречаются породы гранодиоритового, диорит-сиенитового, граносиенитового состава с различным количеством цветных минералов — биотита, реже субщелочной роговой обманки и специфическим набором аксессуариев. Общей характерной чертой всей этой группы гранитоидов является близость геологических условий формирования — приуроченность к системам разломов в жестких консолидированных структурах и независимость внутреннего строения от структуры вмещающих пород и возраста последних. Например, на Кольском полуострове (см. рис. 6) прямолинейная цепочка интрузивов порфириовидных гранитоидов субплатформенного типа пересекает архейскую, среднепротерозойскую и нижнепротерозойскую структурно-фациальные зоны с соответствующими комплексами метаморфических, осадочных и вулканических пород.

При залегании среди нижнепротерозойских осадков и вулканитов последние достаточно четко отбивают нижнюю возрастную границу гранитоидов, что касается верхней — до сих пор ни в одном случае не было обнаружено перекрытия интрузий дорифейскими осадками. Это обстоятельство и сопряженность — структурная и отчасти пространственная с формациями орогенного характера, а также отсутствие признаков наложения процессов регионально-метаморфического минералообразования, наконец, радиохронометрические данные — все эти вместе взятые критерии дают основания считать данную группу гранитоидов формационно единой. Однако до настоящего времени не проводилось целенаправленных исследований в формационном аспекте этих гранитоидов в пределах таких крупных раннедокембрийских платформенных структур, как Восточно-Европейская, Сибирская и другие древние платформы. При изучении отдельных комплексов пород в том или другом отдельно взятом регионе возникают существенные разногласия в отношении их формационной принадлежности, и поэто-

му сегодня в нашем распоряжении нет необходимых данных для описания гранитоидов пестрого состава иначе, чем на уровне ассоциации магматических пород с неустановленными соотношениями вещественно разных, но несомненно близких по условиям формирования и местонахождению в эволюции магматических формаций.

В европейской части СССР к этой ассоциации относятся многочисленные небольшие и среднего размера интрузии гранитоидов, известные на Кольском полуострове (лицко-арагубский комплекс), в Прибалтике (Карымааский, Изэемский, Эредаский и другие массивы порфиroidных гранитов), на Воронежском поднятии (гранитоиды комплексов, выделяемых под разными названиями — бобровский, ольховский, лискинский, атаманский, павловский), на Украинском щите — в Приазовье (порфиroidные микроклиновые граниты Каменной Могилы и Екатериновки). В Восточной Сибири к подобным гранитоидам относятся саянский комплекс плагиомикроклиновых гранитов, гранодиоритов, граносиенитов в Восточном Саяне [131], кодари-удоканский, витимский и чуйский комплексы гранитов, граносиенитов, гранодиоритов в Забайкалье [131], чумльманский, джелтулакский, бурпалинский комплексы разнообразных гранитоидов мелких интрузий Станового поднятия [35]. Возможно сюда же относятся гранитоиды гранит-гранофировой формации ирельского комплекса, описанные выше М. М. Мануйловой (см. с. 107) в качестве комагматических с липаритовыми вулканитами акитканской серии. Следует, однако, заметить, что вопрос о формационной типизации всех многочисленных вещественно разнообразных гранитоидов этого региона, включая сюда и рапакиви Приморского хребта в Западном Прибайкалье, в целом еще не проработан и существующие оценки во многом дискуссионны.

Уместно подчеркнуть, что вещественно и структурно похожие гранитоиды пестрого состава широко известны и среди магматических пород, завершающих формирование разновозрастных складчатых областей неогей. Иначе говоря, они не представляют собой специфических, характерных только для раннего докембрия магматогенных образований, а являются, с одной стороны, завершающими собственно гранитоидный магматизм, сопровождавший становление древних докембрийских платформ в протегее, а с другой, — эти гранитоиды как бы начинают развитие магматизма в стабилизирующихся структурах неогей.

ЛИЦКО-АРАГУБСКИЙ ДИОРИТ-ГРАНИТНЫЙ КОМПЛЕКС

Комплекс включает семь массивов, расположенных в зоне разломов, протянувшейся в северо-западной части Кольского полуострова почти на 100 км — от истоков р. Большой Западной Лицы до Арагубы Баренцева моря (см. рис. 6). Общая площадь массивов около 900 км².

Порфиroidные граниты комплекса впервые были описаны А. А. Полкановым [115], выделившим их под названием «лица-, поррьяс- и ара-гранитов» в посткарельскую группу трещинных гранитных интрузий. В последующие годы подтвердилось представление об одновозрастности, геологической, вещественной и генетической тождественности этих гранитных массивов, объединяемых в единый магматический комплекс, называемый различно: «лицким комплексом» [62], «формацией субплатформенных гипабиссальных гранитов» [23] или «формацией порфиroidных гранитов и рапакиви-гранитов» [7].

Изучение этих гранитов позволило А. Н. Виноградову [23] и В. В. Жданову и др. [62] сделать вывод о гомодромной направленности эволюции их состава и рассматривать граниты как продукты кристаллизации палингенной магмы. Р. З. Левковский [89] отнес рассматриваемые порфиroidные граниты к типу рапакиви. По его мнению, все массивы представляют собой полицентральные субвулканы, сформированные в 3—4 этапа плутонизма, на каждом из которых происходило многократное внедрение базальтоидной магмы по кольцевым и коническим разломам. Постмагматическая переработка под воздействием ювенильных растворов приводила к преобразованию базитов в породы гранитного состава с сохранением при этом первоначальной формы интрузивных тел. Все наблюдаемые в настоящее время породы, за исключением диабазов и палингенных гранитов, являются, по мнению Р. З. Левковского, ортометасоматитами.

Авторами в составе комплекса выделяется 5 интрузивных фаз: 1) кварцевые диориты и монцодиориты с сопровождающей их жильной серией диоритовых порфиритов и лампрофиров; 2) порфиroidные микроклин-плагноклазовые граниты и гранодиориты главной фазы (с приконтактовыми фаціальными разновидностями типа кварцевых монцонитов, монцонитов, граносиенитов, плагиоаплитов и тоналитов); 3) мелкопорфиroidные микроклин-плагноклазовые граниты (как их контаминированные аналоги в Урагубском массиве развиты гранодиориты); 4) мелкозернистые граниты, включая лейкократовые граниты, аплиты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры и пегматиты — жильная серия гранитных интрузий; 5) крупнозернистые граносиениты и кварцевые монцониты — фаза дополнительных интрузий.

Пояс гранитных интрузий лицо-арагубского комплекса приурочен к Юовоайско-Урагубскому глубинному разлому и пересекает вкрест простирания две крупнейшие структуры северной окраины Кольско-Норвежской зоны — Кольский мегасинклинорий и Мурманский блок, сложенный архейскими гнейсовидными плагиогранитами с реликтами древнейших супракрустальных образований. В строении Кольского мегасинклинория принимают участие породы кольской, тундровой и печенгской серий. Образование гранитов лицо-арагубского комплекса совпадает с заключительным этапом развития среднепротерозойской Печенгской структурной зоны, что подтверждается датировкой возраста гранитов изохрон-

ными методами Rb-Sr 1755 ± 25 млн. лет и Pb-Pb 1845 ± 50 млн. лет [130] и K-Ar методом по слюдам 1750 ± 50 млн. лет [26].

Породами комплекса сложены массивы: Лицкий, Лебяжинский, Нильяврский, Портлубольский, Большой Урагубский, Арагубский и Малый Арагубский (см. рис. 6), отделенные друг от друга гнейсовыми перемычками, в пределах которых вмещающие породы интенсивно инъецированы жильными производными этих же гранитов. Наиболее крупным массивом является Лицкий.

Все массивы многофазны, образованию гранитов предшествовало внедрение небольших интрузий кварцевых диоритов и даек жильных пород диоритовой группы (I фаза). При внедрении гранитов II (главной) интрузивной фазы тела диоритов были раздроблены и частично уничтожены, сохранившись лишь в виде останцов среди гранитов. Количество останцов возрастает от Лицкого массива к Арагубскому, где ими сложено около 6% площади. Во всех массивах, кроме Малого Арагубского, наибольшую площадь занимают крупнопорфировидные граниты или гранодиориты массивной или трахитоидной текстуры, дополняемой в меланократовых разновидностях гнейсовидностью. Около контактов с контрастными по составу породами порфировидные граниты и гранодиориты переходят в монцитониты, граносиениты, тоналиты и плагиограниты или преобразуются в контаминированные меланократовые кварцевые монцитониты со структурой типа выборгита.

Вслед за крупнопорфировидными гранитами и гранодиоритами главной фазы внедрялись мелкопорфировидные граниты (III фаза). В Лицком массиве ими сложено изометричное в плане тело площадью около 250 км^2 , в остальных массивах мелкопорфировидные граниты образуют наиболее ранние тела жильной серии. Завершается интрузивная деятельность в большинстве массивов появлением жил лейкократовых мелкозернистых гранитов и пегматитов (IV фаза). Наибольшее количество жильных гранитов и максимальные размеры их тел отмечены в Нильяврском массиве и примыкающем к нему «Вильяврском жильном поле», а также в юго-западной части Лицкого массива на участке провеса кровли интрузии. В Большом Урагубском массиве магматическая деятельность завершается внедрением штока крупнозернистых граносиенитов и кварцевых монцитонитов (V фаза). Аналогичные по составу породы в виде маломощных даек, секущих граниты главной фазы, отмечены в Арагубском массиве, а северо-восточнее его ими сложена небольшая трещинная интрузия — Малый Арагубский массив площадью 5 км^2 .

Постмагматические аутометасоматические и пневматолит-гидротермальные преобразования во всех массивах проявлены слабо. Отчетливо выделяются два типа процессов — грейзенизация и кварц-микроклиновое замещение. Грейзенизация наиболее интенсивно развита в пределах Вильяврского жильного поля, где приводит иногда к образованию кварц-топаз-мусковитовых околотрещинных грейзенов. Кварц-микроклиновое замещение катаклазированных гранитов главной фазы, сопровождающееся флюорити-

зацией и флюорит-сульфидной минерализацией, активно проявлено в Большом Урагубском массиве.

Взаимодействие гранитов с вмещающими породами и ксенолитами разнообразно. В контактах с массивными породами и в конкордантных участках контакта с гнейсами наблюдаются оторочки лейкократовых гранитов, а в экзоконтакте слабо проявлена микроклинизация или биотитизация. Взаимодействие с основными породами приводит к образованию контаминированных гранитоидов граносиенитового или монцонитового состава, а в экзоконтакте возникают метасоматические порфиробластические породы состава кварцевого монцонита — кварцевого монцодиорита по диоритам и амфиболсодержащим гнейсам или порфиробластические граниты и гранодиориты по биотитовым гнейсам, причем ширина ореола метасоматически измененных пород у наиболее крупного Лицкого массива достигает 2 км, а у остальных массивов измеряется первыми метрами или десятками метров.

Среди пород личко-арагубского комплекса выделяются две контрастные группы — преобладающие в комплексе граниты и связанные с ними переходами гранодиориты, кварцевые диориты и монцодиориты. Измененные процессами контактового взаимодействия граниты и кварцевые диориты образуют третью группу пород, состав которых не является промежуточным между двумя первыми, а отклоняется в сторону пород, обедненных кварцем — кварцевых монцодиоритов, монцонитов, граносиенитов.

Кварцевые диориты и монцодиориты I интрузивной фазы — массивные, однородные, мелко- и среднезернистые породы. В их минеральном и химическом составе отмечаются вариации от меланократовых разновидностей, содержащих до 50% темноцветных минералов, до относительно лейкократовых пород с 15—20% темноцветных минералов. Структура кварцевых диоритов равномернозернистая, гипидиоморфнозернистая или призматическизернистая. По взаимоотношению минералов в шлифах устанавливается следующая последовательность их выделения: плагиоклаз (Ap_{30-34}), амфибол, биотит I, магнетит, ильменит, циркон → плагиоклаз (Ap_{34-27}), биотит II, сфен, апатит I → ортоклаз, кварц, апатит II, биотит III → апатит III, флюорит, эпидот, сульфиды → актинолит, хлорит, серицит, лимонит.

Диоритовые порфириты и лампрофиры по качественному минеральному составу не отличаются от кварцевых диоритов, но существенно обогащены минералами железа, титана и фосфора. Минеральный состав и структурные особенности пород очень непостоянны. Преобладают диоритовые порфириты. Структуры порфиоровые с различной зернистостью основной массы; изредка встречаются афировые тонкозернистые лампрофиры, в которых сочетаются черты трахитовой, бостонитовой и пойкилитовой структур. Порфиоровые вкрапленники плагиоклаза (Ap_{30-38}) имеют форму резко удлинённых идиоморфных таблиц размером от 2—3 до 5—10 мм. Сходство главных минералов и одинаковый набор аксессуарных минералов позволяют считать диорит-порфириты

асхистовыми жильными разновидностями кварцевых диоритов и монцодиоритов I интрузивной фазы.

Порфиroidные граниты и гранодиориты II (главной) интрузивной фазы представляют собой крупнозернистые неравномернозернистые породы порфиroidной структуры с гипидиоморфнозернистой, гломерозернистой, местами бластогранитной структурой основной массы. Их состав следующий: кварц 31—23%, плагиоклаз 24—40%, калишпат — 36%, биотит 2—9%, встречается амфибол и другие минералы. Микроклин вкрапленников образует кристаллографическими очертаниями. Содержание вкрапленников составляет в среднем 30%. Границы вкрапленников четкие, неровные. Иногда по краям вкрапленников наблюдается обогащенная пертитами распада светлая кайма толщиной в 1—4 мм, что придает структуре пород морфологическое сходство со структурой рапакиви. Вкрапленники плагиоклаза (An_{27-32}) 1,0—1,5 см по размерам уступают вкрапленникам микроклина. Последовательность кристаллизации минералов: одним из первых из расплава выделялся плагиоклаз и ассоциирующие с ним циркон, магнетит, апатит, ранние кварц и биотит, несколько позже началось образование микроклина и еще в более поздний период — амфибола, основного количества кварца, биотита и аксессуарных минералов — циркона, магнетита, сфена, эпидота; в постмагматическую стадию образовались хлорит, кальцит, светлый сфен, гематит, флюорит.

Среди эндоконтактных пород по составу и структуре выделяются две группы: а) более мелкозернистые и лейкократовые, чем породы самого массива, и б) относительно средне-крупнозернистые, более меланократовые. Лейкократовые породы разделяются на граниты, плагиоаплиты и тоналиты, граносениты. Меланократовые породы менее разнообразны по составу и большей частью соответствуют кварцевым монцонитам или монцодиоритам.

Среди пород III интрузивной фазы различаются мелкопорфиroidные граниты и гранодиориты и меланократовые граниты. Мелкопорфиroidные граниты представляют собой лейкократовые массивные или слаботрахитоидные породы следующего состава: кварц 28—34%, плагиоколаз 32—36%, калишпат 23—37%, биотит 2%. Структура порфиroidная, в главной массе — гипидиоморфнозернистая. Вкрапленники микроклина размером 1,0—1,5×0,6—0,7 мм составляют 20—30% объема породы. Взаимоотношения минералов свидетельствуют о сближенном времени начала выделения большинства породообразующих и аксессуарных минералов и, возможно, более коротком периоде их кристаллизации по сравнению с порфиroidными гранитами главной фазы.

Для гранитов жильной серии характерны значительные вариации структуры пород, окраски, состава (кварц 27—41%, плагиоклаз 24—40%, калишпат 22—34%, биотит 1—4%). Наиболее распространенными разновидностями являются мелкозернистые лей-

кократовые граниты — розовые, розовато-серые, серые массивные породы с аплитовидной, гипидиоморфной и аллотриоморфнозернистой структурами. Иногда в них отмечается неотчетливо выраженная порфирировая структура в сочетании со слабой трахитоидностью. В зальбандах пологозалегающих жил наблюдается образование пегматоидных оторочек. Характер взаимоотношений минералов не отличается от такового в мелкопорфирировидных гранитах. Более редкие жильные кварцевые порфиры представляют собой массивные породы с тонкозернистой желтовато-розовой главной массой с темно-серыми идиоморфными вкрапленниками кварца гексагональной формы и редкими табличками розового микроклина. Структура породы порфирировая с микрогранитной главной массой. С кварцевыми порфирами сходны гранит-порфиры — плотные серые тонкозернистые породы с микропорфирировидной структурой. Вкрапленники плагиоклаза размером $0,8 \times 2$ мм и более, а также редкие округлые выделения кварца диаметром до 0,6 мм составляют 5—7% объема породы и окружаются аллотриоморфнозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом.

Крупнозернистые кварцевые монцитоны и граносиениты дополнительных интрузий представляют собой массивные или неяснотрахитоидные однородные породы со слабым проявлением неравнозернистости: кристаллы микроклина имеют размеры $2-4 \times 4-10$ мм, а зерна кварца и плагиоклаза в 1,5—2 раза мельче. Структура граносиенитов переходная от гипидиоморфной к монцитонитовой. Она проявляется в своем типичном виде только в участках, наиболее богатых микроклином. Намечается следующая последовательность кристаллизации минералов: плагиоклаз I (An_{27-25}) → плагиоклаз II (An_{25-20}), биотит, циркон, апатит → микроклин, плагиоклаз III (An_{18-8}), кварц, магнетит, апатит, сфен → хлорит, флюорит, лейкоксен, карбонат.

По породам комплекса сделано 150 полных химических анализов по пробам авторов. Химический состав главных разновидностей пород приведен в табл. 22, причем в связи с незначительными отклонениями в содержании окислов в индивидуальных пробах пород по фазовым их разновидностям (фазы I и IV) для каждого массива нами приводятся цифры среднего содержания окислов. Можно сослаться на иллюстрирующий сказанное пример порфирировидных гранитов II фазы (ан. 4—9), которые петрохимически близки как между собой, так, естественно, и среднему составу всей группы (ан. 10). Аналогичное положение имеет место и для гранитов других фаз в указанных в табл. 22 массивах — мелкопорфирировидных III фазы (ан. 11) и мелкозернистых аплитовидных, лейкократовых жильных гранитов IV фазы (ан. 13), различающихся в штуфах, как отмечалось, главным образом по внешнему виду, но не петрохимически. Отмеченная устойчивость состава пород по фазам безусловно говорит в пользу их интрузивного происхождения и противоречит мнению некоторых исследователей [89] о метасоматическом генезисе гранитоидов лицко-арагубского комплекса.

Таблица 22

Химический состав главных пород лицько-арагубского комплекса

Компоненты	I фаза — гранитоиды			II фаза (главная) —		
	Монцодiorиты, кварцевые диориты		Диоритовые порфири-ты	Порфириовидные		
	П, Н	Н	У, А	ЛЦ	Л	Н
SiO ₂	52,85	57,84	55,06	68,10	66,67	69,67
TiO ₂	1,06	0,74	1,80	0,57	0,67	0,52
Al ₂ O ₃	16,42	16,82	15,30	14,75	15,35	14,74
Fe ₂ O ₃	3,58	2,62	4,70	1,81	2,10	1,75
FeO	5,76	3,98	4,73	1,76	2,32	1,64
MnO	0,13	0,10	0,13	0,06	0,04	0,04
MgO	4,66	3,98	2,79	1,04	1,07	0,66
CaO	6,40	6,02	5,29	2,18	2,07	2,00
Na ₂ O	3,35	3,80	4,02	3,89	3,89	3,72
K ₂ O	2,54	2,32	3,73	4,57	4,18	4,07
P ₂ O ₅	0,66	0,46	1,23	0,36	0,36	0,17
F	0,13	Н. о.	0,22	0,061	0,07	0,05
Количество проб	2	2	3	8	5	2

Массивы: А — Арагубский, П — Портлубольский, У — Большой Урагубский, Л — Ле

граниты				III фаза — гранитоиды		IV фаза (жила)	V фаза
граниты				Мелко-порфири-видные граниты	Грано-диориты	Аплито-видные граниты	Грано-сиениты, кварцевые монцититы
П	У	А	Среднее	ЛЦ, Л, Н, П	У	ЛЦ, Л, Н, П, У, А	У
69,19	70,74	70,40	69,67	72,31	68,65	73,88	64,78
0,63	0,57	0,47	0,57	0,29	0,56	0,21	0,87
13,97	13,01	14,04	14,48	14,02	14,63	13,38	15,22
2,08	2,02	1,81	1,94	1,15	1,26	0,76	3,66
2,27	1,39	1,23	1,80	0,99	2,33	0,96	2,31
0,06	0,06	0,03	0,06	0,05	0,06	0,03	0,06
1,17	0,65	0,82	0,97	0,43	1,02	0,32	1,23
1,94	1,49	1,45	2,01	1,19	1,69	1,00	2,11
3,62	3,56	3,70	3,80	3,58	3,49	3,67	3,49
4,40	5,24	5,25	4,57	5,01	4,84	5,01	5,19
0,37	0,17	0,10	0,20	0,10	0,22	0,05	0,24
0,11	0,14	0,08	0,07	0,06	0,09	0,04	0,010
7	3	10	41	14	3	20	3

бязинский, Н — Нильярский, ЛЦ — Лицкий.

На диаграмме А. Н. Заварицкого точки составов пород комплекса [23] образуют два разобщенных ряда, соответствующие — один породам I интрузивной фазы (диоритовая субсерия) и другой — гранитам, граносиенитам и кварцевым монцититам последующих фаз внедрения (гранитная субсерия). Согласно формализованной классификации Э. П. Изоха [69], вся серия лицько-арагубского комплекса относится к типу контрастных, прерывистых, завершенных кали-натровых серий повышенной щелочности.

Математический анализ вариаций химизма в разных массивах лицько-арагубского комплекса выявил закономерное нарастание калиевости и общей щелочности пород от южного края интрузивной цепочки массивов к северному. Выяснено также, что граниты главных фаз южных массивов, локализованных среди гнейсовых толщ Кольского мегасинклинария, в среднем более меланократовые, чем граниты северной группы массивов, размещенных среди плагногранитов Мурманского блока.

Данные о распределении редких элементов в породах лицько-арагубского комплекса получены при анализе 400 проб пород и 230 мономинеральных фракций. Изучение особенностей распределения редких элементов позволяет сделать следующие выводы.

1. Гранитоиды лицько-арагубского комплекса имеют положительную сквозную геохимическую специализацию относительно Rb, Nb, Zr, Mo, Ba, лантаноидов и частичную специализацию на Rb, Cs, Ti. Отрицательная геохимическая специализация отмечается для Cs, Ni, Co, Cr, V; близко к кларковому содержанию Y.

2. Наряду с изоморфной формой вхождения в породообразующие минералы лантаноиды, Th, Mo и другие образуют собственные акцессорные минералы.

3. Изменение индикаторных соотношений (K/Rb, La/Y) свидетельствует о проявлении дифференциации магматического расплава при формировании ряда пород «порфириовидный гранит → пегматит». В то же время относительно небольшой размах колебаний этих отношений как по породе в целом, так и в минералах указывает на незначительность масштабов этого процесса.

Изучение минералогии лицько-арагубского комплекса позволило выявить ряд типоморфных особенностей породообразующих минералов и специфические особенности акцессорной минерализации.

Калиевые полевые шпаты в породах первой фазы принадлежат к структурно-оптическому типу промежуточных ортоклазов и крипторешетчатых микроклинов ($2V = -53-79^\circ$, $Ng \perp (010) = 13-18^\circ$, $\Delta\rho = 0,5-0,7$). В гранитах и граносиенитах калишпаты представлены максимальными решетчатыми или переходными крипторешетчатыми микроклинами ($\Delta\rho = 0,86-0,89$). По данным химического анализа вкрапленников суммарное содержание альбитового минерала в них колеблется от 19 до 31%. Во вкрапленниках наблюдается зональное расположение пертитов распада с возрастанием их содержания к периферии кристалла, где в отдельных зонах микроптит приобретает состав $Or_{50}Ab_{50}$.

Состав первичных плагиоклазов в породах лицко-арагубского комплекса изменяется от An_{40} в кварцевых диоритах до альбито-олигоклаза № 8—12 в жильных гранитах и пегматитах. В породах семейства диоритов наблюдаются две генерации плагиоклаза — ранне- и позднемагматическая. В гранитах все плагиоклазы принадлежат к одной генерации, но кристаллизация их очень растянута во времени. Зональность в крупных кристаллах проявлена повсеместно, однако различие в составе зон невелико (5—8% An). Плагиоклазы принадлежат к промежуточному структурно-оптическому типу, степень упорядоченности структуры их, по диаграмме А. С. Марфунина, — 0,5—0,7 с отклонениями до 0,2—1,0.

Амфибол (роговая обманка) в наибольшем количестве содержится в кварцевых диоритах и монцодиоритах I фазы. Железистость амфибола колеблется в пределах 40—78%.

Биотит является главным темноцветным минералом пород комплекса. Его содержание уменьшается от кварцевых диоритов и монцодиоритов I фазы (среднее 22%) к порфиоровидным гранитам (до 9%) и далее к мелкозернистым гранитам и пегматитам, в которых количество биотита не превышает 2,5%. По составу биотиты относятся к флогопит-аннитовой серии слюд, чем резко отличаются от биотитов вмещающих гнейсов, принадлежащих к истонит-сидерофиллитовой серии. Характерно, что максимальное отличие в химизме слюд отмечается при сопоставлении гнейсов и эндоконтактных контаминированных гранитоидов. Слюды контаминированных гранитоидов наиболее бедны истонит-сидерофиллитовой составляющей, что свидетельствует об отсутствии механического загрязнения интрузирующего в гнейсы расплава ксеногенным биотитом. Железистость слюд закономерно нарастает от ранних фаз к поздним жильным гранитам, от 30 до 70%.

Общей характерной чертой пород комплекса является относительно высокое содержание аксессуарных минералов по сравнению со средним содержанием их в биотитовых гранитах СССР, вычисленным В. В. Ляховичем. Характерна также отчетливо выраженная обогащенность пород комплекса молибденитом, прослеживающаяся от ранних фаз до поздних жильных образований.

Сопоставление петрографических данных с результатами экспериментального и теоретического исследования фазовых соотношений в кварц-полевошпатовых системах позволяет оценить основные термодинамические параметры и режим кислотности — щелочности в период кристаллизации гранитов. Магматический этап кристаллизации охватывает интервал $850-660^{\circ}$, на постмагматической стадии активные процессы обмена компонентами продолжались до 420° . Степень водонасыщенности расплава в момент внедрения в ранних фазах не превышала $10-30\%$ от предельной, постепенно нарастая к конечным стадиям. В порфировидных гранитах главной фазы p_{H_2O} в равновесном с расплавом флюиде не превышало уровня 550 бар, в пегматитах достигало 1000 бар, в мелкопорфировидных гранитах III фазы 1500—2400 бар. Кроме воды в состав флюида входили кислород, фтор, хлор. Судя по степени окисленности пород и биотитов, p_{O_2} на начальном этапе кристаллизации гранитов достигало $10^{-10}-10^{-13}$ бар, во время массовой кристаллизации биотита понизилось до $10^{-15}-10^{-17}$, а к концу консолидации породы опустилось до $10^{-21}-10^{-23}$ бар. Доля фтор-биотита в слюдах из гранитов составляет $0,13-0,18$, в пегматитах — $0,09$, что указывает на снижение активности фтора в этом ряду пород и на его низкую концентрацию во флюиде (не более $0,01$ мол. %).

Щелочность магматического расплава, определяемая по соотношению железистости и глиноземистости биотитов, колеблется в пределах фаций умеренно щелочных и субщелочных пород. Вариации щелочности контролируются температурным режимом остывания расплава и изменениями активности калия.

Сравнение геохимических особенностей гранитов лицко-арагубского комплекса с индикаторными характеристиками палингенно-анатектических и остаточных «эпизальтоидных» гранитов, установленными рядом авторов (А. Н. Виноградов, В. В. Ляхович, М. В. Троянова, Г. Б. Ферштатер и Н. С. Бородин), выявило сходство гранитов комплекса с продуктами кристаллизации коровых анатектических выплавов. Учитывая мощность сиалического слоя коры в северо-западной части Кольского полуострова, можно полагать, что глубина очага магнообразования не превышала $12-15$ км. Причиной, обусловившей анатектическое плавление нижних горизонтов сиалической коры, сложенной гранитоидами архейской формации гранодиоритов — плагиогранитов и гнейсами кольской серии, по мнению авторов, послужило нарушение теплового баланса и изменение геохимической обстановки в связи с образованием глубинных тектонических нарушений. Поднимающиеся по разломам ювенильные высокотемпературные флюиды, несущие калий и редкие металлы, вызвали метасоматическое преобразование пород основания в калишпат-плагноклазовые породы, пониженная теплопроводность которых обусловила локальные нарушения теплового потока, предопределяющие прогрессивный саморазогрев пород в зоне метасоматоза [23]. Дополнительный привнос в эту же зону тепла при подъеме под-

коровых диоритовых магм, родоначальных для пород I интрузивной фазы лицо-арагубского комплекса, обеспечивает расплавление значительных масс высокотемпературных калиевых метасоматитов, образованных в основании сиалического слоя.

Дальнейшая эволюция химического состава палингено-анатектического расплава контролировалась двумя процессами — кристаллизационной дифференциацией и взаимодействием с боковыми породами как в глубинном очаге, так и в камерах интрузий. Дифференциация проявилась в последовательном возрастании содержания SiO_2 и лейкократовости расплавов, поступавших в магматическую камеру и трещинные полости. Внутрикамерная контаминация обусловила появление пестрой гаммы эндоконтактных разновидностей гранитоидов как базифицированных (меланократовые граниты, кварцевые монзониты, гранодиориты), так и подкисленных (ультракислые граниты краевой зоны Арамассива). Глубинная контаминация последних порций магмы приводит к возникновению дополнительных интрузий граносиенитов V фазы, завершивших формирование лицо-арагубского комплекса.

Использование методов факторного анализа позволило выявить различие в поведении естественных ассоциаций петрогенных элементов в ходе эволюции диоритовой и гранитной субсерий: в диоритовой субсерии калийной ассоциации «Si—Al—Na—K» отчетливо противопоставлена группа оснований «Ti—Fe—Mg—Ca», а в гранитах отчетливо проявлен распад калийной группы на три подгруппы с переходом Al и Na в группу оснований — «Si», «K» и «Ti—Fe—Mg—Ca—Al—Na». Эта особенность в сочетании с геолого-петрографическими признаками позволяет отнести лицо-арагубский комплекс к типу контрастных диорит-гранитных серий, в которых относительно основные породы и граниты связаны лишь парагенетически и не обладают единством источника вещества.

По своему формационному и петрохимическому типу лицо-арагубский комплекс аналогичен интрузивным комплексам фанерозоя, несущим медно-молибденовое, полиметаллическое и редкометальное оруденение, что наряду с выявленной геохимической и акцессорной минерализацией позволяет считать граниты лицо-арагубского комплекса потенциально рудоносными.

В заключение характеристики лицо-арагубского комплекса следует заметить, что этот комплекс некоторыми исследователями рассматривается в качестве аналогов рапакиви-гранитов [89], микроклиновых гранитов умбинской ассоциации [89], микроклиновых гранитов Приладжья [136], дала- и ретан-гранитов Швеции [20]. Можно согласиться с выводами Д. А. Великославинского и А. Н. Виноградова, что корректно сопоставление лишь лицо-арагубских гранитов и дала-ретан-гранитов. Все другие названные граниты существенно отличаются от лицо-арагубских повышенной калиевостью и глиноземистостью, а кроме того принадлежат к другим формационным типам.

О ГРАНИТОИДАХ «ПЕСТРОГО» СОСТАВА
ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА
И УКРАИНЫ

На Воронежском кристаллическом массиве к ассоциации гранитоидов пестрого состава нами относятся так называемые субщелочные существенно калиевые граниты и, условно, Ольховский габбро-гранитный комплекс.

По данным [48], примерами субщелочных гранитов являются Лискинский и Атаманский массивы, другие авторы [97] включают сюда же Павловский массив, который ранее рассматривался [57] в группе формаций раннего протерозоя. Все эти и ряд более мелких однотипных с ними массивов на поверхности не обнажаются, оконтурены геофизическими методами, вскрыты колонковым бурением и изучены главным образом петрографическими и геохимическими методами, поэтому многие черты строения и формирования остаются невыясненными.

Лискинский массив приурочен к узлу пересечения разломов северо-западного и северо-восточного направлений. Сложен среднезернистыми лейкократовыми биотитовыми гранитами массивной текстуры, в которых главную роль играют микроклин — 35% (среднее из многих подсчетов), кварц ~34% и кислый плагиоклаз 27%. Кроме биотита (~3,0%) присутствует в незначительном количестве мусковит (до 0,5%); аксессуарные представлены магнетитом, ильменитом, апатитом, флюоритом, цирконом.

Химизм пород (среднее из 16 анализов) определяется следующими содержаниями главных породообразующих окислов: SiO_2 72,7; TiO_2 0,28; Al_2O_3 12,2; Fe_2O_3 0,5; FeO 3,1; MgO 0,6; CaO 1,5; Na_2O 3,6; K_2O 5,1 вес. %. Как видно из этих цифр, граниты являются существенно калиевыми и высокожелезистыми (86 мол. %).

По геохимическим особенностям устанавливается специализация гранитов лискинского типа на Rb, Mo, Nb, Sn.

Атаманский массив прорывает породы курской железорудной серии. Он слагается в приконтактовой части порфиридовидными гранитами, частью граносенитами, но главная масса его пород представлена неравнозернистыми биотитовыми гранитами (Q 41%; Mi 28%, Pl 21%, Bt 3%, мусковит, роговая обманка), средний химический состав которых (12 анализов): SiO_2 74,0; TiO_2 0,39; Al_2O_3 11,6; Fe_2O_3 1,0; FeO 2,9; MgO 0,3; CaO 1,0; Na_2O 2,9; K_2O 4,9 вес. %. Биотит обладает высокой железистостью ($F_{\text{общ}}$ 60—70 мол. %). В качестве аксессуарных минералов присутствуют: апатит, флюорит, магнетит, сфен, молибденит, сфалерит, галенит. Как и лискинские, эти граниты характеризуются повышенной щелочностью с заметным преобладанием калия и исключительно высокой общей железистостью (~93 мол. %). Большинство исследователей относит порфиридовидные и лишённые вкрапленников микроклина граниты к разным фазам магматической деятельности. По минеральному составу и химизму между теми и другими, однако, нет существенных различий, хотя

текстурно они резко отличаются, что и служит одним из критериев их относительной разновозрастности.

По мнению Е. И. Лесненко [90], родоначальная магма субщелочных гранитов имеет палингенное происхождение и возникла в результате плавления предварительно гранитизированных гнейсо-гранитных пород архея.

Своеобразный комплекс пород связан с Ольховской и Петровской кольцевыми интрузиями. В периферической части первой находятся габброиды, а в ядре адамеллиты и мелкозернистые роговообманково-биотитовые гранодиориты.

Некоторые авторы полагают, что базиты не относятся к данному комплексу (Ю. С. Зайцев), а связаны лишь пространственно, тогда как другие (О. И. Египко и др.) рассматривают эти массивы в качестве единой многофазной габбро-гранитной формации. Главная роль в составе гранитоидов принадлежит олигоклазу (Ap_{22-25}), составляющему около половины объема пород (46—51%), кварцу (23,3—29,6%), отчасти микроклину (13,9—17,3%). Цветным минералом в адамеллитах является биотит (до 4,0%), а в гранодиоритах, где содержание биотита до 10—12%, к нему в качестве второстепенного минерала добавляется обыкновенная голубовато-зеленая роговая обманка (1,5—2,0%). Акцессорные — апатит, сфен. Общая железистость этих гранитоидов находится в пределах 72,0—74,2 мол. %, сумма щелочей составляет 6,6—6,9%, а соотношение $Na_2O/K_2O = 1:1$.

Таким образом, в ассоциацию гранитоидов пестрого состава на ВКМ, с большой степенью вероятности, могут быть включены гранитоиды широкого диапазона составов — от гранодиоритов до существенно микроклиновых субщелочных гранитов и граносиенитов как массивного, так и порфировидного облика.

На Украинском щите к данной ассоциации, по-видимому, принадлежат порфировидные микроклиновые граниты и, возможно, щелочноземельные сиениты Восточного Приазовья.

Порфировидные граниты образуют здесь два небольших штокообразных массива: Каменные Могилы и Екатерининский. Тот и другой приурочены к пересечению субмеридиональных разломов с северо-западными.

Возраст этих массивов определялся К-Аг методом и оказался равным 1800 млн. лет [25, 61], но эту цифру вряд ли можно считать достоверной.

Массив Каменные Могилы (~ 10 км²) сложен розовыми порфировидными гранитами с довольно четко выраженной трахитоидностью, образующей свод. Трахитоидная текстура, параллельная контакту массива, в центре лежит полого, а по периферии круто падает под вмещающие породы. Контакты массива резкие и секут структуру пород рамы. Аналогично ориентирована трахитоидность в Екатерининском массиве розовых порфировидных гранитов, которые имеют крупнозернистую порфировидную структуру в ядерной части массива, переходящую в зонах контактов в мелко- и среднезернистые граниты с редкими крупными порфиро-

видными вкрапленниками калиевого полевого шпата (размер 3—4—5,6 см). Вкрапленники содержат значительное количество включений кварца, биотита и плагиноклаза, окруженного альбитовой каемкой. По оптическим свойствам калиевый полевой шпат относится к крипторешетчатым микроклинам [103].

Плагиоклаз ($Аn_{4-5}$) довольно идиоморфен, в центре зерен сцицитизирован.

Кварц гранитов представлен двумя генерациями: 1) мелкие кристаллы, встречающиеся как самостоятельно, так и в виде включений в калиевом полевоом шпате, и 2) крупные, изометрические или неправильной формы зерна, нередко содержащие чешуйки биотита и зерна калиевого полевого шпата.

По химизму существенно микроклиновые граниты комплекса отвечают типичным гранитам, насыщенным щелочами. Приконтактные разновидности отличаются несколько пониженным содержанием $Fe_2O_3 + FeO$ (0,46%) и CaO (0,50%) и относительно повышенным содержанием Na_2O (3,80%).

Из вторичных процессов, которым подверглись граниты, наиболее четко фиксируется биотитизация; отмечается мусковитизация, сопровождающаяся появлением мелких кристаллов пятнисто-фиолетового флюорита. При этом нередко появляется топаз. Видимо, эти процессы можно отнести к процессам грейзенизации.

К комплексу щелочноземельных сиенитов Восточного Приазовья относятся массивы: Южно-Кальчикский, Кальмиусский, Еланчикский, часть Октябрьского. Эти массивы известны давно. Наиболее полная их характеристика дана в работах [44, 60, 61, 95, 140, 154, 155].

И. Д. Царовский [155] определил их как интрузии разломного типа. Дальнейшие исследования Н. А. Елисеева, В. Г. Кушева, Д. П. Виноградова подтвердили приуроченность массивов сиенитов к крупным субмеридиональным разломам и местам пересечения субширотных и северо-западных тектонических зон, секущих позднеархейские гнейсы и мигматиты. Изотопный возраст (К-Аг и U-Th-Pb-методы) — 1750—1950 млн. лет, позволяет относить сиениты к среднему протерозою.

Южно-Кальчикский массив занимает площадь около 250 км². Он принадлежит к типичным трещинным интрузиям и представляет собой удлиненное крутопадающее тело грубоплитобразной формы. Контакты его с вмещающими гнейсами и мигматитами секущие. В массиве наблюдаются первичные структуры течения, выраженные ориентировкой кристаллов пироксена, амфибола и калиевого полевого шпата. В краях массива породы мелко- и среднезернистые, в них очень четко видна трахитоидность, обтекающая присутствующие здесь ксенолиты вмещающих пород. Ближе к центру массива величина зерна возрастает. Трахитоидность субпараллельна плоскостям контактов массива и имеет в целом субмеридиональное простирание с падением в восточных румбах под углом 65—80°.

Кальминусский массив занимает около 500 км². Он хуже обнажен, но детальнее разбурен. Взаимоотношения сиенитов этого массива с вмещающими породами такие же, как у Южно-Кальчикского массива.

Строение и морфология Еланчикского массива щелочноземельных сиенитов из-за плохой обнаженности и тектонической нарушенности не установлены. По всей вероятности, этот массив также представляет собой вертикальную трещинную интрузию.

Для всех этих интрузий характерны разновидности пород, отвечающие по составу сиенитам, кварцевым сиенитам и граносиенитам. Замечается зональность в распределении темноцветных минералов. В краевых частях массивов наблюдаются оливин-пироксеновые и пироксен-амфиболовые сиениты с очень незначительным содержанием кварца. К центру массива оливин и пироксен сменяются амфиболом и биотитом, при этом количество кварца возрастает. Подобная зональность особенно четко видна в Южно-Кальчикском и Октябрьском массивах, где встречены оливин-пироксеновые разновидности, которые отсутствуют в других массивах.

Щелочноземельные сиениты представляют собой крупнокристаллические, иногда гигантокристаллические породы. Отдельные кристаллы калиевого полевого шпата достигают 10—15 см. Сиениты сложены калиевым полевым шпатом (55—83%), олигоклазом (4—21%), кварцем (1—17%), оливином (0—0,5%) пироксеном (0—10%), обыкновенной роговой обманкой (0—9%), биотитом (0—7%) и акцессорными минералами. Наиболее характерными являются неравномернозернистые и гипидноморфнозернистые структуры с участками гранобластовой.

Калиевый полевой шпат характеризуется идиоморфизмом и наличием крипто- и микропертитов. По оптическим свойствам он отвечает микроклину, а в единичных случаях анортоклазу ($-2V = 60-66^\circ$; $Nm : [001] = 16^\circ$). Довольно часто в нем присутствуют включения кислого плагиоклаза и мирмекиты. Плагиоклаз образует ксеноморфные кристаллы. Состав его колеблется от андезина (Ap_{30-36}) до альбит-олигоклаза (Ap_{6-9}). Кварц в ксеноморфных зернах присутствует в переменном количестве. Оливин присутствует только в сиенитах, содержащих минимальное количество кварца. Пироксен в сиенитах встречается как ромбический, так и моноклинный. Первый относится к ряду феррогиперстен — энстатит ($En 58\%$), а второй содержит 75% геденбергитовой молекулы. Он образует как монокристаллы, так и симплектитовые срастания с ромбическим пироксеном и оливином. Биотит преимущественно ассоциируется с рудным минералом. Общая его железистость около 60%.

Акцессорные минералы в сиенитах распространены неравномерно. В тяжелых фракциях протолокчек обнаружены апатит, циркон, магнетит и титаномagnetит, ильменит, молибденит, гранат, рутил.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на довольно широкий диапазон петрографических особенностей пород, объединяемых под наименованием гранитоидов пестрого состава, они в целом обладают некоторой общностью, позволяющей делать это объединение, если пока еще не в ранге формации, то во всяком случае в качестве ассоциации конкретных комплексов. Такими общими чертами являются:

1. Локализация в пределах относительно стабилизированных структур в разломах разного масштаба и, по-видимому, разной глубинности залегания.

2. Формирование интрузий в гипабиссальных условиях, о чем свидетельствует четкость контактов с относительно холодными вмещающими породами, мелкозернистость эндоконтактных пород, залегание некоторых интрузий (например, на ВКМ) в очень слабометаморфизованных осадочных и вулканогенных породах, подверженных в экзоконтактных зонах ороговикованию, отсутствие глубоких изменений в вещественном составе ксенолитов, попавших в быстро отвердевшую магму.

3. Широкое распространение во многих комплексах порфировидных структур, причем вкрапленники чаще всего представлены калиевым полевым шпатом.

4. В доступных для непосредственного структурно-петрологического анализа интрузивах, благодаря хорошей обнаженности, обычно устанавливается многофазная история их формирования, т. е. они слагаются естественными эпигенетическими рядами пород, явившихся результатом внутриочаговой кристаллизационной дифференциации магмы.

5. Широкое распространение трахитоидных и линейных протоматических текстур и структур, свидетельствующих о становлении интрузивов в локально кинематической обстановке, связанной с их положением в межблоковых разломах.

6. Несоответствие внутренней структуры массивов (выявленной по ориентировке трахитоидности) со структурой их рамы, как правило сформированной задолго до внедрения магматических масс, кристаллизовавшихся в магматической камере в процессе ее заполнения.

7. Независимость вещественного состава пород массивов от состава, характера и степени метаморфизма вмещающих их толщ, что позволяет наряду с другими признаками говорить об их интрузивной природе.

8. Преобладание гранитоидов субщелочного состава. Другой особенностью химизма большинства пород является их высокая железистость, причем суммарное содержание мафических элементов в главной массе пород весьма невелико. Исключение составляют гранодиоритовые по составу разновидности, которые ассоциируют пространственно, а возможно, как считают некоторые исследователи, и генетически с базитами, участвующими в строении кольцевых интрузий.

9. Металлогенная специализация гранитоидов пестрого состава довольно обширна по набору компонентов, но ведущая роль принадлежит полиметаллам (сульфиды, Pb, Zn, Sn, Mo) и некоторым малым и редким элементам; однако промышленных рудных месторождений, связанных с этими комплексами, пока не выявлено.

10. Генетические особенности и проблема состава родоначальных магматических расплавов, вероятно, должны решаться по каждому конкретному комплексу отдельно, ибо наблюдаемое вещественное разнообразие пород в каждом комплексе и различия последних друг с другом не могут быть уложены в единую модель. Это обстоятельство, обусловленное недостаточной петрологической изученностью большинства известных сегодня массивов, препятствует разделению этой ассоциации гранитоидов «пестрого» состава на отдельные формационные типы. По предварительным соображениям намечается существование двух субформаций (или формаций?): 1) порфировидных гранитоидов (типоморфный комплекс лицко-арагубский) и 2) щелочноземельных сиенитов (типа приазовского комплекса). Общей их характерной чертой является обогащенность пород калием и относительно высокая величина общей железистости.

Анортозит-рапакиви-гранитная формация

В известной монографии Ю. А. Кузнецова [79] в ряду «габбро-гранитных формаций ранних этапов развития древних платформ» находится «формация рапакиви». При этом он подчеркивает, что эта формация характеризуется преобладанием рапакиви, но с непременным участием лабрадоритов [79, с. 359]. В нашей систематике магматических формаций раннего докембрия граниты рапакиви и ассоциирующие с ними лабрадориты объединяются в анортозит-рапакиви-гранитную формацию субплатформенной стадии этапа стабилизации древних платформ. Главнейшими особенностями формации являются: многофазность входящих в нее интрузивных комплексов, специфические петрографические и петрохимические их черты, формирование в жесткой консолидированной раме, в близких к гипабиссальным условиям.

В классическом виде анортозит-рапакиви-гранитная формация представлена в пределах Восточно-Европейской платформы, где она к настоящему времени наиболее детально и всесторонне изучена.

В послевоенные годы раннедокембрийские интрузии рапакиви были выявлены в ряде районов Восточной Сибири. Структурно они локализованы в краевой части Сибирской платформы и формировались в обстановке субплатформенного геотектонического режима. Однако к настоящему времени эти комплексы изучены лишь в первом приближении и включаются в состав анортозит-рапакиви-гранитной формации достаточно условно.

В пределах Восточно-Европейской платформы сложные интрузивные тела гранитов рапакиви и анортозитов образуют огромный дугообразный прерывистый пояс, приуроченный к ее западной окраине и протягивающийся более чем на 2000 км. В этот пояс попадают массивы: в Финляндии — Богнический (по геофизическим данным), Лайтила, Вехмаа, Аланд, Ахвенисто, Суоменниemi; в Польше — Кентшинский, Сувалкский; в границах СССР — Выборгский, Салминский, Улялегский, Рижский, Коростеньский, Корсунь-Новомиргородский.

В формационном аспекте каждый сложный многофазный массив представляет комплекс генетически связанных пород одного и того же формационного типа.

В основу настоящего очерка кроме литературных данных [18, 20, 21, 27, 39, 97, 119, 138, 148] положены оригинальные материалы авторов, а также Л. Н. Гордиенко, В. А. Дедеева, Я. Я. Кивисила, Ю. В. Кононова, М. И. Хворова, Л. Е. Шустовой. В качестве «эталонных» комплексов приняты наиболее представительные плутоны: Выборгский, Салминский, Рижский, Коростеньский, Корсунь-Новомиргородский, причем учитывая сходство в строении и в петрографических особенностях пород ниже дается общее описание формации в целом с указанием, попутно, отличительных черт отдельных массивов.

Геологическое строение плутонов. Раму плутонов слагают разновозрастные геологические образования от архея до среднего протерозоя, обычно высокометаморфизованные и интенсивно складчатые. Только в Коростеньских рапакиви обнаружены останцы (0,5—1,5 км²) неметаморфизованных песчаников пугачевской свиты и многочисленные их ксенолиты, преобразованные в кварцитоидные породы под влиянием контактового метаморфизма со стороны вмещающих гранитов. Возраст рапакиви по сходящимся цифрам, полученным разными методами, определяется для Коростеньского плутона 1700 млн. лет, для Выборгского массива — 1650 млн. лет, для массивов Финляндии — 1700 млн. лет, причем габбро-анортозиты массива Ахвенисто дали цифру 1670—1680 млн. лет [4].

Массивы Коростеньский, Салминский, Лайтильский трансгрессивно перекрыты рифейскими платформенными толщами (овручская терригенно-вулканогенная серия на Украине, салминская свита в Приладожье и иотний Финляндии).

Размеры площадей плутонов в современном эрозионном срезе приведены в табл. 23, из которой также видно, что в их составе резко преобладают граниты. Минимальный объем основные породы занимают в Выборгском массиве, а в массивах Лайтила и Вехмаа они вообще не обнаружены.

Все детально изученные массивы обнаруживают до двух интрузивных фаз габбро-анортозитового ряда и до четырех фаз гранитов, представляющих принципиально тождественные естественные

Таблица 23

Размеры плутонов рапакиви и количественные соотношения
габбро-анортозитов и гранитов

Плутоны	Площадь		
	Общая, км ²	Основные породы, %	Кислые породы, %
Выборгский	16 000	(2 км ²)	~ 100
Салминский	4 500	10	90
Рижский	30 000	10—15	85—90
Коростеньский	12 000	25	75
Корсунь-Новомиргородский	5 400	23	77

эпигенетические ряды магм-пород с частичными отклонениями, зависящими от местных геологических условий.

Породы габбро-анортозитового ряда во всех массивах формации выступают в форме глыб-блоков среди более молодых гранитов рапакиви. Наиболее крупный Володарск-Волынский блок (1250 км²) находится в Коростеньском плутоне, где В. П. Бухаревым выделяются две интрузивные фазы (рис. 37): ранняя, представленная анортозитами, и более поздняя — габбро-норитами.

подавляющую часть площади габбро-анортозитовых блоков слагают крупнозернистые анортозиты ранней фазы без четко выраженных директивных структур, которые представлены обычно мезократовыми породами; менее распространены лейкократовые анортозиты.

Вторая интрузивная фаза представлена прорывающими анортозитами дайковыми телами габбро-норитов, объединяющих серию пород с постепенными переходами от троктолита и габбро до норита. Среди габбро-норитов встречаются прослои и тела ультрабазитов мощностью до 200 м. В полевошпатовых разновидностях имеет место полосчатость.

В других «эталонных» массивах выделяется одна интрузивная фаза основных пород.

Многочисленные непосредственные контакты пород габбро-анортозитового ряда со свекофенскими гранодиоритами рамы описаны для интрузии Ахвенисто в Финляндии [172]. Здесь габбро-анортозиты всегда имеют закаленные контакты — тонкозернистые, почти афанитовые, а вмещающая порода со следами плавления раскристаллизована и обладает микрографической структурой.

Породы ряда рапакиви. По современным данным, в большинстве массивов анортозит-рапакивигранитной формации выделяется несколько гранитоидных интрузивных фаз с закономерной сменой пироксенсодержащих адамеллитов (кварцевых

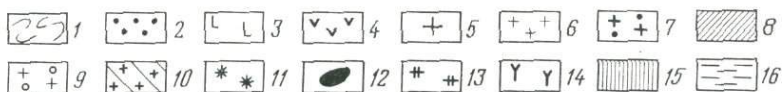
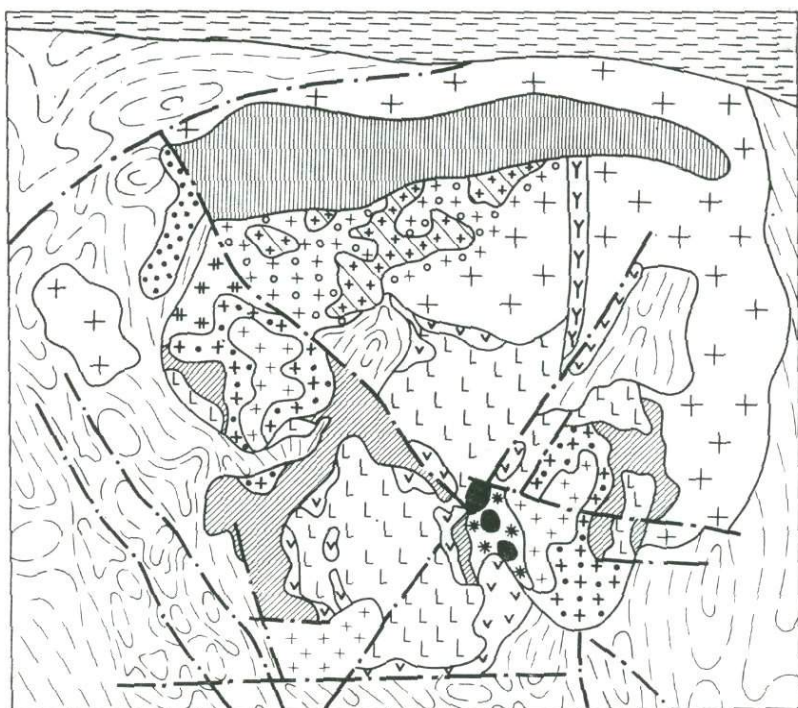


Рис. 37. Схематическая геологическая карта Коростевского плутона. Составили В. П. Бухарев и М. И. Хворов.

1 — гнейсы, мигматиты и граниты складчатой рамы (тетеревская серия, кировоградско-житомирский и осницкий комплексы); 2 — песчаники (пугачевская серия). *Породы габбро-анортозитового ряда:* 3 — анортозиты (I фаза); 4 — габбро-нориты (II фаза). *Породы ряда рапакиви:* 5—10 — фации биотит-роговообманкового мелкозернистого, неотчетливо порфировидного рапакиви — I фаза (5 — нерасчлененные, 6 — центральные, 7 — промежуточные со стороны основных пород, 8 — краевые гибридные со стороны основных пород, 9 — промежуточные со стороны кислых пород, 10 — краевые граюфировые со стороны кислых пород); 11 — рапакиви крупноовальные роговообманково-биотитовые (II фаза); 12 — рапакиви равнозернистые биотитовые (III фаза). 13 — гранит-порфиры контаминированные; 14 — Звездаль-Залеская дайка габбро-диабазов; 15 — платформенные отложения овручской серии; 16 — платформенные отложения Припятского прогиба

монцитов) роговообманково-биотитовыми адамеллитами и гранитами, а последних — биотитовыми гранитами.

Наиболее детально гранитоидные фазы изучены в Выборгском (рис. 38) и Салминском массивах.

Первая гранитоидная фаза в Выборгском массиве представлена лапее-гранитом — равнозернистой пироксен-роговообманковой разновидностью рапакиви. В пределах советской части Выборгского массива лапее-гранит развит в пределах небольших участков, а в Финляндии занимает обширную область площадью не менее 500 км². Им сложена приконтактовая часть Выборг-

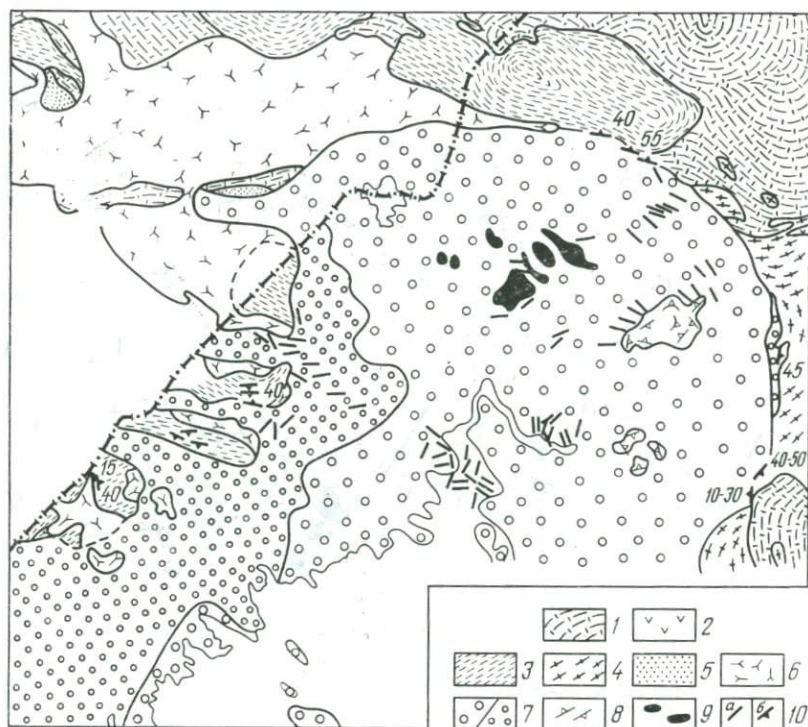


Рис. 38. Схематическая геологическая карта восточной части Выборгского плутона. Составил Д. А. Великославинский с использованием материалов СЗТГУ. Часть плутона на территории Финляндии приведена по В. Хакману (Hakman, 1934).

Вмещающие породы: 1 — слюдяные гнейсы и сланцы; 2 — метабазиты; 3 — гнейсо-гранодиориты; 4 — биотитовые гнейсо-граниты и граниты. 5 — порфириты и порфиры формации анортозитов — рапакиви. *Граниты ряда рапакиви:* 6 — роговообманковый рапакиви или лапее-гранит (I фаза); 7 — биотит-роговообманковый оvoidный рапакиви (II фаза) (а — нормальный, б — мелкоовoidный); 8 — биотитовый трахитоидный рапакиви (III фаза); 9 — биотитовый порфириовидный рапакиви с мелкозернистой основной массой. 10 — простираение шлиров и статистические максимумы простираения длинных осей оvoidов в оvoidном рапакиви (а), простираение и падение контактов (б)

ского массива, а также небольшие тела в области провеса кровли массива, где находятся глыбы свекофенских гнейсо-гранодиоритов, гнейсо-гранитов и мигматитов. Контакты лапее-гранита четко срезают гнейсовые структуры как в глыбах — ксенолитах, так и в приконтактных гнейсах и сланцах, под которые полого погружается плоскость северного контакта [18].

О более молодом возрасте лапее-гранита по отношению к габбро-анортозитовому комплексу можно судить по наличию в гранитах небольших (20—40 см) ксенолитов серого порфириовидного анортозита и обильных крупных (5 см) ксенокристаллов плагиоклаза (Яшинская глыба). По геологическим и геофизическим данным, лапее-гранит вместе с гнейсо-гранитами на севе-

ро-западе Выборгского массива образует кровлю интрузии овоидного рапакиви.

В Салминском плутоне вероятным аналогом лапее-гранита является «кварцевый монзонит», вскрытый скважинами в южной его части [163], а в Коростеньском плутоне — I фаза представлена мелкоовоидным рапакиви, слагающим около 90% площади кислых пород плутона.

Вторая гранитоидная фаза в Выборском, Салминском и Коростеньском массивах представлена крупноовоидным роговообманково-биотитовым рапакиви (состава адамеллит — нормальный гранит), который резко преобладает над другими фазами в первых двух плутонах, а в третьем образует тело у края Володарск-Волынского габбро-анортозитового блока. Среди овоидных рапакиви этой фазы выделяются разновидности: выборгит — при преобладании овоидов с олигоклазовыми оболочками, питерлит — при преобладании овоидов без оболочек, порфириовидный рапакиви с крупнозернистой основной массой — когда основная масса преобладает над овоидами и, как крайний случай, — равномерно-зернистый рапакиви почти полностью лишенный овоидов. В выборгском массиве встречается шлировая полосчатость, великолепно выраженная редкоовоидными фациями гранитов среди нормального овоидного рапакиви. Мелкоовоидный рапакиви в массиве широко развит в районе выхода пород предполагаемой кровли (см. рис. 38).

Контакты овоидных рапакиви II фазы с породами рамы обычно секущие и четкие. Во всех случаях наблюдаются эруптивные брекчии с блоками основных пород и разнообразных гнейсов и мигматитов, причем каждый ксенолит имеет свою ориентировку гнейсовидности [21, 173].

В Выборгском массиве овоидные рапакиви заключают блок габбро-анортозитов площадью более 1 км² в районе Юлямаа (юго-восточная часть Финляндии), однако непосредственные контакты не изучены. Зафиксировано большое количество обнажений с обильной эруптивной брекчией лапее-гранита в мелкоовоидном рапакиви, причем очертания ксенолитов либо прямолинейные, либо округлые и разъеденные, а в крупных блоках нередки гнезда овоидов рапакиви.

Овоидные рапакиви в Салминском массиве слагают наибольшую часть массива, относятся к биотит-роговообманковой разновидности рапакиви, т. е. вещественно отвечают гранитам II фазы Выборгского массива и объединяют ранее выделенные в Салминском плутоне Л. П. Свириденко [123] фазы выборгита (1-я), питерлита (3-я) и крупноовоидного гранита (5-я), которые, по данным Д. А. Великославинского [170], не имеют значимых текстурных и вещественных различий между собой.

Биотитовые рапакиви поздних интрузивных фаз в Выборгском (III и IV) и Салминском (III фаза) массивах по сравнению с овоидными рапакиви имеют меньшее распространение и образу-

ют относительно небольшие интрузии среди последнего. В Выборгском массиве они представлены: трахитоидными рапакиви (III фаза) и порфиroidным рапакиви с мелкозернистой основной массой (IV фаза). Непосредственных контактов между этими разновидностями здесь не наблюдалось, но имеются косвенные данные, говорящие об относительно более древнем возрасте трахитоидного рапакиви.

Это суждение основывается на том, что в Салминском массиве биотитовые порфиroidные граниты рапакиви с мелкозернистой массой образуют дайкообразные тела среди равнозернистого биотитового гранита, который развит в северо-западном конце массива на площади около 300 км². А этот последний имеет большое сходство с трахитоидным рапакиви Выборгского массива. Кроме того, порфиroidные граниты образуют эруптивную брекчию с обломками равномернозернистого гранита. Все это свидетельствует о более молодом возрасте порфиroidного биотитового гранита рапакиви с мелкозернистой основной массой в Салминском массиве. Внешне этот гранит несколько отличается от своего аналога в Выборгском плутоне: вкрапленники калиевого полевого шпата в нем значительно мельче, и они никогда не окружены плагиоклазовыми оболочками.

Одно из крупных дайкообразных тел порфиroidного гранита (15×3 км) расположено восточнее ст. Койриной. Оно выполняет первичную продольную трещину в равнозернистом граните.

В Коростеньском плутоне биотитовые равномернозернистые граниты (III фаза) образуют ряд небольших штокообразных тел в поле развития крупноовоидного рапакиви. На геологии Корсунь-Миргородского и Рижского плутонов мы не останавливаемся — по характеру пород они однотипны с другими, а изучены значительно хуже, Рижский — только на основании кернового материала по редкой сети скважин.

*Глубинное строение массивов по геофизическим данным**. Площади развития гранитов рапакиви характеризуются очень интенсивными отрицательными гравитационными аномалиями. Магнитное поле под гранитами рапакиви спокойное и пониженное. Локальные положительные магнитные аномалии свидетельствуют о наличии намагниченных габброидных пород.

На Коростеньском плутоне на глубине 3,5—6 км установлена горизонтальная сейсмическая граница с высокой скоростью 6,8—7,0 км/с, несвойственной гранитам. На этом основании следует считать, что на этой глубине находится подошва пластины гранитов рапакиви. Под Выборгским и Салминским массивами сейсмическими исследованиями, с одной стороны, установлено изменение рельефа поверхности «М» по сравнению с соседними структурами [15]; с другой — установлены горизонтальные сейсмические границы в верхней толще в пределах глубин 1,5—6 км [15, 171].

* Автор раздела Л. Е. Шустова.

Эти данные указывают на неоднородное строение массивов и на их связь с особенностями глубинного строения земной коры и верхней мантии.

Первую модель глубинного строения Выборгского, Лайтильского и Вехмаского плутонов Финляндии предложил Л. Лаурен [169]. На основании расчета гравитационных аномалий он изображает тела гранитов рапакиви как уходящие на глубины до 20 км пластины, толщина которых меняется в пределах от 0,7 до 5 км. Анализ имеющихся геофизических материалов позволил нам рассчитать физические модели Выборгского, Салминского и Коростеньского массивов. Оказалось, что они имеют форму пластин мощностью 3—6 км с утолщенными корнями, уходящими на глубину 10—20 км. Породы габбро-анортозитового ряда образуют тела очень небольшой мощности — несколько сотен метров, реже до 1—2 км. Примечательной особенностью является то, что породы земной коры под гранитами рапакиви разуплотнены. Последнее обстоятельство доказывает, что происхождение плутонов связано с особенностями строения глубоких зон земной коры и, возможно, верхней мантии. Намечающиеся корневые части плутонов можно, вслед за Лауреном, трактовать как магмоподводящие каналы.

Петрографо-минералогическая характеристика пород. Породы габбро-анортозитового ряда представлены разновидностями от почти мономинеральных анортозитов до плагиоклазовых ультрабазитов. Среди них выделяются как оливниновые, так и безоливниновые анортозиты, норит-анортозиты, габбро-норит-анортозиты, нориты, габбро-нориты и габбро, реже встречаются пироксеновые троктолиты, еще реже плагиоклазовые оливиниты, перидотиты и пироксениты. По своим текстурным, структурным особенностям и составу породообразующих минералов все они сходны между собой, и между ними имеются переходные разновидности. Меланократовые базиты, как правило, имеют массивное сложение, реже проявлена в них директивная текстура, встречаются также грубополосчатые разновидности.

Анортозиты, норит-анортозиты, габбро-норит-анортозиты представляют собой крупно- и гигантозернистые породы, нередко порфиоровидные, окрашенные в светло-серые, темно-серые до черного цвета, нередко иризирующие. Структура панидиоморфнозернистая с элементами офитовой и габбровой. Нориты, габбро-нориты, троктолиты обладают массивной, реже грубополосчатой текстурой от крупнозернистой до мелкозернистой, габбро-офитовой или офитовой структурами, иногда наблюдаются порфиоровидные структуры.

Все породы сложены одним и тем же набором минералов. В переменных количествах здесь встречаются главные породообразующие минералы — плагиоклаз, ортопироксен, клинопироксен, оливин; второстепенную роль играют биотит и роговая обманка; акцессорные минералы: апатит, ильменит, титаномагнетит, сфен, циркон, пирит, пирротин.

Во многих разновидностях, особенно лейкократовых, часты ортоклаз и кварц. В пироксенах обычно наблюдаются структуры распада. Часты симплектитовые срастания плагиоклаза и клинопироксена, а также клино- или ортопироксена с титаномagnetитом. Широко распространены венцовые структуры сложного строения (вокруг оливиновых и пироксеновых зерен). Рудные минералы часто окружены биотитовыми и роговообманково-биотитовыми реакционными каймами.

О минеральном составе пород габбро-анортозитового ряда дает представление диаграмма (рис. 39) с нанесенными на нее нормативными составами, которые практически совпадают с модальными.

Из диаграммы следует, что всем массивам комплекса в целом свойствен лейкократовый характер пород базитов ранних фаз, среди которых преобладают породы состава анортозитов, лейкогаббро и оливинового монцогаббро, а в Украинских массивах присутствуют габбро-нориты. При этом достаточно отчетливо выявляется, что в разных комплексах количественные значения конкретных железисто-магнезиальных минералов различны. Так, для Рижского характера пироксен-оливиновая тенденция, для Коростеньского и Корсунь-Новомиргородского — устанавливается преобладание оливин-пироксеновых парагенезисов, и для обоих северо-западных плутонов, особенно для Салминского, исключительно характерен плагиопироксеновый ряд пород.

Если обратиться к анализу соотношений моноклинного и ромбического пироксенов, то выясняется, что в породах Рижского массива преобладают норитовые разновидности пород. Наиболее богаты авгитом габбро-анортозиты Корсунь-Новомиргородского массива, а в норит-анортозитах и габбро-норитах Салминского массива ромбический пироксен обычно превалирует над моноклинным. Наконец, базиты Коростеньского плутона существенно клинопироксеновые.

Анализ частоты встречаемости плагиоклазов разной основности в породах габбро-анортозитовых комплексов (по данным пересчета на «норму») показал, что в целом для них характерны пятидесятые номера плагиоклазов. Наиболее основной плагиоклаз свойствен базитам Рижского комплекса — соответствует Ap_{55-60} . Несколько более кислые плагиоклазы присущи габбро-анортозитам Коростеньского, Салминского (максимум № 50—55) и Корсунь-Новомиргородского (максимум № 50—60) комплексов. Ортопироксены из латвийских анортозитов относятся к эвлитам — феррогиперстенам ($Fs\ 30-40$) и граничат с пижонитами, тогда как ромбические пироксены из анортозитов Украины являются промежуточным пижонитом и характеризуются $Fs=50-60\%$. Ортопироксен из габбро-норит-лабрадоритов Салминского массива также относительно высокожелезистый ($Fs=50$), в габбро-монцонитах здесь встречен железистый пижонит ($Fs=65$).

Клинопироксены субплатформенных габбро-анортозитов представлены авгитами и салитами, при этом клинопироксены из ба-

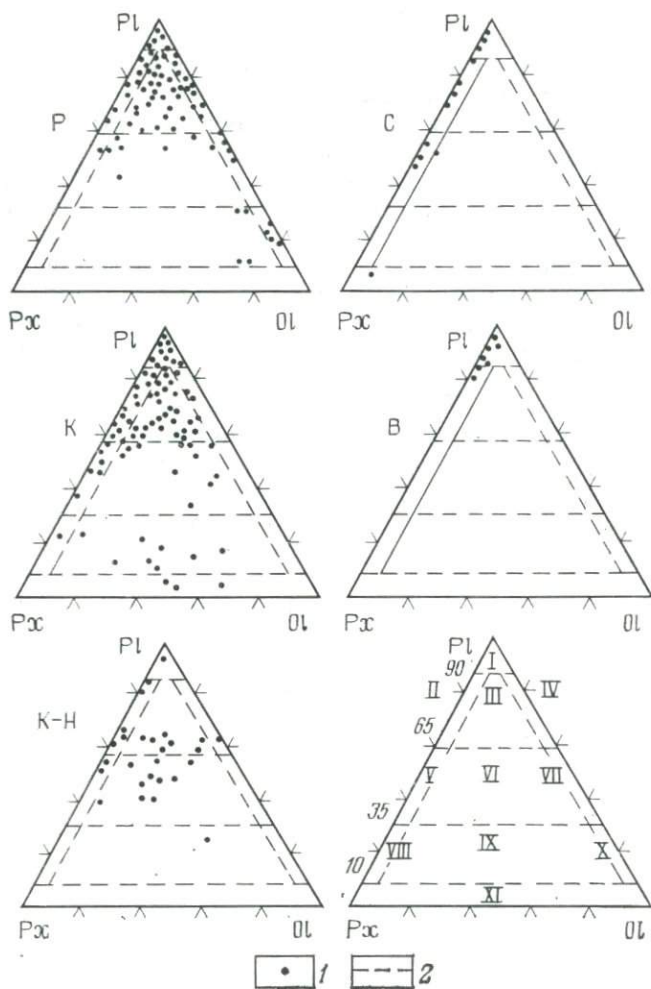


Рис. 39. Диаграммы P_1 — P_x — O_1 для базитов формации анортозит — рапакиви. Плутоны: P — Рижский, К — Коростеньский, К-Н — Корсунь-Новомиргородский, С — Салминский, В — Выборгский (Ахвенисто). 1 — нормативные составы пород; 2 — границы полей базитов (I — анортозит, II — лейкогаббро, III — оливиновый лейкогаббро-норит, IV — лейкотроктолит, V — габбро-норит, VI — оливиновый габбро-норит, VII — троктолит, VIII — меланогаббро-норит, IX — оливиновый меланогаббро-норит, X — меланотроктолит, XI — плагиноклазовые ультрабазиты)

зитов Латвии менее железистые ($\Phi=25-30$) сравнительно с клинопироксенами из габбро-анортозитов Украины ($\Phi=50-60$) и габбро-монцонитов Карелии ($\Phi=50$). Точно также различаются по величине железистости оливины из пород Латвии ($Fa=45$) и Украины ($Fa=60-75$).

В габбро-анортозитовой группе пород в числе акцессорных минералов, кроме постоянно присутствующих в количестве до 2—3% магнетита и ильменита, часты апатит, сфен, пирит и пирротин, цир-

кон. Редкими аксессуориями являются халькопирит, киноварь, гранат, рутил, крайне редкими — галенит, флюорит, шеелит.

Породы ряда рапакиви. Количественно-минералогический состав пород ряда рапакиви и состав сквозных минералов претерпевают закономерные изменения от ранних фаз к поздним.

Самая ранняя гранитоидная фаза представлена неотчетливо порфиоровидным, пироксен-роговообманковым (нередко с фаялитом) рапакиви. Породы этой фазы соответствуют адамеллитам и гранитам с предельно низким для них содержанием кварца (рис. 40). В них, на примере лапее-гранита из Выборгского массива, среди полевых шпатов обычно преобладает калиевый полевой шпат, однако в отдельных разновидностях его соотношение с плагноклазом падает до 1:1. Суммарное содержание полевых шпатов 61—66%. Содержание кварца колеблется между 20—26%. Темноцветные минералы составляют в меланократовых разновидностях до 17%, среди них преобладает роговая обманка (до 12%), в подчиненном количестве встречаются биотит (до 3%) и оливин, нередко замещенный иддингситом (в сумме до 2%). Фаялит иногда развит в виде одиночных свежих изометрических зерен, что исключает трактовку их как ксенокристаллов. Рудный минерал представлен магнетитом резко преобладающим над ильменитом. Обычны циркон и апатит. Структура пород неотчетливо порфиоровидная, порфиоровые выделения, размером 1—2 см, принадлежат калиевому полевому шпату (пертиту) и плагноклазу (в некоторых случаях это явно ксенокристаллы). Кварц развит как в основной массе, так и в виде мелких зерен, образующих пойкилитовые вроски по краям кристаллов калиевого полевого шпата, напоминающие микропегматитовые оторочки.

Неотчетливо порфиоровидные мелкоовоидные рапакиви Коростеньского плутона мало отличаются от лапее-гранита Выборгского плутона, а салминские «кварцевые монцониты» (адамеллиты) более грубозернисты и богаче моноклинным пироксеном [163].

Овоидные рапакиви по соотношению лейкократовых минералов на классификационной диаграмме (см. рис. 40) ложатся в поле гранитов и частично — в поле адамеллитов.

Овоидные рапакиви Выборгского плутона являются преимущественно меланократовыми и мезократовыми породами, а овоидные рапакиви Салминского плутона — мезократовыми и лейкократовыми. Структура овоидных рапакиви — порфиоровидная, порфиоровые выделения образованы «овоидами» — мегакристами калиевого полевого шпата (пертита) обычно овальной формы; однако попадаются и идиоморфные вкрапленники. Часть овоидов окружена плагноклазовыми оболочками (состав плагноклаза — $Ап_{30-35}$).

По отношению овоидов к основной массе овоидные рапакиви подразделяются на нормальные, когда овоиды соприкасаются друг с другом (основной массы 40—60%), и порфиоровидные, когда овоиды «плавают» в основной массе (ее 60—85%). В овоидных

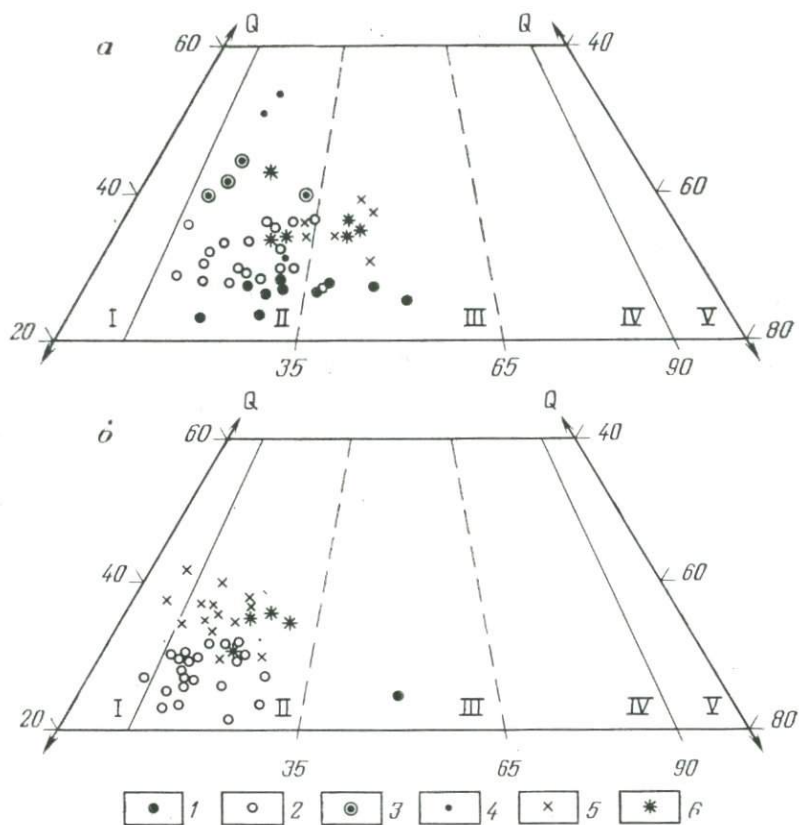


Рис. 40. Составы гранитов рапакиви Выборгского (а) и Салминского (б) плутонов на классификационной диаграмме для гранитоидных пород, по А. Штрекгейзену с дополнениями Терминологической комиссии МПК.

1 — породы I гранитоидной фазы; 2—4 — породы II гранитоидной фазы (2 — нормальный оводный рапакиви, 3 — «птерлиты» финских геологов, 4 — безоводные породы); 5 — породы III — гранитоидной фазы; 6 — породы IV фазы. Поля: I — аляскит, II — гранит, III — адамеллит, IV — гранодиорит, V — тоналит

рапакиви Выборгского массива гипидиоморфнозернистая основная масса, с размерами зерен в среднем 2—4 мм, сложена кварцем (24—36%, в среднем 30%), калиевым полевым шпатом (суммарно вместе с оводами 38—52%), плагиоклазом, представленным и в оболочках оводов, и в основной массе преимущественно An_{30-33} (10—20%), роговой обманкой и биотитом (суммарно 6—12%). Среди акцессорных минералов преобладает ильменит, в меньших количествах встречаются циркон, флюорит, апатит, магнетит.

Наиболее близки по минералогическому составу к выборгскому оводному рапакиви оводные рапакиви Коростеньского и Корсунь-Новомиргородского массивов, однако они, видимо, беднее плагиоклазом и чаще соответствуют гранитам. Салминский

овоидный рапакиви, согласно подсчетам Л. П. Свириденко [138], отвечает лейкократовому граниту. По остальным характеристикам он не отличается существенно от Выборгского овоидного рапакиви.

Детали структуры и состава овоидного рапакиви многократно описаны Д. А. Великославинским [18], Л. П. Свириденко [158], Ворма [175].

По размерам овоидов в Выборгском массиве, главным образом в районе выходов его предполагаемой кровли, выделяются мелкоовоидные рапакиви со средними размерами овоидов $1,4 \times 1,9$ — $2,0 \times 2,6$ см и преобладающие среднеовоидные ($2,0 \times 2,6$ — $2,3 \times 3,0$ см) и крупновоидные ($2,3 \times 3,0$ — $3,1 \times 4,2$ см). Рапакиви Салминского, Коростеньского и Корсунь-Новомиргородского массивов соответствуют мелкоовоидным. Овоиды с плагиоклазовыми оболочками наиболее обычны в Выборгском, Коростеньском и Корсунь-Новомиргородском массивах; в отдельных обнажениях они составляют до 45—60% всех овоидов в Выборгском массиве. В Салминской интрузии овоиды с плагиоклазовыми оболочками отмечались лишь в считанных обнажениях, причем обычно овоидов менее 20%.

Биотитовый трахитоидный рапакиви Выборгского массива, равнозернистый нередко трахитоидный рапакиви Салминского и равнозернистый рапакиви Коростеньского массива имеют много общих черт.

Трахитоидный рапакиви сложен микроклином (31—40%), кварцем (29—36%), плагиоклазом Ap_{25-30} (19—29%) и биотитом (3—9%). Акцессорные минералы представлены флюоритом (до 1,6%), цирконом, магнетитом, апатитом, молибденитом. По составу лейкократовой части породы этой группы (на рис. 40, а) ложатся в зону между гранитами бедными калиевым полевым шпатом и обогащенными им адамеллитами. Все они преимущественно мезократовые породы.

Директивная структура трахитоидного рапакиви выражена субпараллельным расположением уплощенных зерен полевых шпатов. Наблюдается и порфиоровидная структура, обычно в краевых частях интрузий, когда овоиды, а чаще идиоморфные фенокристы калиевого полевого шпата, нередко с плагиоклазовыми оболочками, обтекаются призматическизернистой основной массой. По размерам овоидов трахитоидный рапакиви — средне- и мелкоовоидный. Призматическизернистые кристаллы полевых шпатов основной массы обычно имеют размеры порядка $1,5 \times 0,5$ см.

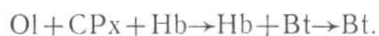
Равнозернистый местами слегка трахитоидный биотитовый рапакиви Салминского интрузива соответствует лейкократовому граниту, а в отдельных случаях — даже аляскиту. Рудный минерал представлен доминирующим ильменитом и магнетитом.

Порфиоровидный биотитовый рапакиви с мелкозернистой основной массой Выборгского массива соответствует мезократовому граниту или адамеллиту порфиоровидной структуры. Вкрапленники микроклин-пертита «плавают» в мелкозернистой (0,2—0,6 мм)

гипидноморфной основной массе, количество которой обычно близко к 85—90 %; 15—25 % вкрапленников окружено плагиоклазовой оболочкой. Основная масса сложена кварцем (30—33%), микроклин-пертитом (вместе с вкрапленниками 41—42%), плагиоклазом Ap_{26-30} , редко до Ap_{35} (15—18%), битотом (8—11%); из акцессорных минералов характерны циркон, флюорит, магнетит, ильменит, апатит.

Порфирированный биотитовый рапакиви в Салминском плутоне отличается еще более мелкими размерами вкрапленников ($1 \times 0,5$ см), лейкократовостью, но несколько более высоким содержанием плагиоклаза, хотя порода всегда соответствует граниту.

В гранитоидах рассматриваемых комплексов от ранних фаз к поздним происходит закономерное увеличение содержания кварца и наглядно видна отчетливая смена парагенезисов темноцветных минералов:



Калиевый полевой шпат из Выборгского массива детально изучался А. Вормой [175]. Его данные, вследствие идентичной последовательности выделяемых интрузивных фаз во всех других массивах, сохраняют свое значение и для них. По А. Ворма, калиевый полевой шпат в рапакиви I фазы представлен преимущественно ортоклазом; в темноокрашенных разновидностях овоидного рапакиви (выборгит) это ортоклаз и ортоклаз с промежуточным микроклином; в красных овоидных рапакиви преобладают ортоклаз с микроклином или только высокий микролин, а в биотитовых рапакиви, соответствующих нашим III и IV фазам, присутствуют ассоциации: максимальный микролин, промежуточный микролин с подчиненным ортоклазом или только максимальный микролин.

Калиевый полевой шпат вкрапленников в овоидных рапакиви и в гранит-порфирах обладает более высоким термальным состоянием, чем основная масса, вследствие чего пишет А. Ворма: «Следует предположить, что по крайней мере часть овоидов кристаллизовалась во время магматической стадии» [175, р. 67—68].

На основании массовых рентгеновских определений этот исследователь установил, что фенокристы богаче альбитовой молекулой на 1—3 вес. %, чем калишпат основной массы, причем во вкрапленниках — от более ранних фаз к более поздним — уменьшается содержание альбитового компонента от 25,2 до 18,4 вес. %.

Плагиоклаз в овоидных рапакиви во всех плутонах имеет промежуточную степень упорядоченности. Из сопоставления состава плагиоклаза в отдельных фазовых разновидностях рапакиви следует, что плагиоклазы рапакиви ранних фаз (I—II) Выборгского, Салминского, Коростеньского плутонов представлены главным образом олигоклазом и олигоклаз-андезином (Ap_{25-40}), тогда как в гранитах поздних фаз (III—IV) они несколько более кислые (Ap_{20-35}), за исключением Салминского массива, где плагиоклаз поздних фаз относится к альбиту. Плагиоклазовые оболочки во

всех оvoidных рапакиви также достаточно близки по составу — в Выборгском плутоне Ap_{25-36} , Коростеньском Ap_{21-28} , в Корсунь-Новомиргородском Ap_{25-28} , и лишь в Салминском имеют место большие колебания основности оболочек вокруг оvoidов рапакиви II фазы — от Ap_{29} до Ap_{12} .

Темноцветные минералы довольно обильны во всех фазах рапакиви, но в целом количество их убывает к поздним фазам. Все цветные минералы отличаются крайне высокой железистостью.

Биотит встречается во всех разновидностях гранитоидов. Типична темная густо-коричневая, иногда почти черная окраска по Ng и высокий показатель преломления ($Ng=Nm=1,670-1,710$), связанные с обогащением биотита Fe и Ti, а также высокое содержание фтора. Величины общей железистости колеблются от 75 до 95%.

Химические анализы 16-ти биотитов [4] из рапакиви I и II фаз Выборгского и Салминского массивов на классификационной диаграмме А. Н. Винчелла ложатся в поле аннит — сидерофиллит с пределами 60—90% аннита, при содержании магнезиальных компонентов не более 20%. Пределы содержания сидерофиллита резко расширяются в биотитах из биотитовых рапакиви (III, IV фазы тех же массивов) и пегматитов рапакиви, что естественно для этих более низкотемпературных разновидностей [19].

Роговые обманки из рапакиви I и II фаз Выборгского и Салминского плутонов густо-травяно-зеленые до непрозрачности по Ng . Это связано с очень высокой общей железистостью (76—95%) роговой обманки [4].

К особенностям состава роговых обманок рапакиви, представленных рядом феррогастингсита, относится также высокое содержание фтора, хлора и бедность глиноземом, указывающая на кристаллизацию роговой обманки в условиях низких давлений [4, 19].

Оливин в рапакиви представлен фаялитом. Он широко развит в породах первых фаз, но иногда встречается и в более поздних. Оливин в гранитах I фазы Выборгского рапакиви кристаллооптически определяется как оливин с 82—94 мол. % Fe_2SiO_4 . В оvoidном рапакиви II фазы оливин имеет состав (в мол. %):



Моноклинный пироксен обычен в лапее-гранитах Выборгского плутона и широко развит в адамеллитах Салминского плутона. Слегка зеленоватый, без плеохроизма; по оптическим константам он ближе всего соответствует диопсид-геденбергиту (80% геденбергита).

Интересны данные по составу акцессорных минералов в рапакиви-гранитах, полученные Б. К. Львовым и А. М. Беляевым по Салминскому и Д. А. Великославинским по Выборгскому массивам [4]. В том и другом плутоне постоянна устойчивая ассоциация циркона, магнетита, ильменита, в Выборском — еще апатита,

а в Салминском — флюорита. При этом количественные соотношения этих аксессуариев в гранитах разных фаз различны. Кроме того появляются дополнительно типичные для каждой фазы аксессуарии. Так, например, для I фазы в Салминском массиве характерен сфен, для II фазы — бастнезит, молибденит, для III — пирит, мартит и гематит, а для IV — кроме последних — танталниобаты, касситерит, анатаз. В Выборгском массиве аксессуарии в гранитах двух первых фаз практически идентичны по составу и различия состоят в резком уменьшении содержания во II фазе сфена, ильменита и магнетита с одновременным увеличением роли пирита, в IV — из числа окислов железа главенствуют мартит и лимонит, а также типичны сфен и флюорит. Редкими аксессуориями в рапакиви являются гранат, ксенотим, турмалин, халькопирит, сфалерит, топаз.

Химический состав пород. Все породы габбро-анортозитовой группы образуют ряд: анортозит → лейкогаббро-норит → габбро-норит и троктолит → меланогаббро-норит → плагиоультрабазиты.

В этом ряду (табл. 24) наблюдается закономерное уменьшение количества их силикатических компонентов при возрастании роли TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , различия в содержании которых наиболее отчетливо выявляются при сопоставлении средних значений (ан. 5, 10, 15, 19). Средний состав всей этой группы пород (ан. 20) близок к лейкогаббро-нориту.

Вместе с тем разные комплексы в петрохимическом отношении различаются между собой. Рижский массив отчетливо обособляется от Салминского и Корсунь-Новомиргородского пониженными содержаниями FeO и TiO_2 и более высоким — MgO , а в мезо-меланократовых габбро-норитах также и Fe_2O_3 . Лейкократовым основным породам Рижского (и частью Салминского) массива присущи повышенные содержания CaO . Помимо этого базитовые породы Рижского плутона существенно обеднены K_2O сравнительно с другими и обогащены глиноземом (особенно лейкократовые породы). Все породы основного ряда этой формации сравнительно с габбро-анортозитовыми комплексами формации глубинных разломов (табл. 25) существенно обогащены FeO , MnO , TiO_2 , P_2O_5 , щелочами и значительно обеднены MgO .

Ряд рапакиви. Как видно на рис. 41 и в табл. 26 (ан. 1—16), во всех массивах рапакиви от ранних фаз к поздним происходит увеличение содержания SiO_2 и уменьшение количества Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , TiO_2 . Содержание K_2O сперва возрастает, а затем падает. Содержание Na_2O медленно уменьшается, но в Салминском массиве наблюдается медленное повышение количества Na_2O , по-видимому, в связи с широко развитой в этом плутоне в биотитовых фазах более поздней альбитизацией (ан. 11). При этом не происходит существенного и закономерного изменения отношений K и $Ф$. Из табл. 26 также видно, что при близком количестве SiO_2 рапакиви из различных комплексов имеют много общего и в абсолютном содержании других окислов.

Таблица 24

Химические анализы основных пород (габбро-анортозитовый ряд)

Компоненты	Анортозиты					Лейкократовые габбро-нориты				
	С	Р	К	К-Н	Средний	С	Р	К	К-Н	Средний
SiO ₂	55,31	52,60	53,74	53,82	53,32	49,46	50,17	51,87	50,66	51,16
TiO ₂	0,50	0,22	0,27	0,67	0,30	2,24	0,43	1,22	1,27	0,95
Al ₂ O ₃	23,94	26,86	26,14	24,51	26,03	18,73	22,27	18,10	19,68	19,50
Fe ₂ O ₃	0,67	0,85	0,55	0,90	0,75	2,82	1,47	1,48	1,48	2,13
FeO	2,18	1,79	1,56	2,96	2,04	8,37	5,63	8,27	8,53	7,76
MnO	0,05	0,04	0,03	0,05	0,05	0,13	0,09	0,10	0,12	0,10
MgO	0,69	1,29	1,04	1,18	1,16	1,81	4,72	3,79	2,67	3,36
CaO	9,33	10,44	9,82	8,98	9,95	9,48	9,38	8,19	7,87	8,64
Na ₂ O	4,17	4,29	4,61	4,13	4,34	3,40	3,41	3,12	3,30	3,28
K ₂ O	0,89	0,44	0,77	1,06	0,62	0,83	0,45	1,23	0,92	0,99
P ₂ O ₅	0,12	0,08	0,18	0,24	0,11	0,79	0,12	0,25	0,56	0,24
Сумма	97,85	98,90	98,71	98,50	98,67	98,06	98,14	97,62	97,06	98,11
Ф	70	52	52	62	57	77	45	59	68	62
к	13	5	11	14	8	14	7	21	16	17
f ₀	20	28	21	22	26	22	19	13	13	19
Количество проб	7	47	26	19	101	14	33	81	8	139

Примечание: Плутоны: С — Салминский, Р — Рижский, К — Коростеньский, тывались.

Средние химические составы рапакиви по каждому из эталонных массивов (ан. 5, 10, 15, 16, 17) и средний состав рапакиви (ан. 18) очень близки между собой.

Средний рапакиви Выборгского массива отличается от среднего рапакиви главным образом меньшими содержаниями SiO₂ и Na₂O, немного повышенным содержанием FeO. Средний рапакиви Корсунь-Новомиргородского массива беднее SiO₂, Na₂O и K₂O и несколько богаче Al₂O₃, FeO и MgO. В среднем рапакиви Коростеньского массива обеднен CaO, а Рижского — общим железом и Na₂O при несколько повышенном содержании MgO. В среднем рапакиви Салминского массива больше SiO₂ и меньше общего железа, TiO₂, MgO и CaO. По особенно высоким величинам общей железистости и калиевости рапакиви сближаются между собой Выборгский, Коростеньский и Салминский массивы, отличаясь этим от Рижского и Корсунь-Новомиргородского.

Петрохимическое сходство пород рапакиви гранитного ряда хорошо подтверждается графиком к — Ф (рис. 42). Все 4 контура практически совпали. Для Рижского плутона оказалось мало ма-

Компоненты	Меланократовые габбро-нориты					Ультрабазиты				Средне-взвешенный состав всех плутонов
	С	Р	К	К-Н	Средний	Р	К	К-Н	Средний	
SiO ₂	46,68	44,44	46,03	41,39	44,48	35,48	29,39	35,45	31,25	49,80
TiO ₂	3,97	2,55	2,31	4,37	3,40	1,33	8,06	7,62	6,65	1,42
Al ₂ O ₃	12,06	16,00	14,10	13,45	13,67	5,25	2,83	5,25	3,64	19,91
Fe ₂ O ₃	2,55	4,72	2,01	1,66	2,16	8,18	8,08	1,40	7,68	1,95
FeO	15,09	11,79	14,20	19,11	15,54	24,22	29,31	33,60	28,30	8,18
MnO	0,19	0,14	0,20	0,23	0,20	0,47	0,39	0,42	0,41	0,12
MgO	3,90	6,52	6,08	5,20	5,22	20,29	8,82	10,32	10,62	3,30
CaO	9,02	8,07	8,41	8,11	8,40	2,69	8,94	3,38	6,95	8,95
Na ₂ O	2,32	2,63	2,52	1,97	2,31	0,90	0,54	0,74	0,62	3,34
K ₂ O	0,73	0,61	0,70	0,57	0,71	0,10	0,24	0,21	0,22	0,78
P ₂ O ₅	1,37	0,99	0,48	1,68	1,24	0,11	1,36	0,63	1,20	0,41
Сумма	97,88	98,46	97,04	97,74	97,33	99,02	97,96	99,02	97,54	98,16
Ф	72	56	60	69	66	47	70	66	75	61,7
к	16	12	15	16	16	8	18	14	17	13,9
f ₀	13	27	11	8	11	23	20	4	19	20,0
Количество проб	11	6	17	17	51	3	10	2	15	306

К-Н — Корсунь-Новомиргородский. При расчете средних составов H₂O и п. п. л. не учи-

Таблица 25

Величины общей железистости (Ф), калиевости (к) и окислительного потенциала (f₀) для среднего состава габбро-анортозитовых комплексов

Плутоны	п	Ф	к	f ₀
Салминский	32	75,0	15,0	17,7
Корсунь-Новомиргородский	46	70,3	15,8	9,1
Коростеньский	134	62,0	17,5	16,4
Рижский	89	56,5	7,7	22,2

териала, однако все точки отдельных анализов его пород попали в общий контур.

Из табл. 25, 26 также следует, что величина окислительного потенциала в породах основного и кислого рядов увеличивается от Выборгского через Корсунь-Новомиргородский, Коростеньский и

Таблица 26

Химические анализы рапакиви разных фаз
и эффузивов формации анортозитов — рапакиви-гранитов

Компоненты	Выборгский плугон					Салминский			
	I	II	III	IV	Сред- нее	I	II	III	IV
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	66,01	69,80	71,06	71,47	69,88	64,08	71,75	74,76	75,01
TiO ₂	0,91	0,43	0,34	0,38	0,45	0,90	0,31	0,18	0,19
Al ₂ O ₃	13,74	13,33	13,01	13,03	13,26	14,94	13,03	12,11	11,87
Fe ₂ O ₃	1,49	0,92	0,87	0,60	0,95	2,24	1,27	0,97	0,30
FeO	5,23	3,42	3,01	2,93	3,39	4,79	2,40	1,66	1,98
MnO	0,08	0,05	0,04	0,04	0,05	0,07	0,05	0,04	0,07
MgO	0,56	0,39	0,55	0,42	0,48	0,60	0,28	0,16	0,18
CaO	2,81	2,10	1,56	1,27	1,98	3,36	0,97	0,83	0,50
Na ₂ O	2,94	2,79	2,77	2,55	2,78	2,76	2,91	3,21	3,90
K ₂ O	4,72	5,52	5,65	5,46	5,39	4,59	5,50	5,04	5,03
P ₂ O ₅	0,24	0,17	0,18	0,23	0,16	0,13	0,11	0,04	0,08
H ₂ O	0,23	0,93	0,94	1,19	0,79	0,41	0,81	0,42	0,40
П. п. п.						1,00			
F	0,17	0,23	0,49	0,34	0,26		0,05	0,19	—
Сумма	99,13	100,08	100,47	99,91	99,82	99,87	99,44	99,61	99,51
Ф	86,5	84,5	78,4	83,1	83,7	86,3	86,2	88,0	88,4
к	51,3	56,6	57,3	58,2	56,1	52,3	55,5	50,8	45,9
f ₀	20,2	22,1	21,0	15,4	20,8	32,2	30,1	33,2	24,1
Количество проб	17	35	13	7	102	7	68	33	7

* К-Н — Корсунь-Новомиргородский плугон.

Примечание: Для граф 17—19 среднее содержание Н₂O и п. п. п. не рассчитаны

плутон		Коростеньский плутон				К-Н*	Риж- ский	Средний состав всех эталонных плутонов	Эффузивы	
Сред- нее	Альбити- зированный рапакиви	I	II	III	Сред- нее	Сред- нее	Сред- нее		Р- порфи- риты	Q-пор- фиры
72,39	75,40	69,91	69,92	75,60	70,44	67,56	70,58	70,49	49,92	69,62
0,36	0,09	0,52	0,42	0,22	0,42	0,51	0,41	0,40	2,81	0,50
12,77	12,57	13,00	13,61	11,60	13,41	14,00	13,47	13,30	14,91	13,02
1,21	0,47	1,83	1,36	1,23	1,23	1,42	1,52	1,26	6,61	2,70
2,20	1,17	3,43	2,93	1,97	3,01	3,87	2,05	2,92	7,28	2,71
0,06	0,05	0,07	0,04	0,03	0,06	0,06	0,05	0,06	0,17	0,10
0,25	0,15	0,31	0,31	0,19	0,42	0,71	0,55	0,43	3,63	0,59
1,23	0,52	1,52	1,46	0,81	1,35	2,18	1,67	1,54	7,71	2,18
3,02	4,56	3,33	3,41	2,85	3,32	2,85	3,09	3,10	2,34	1,59
5,28	4,43	5,30	5,49	4,98	5,36	4,90	4,91	5,27	2,15	5,67
0,07	0,09	0,11	0,08	0,04	0,13	0,20	0,07	0,13	0,59	0,13
0,71	—	—	—	—	0,76	—	—	—	1,55	0,73
0,13	0,30	0,69	0,51	0,60	0,76	0,76	—	—	0,11	0,17
	0,32	—	0,07	0,27	0,11	0,09	—	0,13		
99,58	100,12	100,02	99,61	100,39	100,02	99,11	98,37	99,03	99,78	99,71
86,8	85,1	90,1	87,8	90,1	85,1	81,6	82,3	84,7	69,0	83,3
53,7	38,8	51,3	51,5	53,3	51,7	53,0	51,0	53,0	37,7	70,1
30,7	27,3	31,0	28,4	34,1	28,0	21,2	33,5	27,0	44,5	41,7
145	16	19	5	4	270	69	35	621	13	19

валось. Использованы материалы авторов, а также аналитические данные [163, 174, 175].

Салминский к Рижскому комплексу, что несомненно говорит о родстве пород основного и кислого рядов. То же самое можно проследить и по изменению общей железистости, которая наиболее высока в породах обоих рядов Салминского и наиболее низка в породах Рижского комплексов. «Калиево» в породах основного ряда может быть «смазана» вторичным калиевым метасоматозом под влиянием контактового метаморфизма со стороны рапакиви.

Уместно специально подчеркнуть, что специфической петрохимической особенностью, типичной только для рапакиви, является

их обогащенность фтором, железом и калием, при относительной бедности Al₂O₃, Na₂O, MgO и CaO.

В рапакиви от ранней фазы к более поздним наблюдается закономерное увеличение содержаний F, Rb, Pb, Sn, Y, Yb, Nb, W, в меньшей мере — Ca, Cs, La; максимальные концентрации этих элементов наблюдаются в альбитизированных гранитах, однако содержания Y, Yb, Pb в них падают. Наоборот, количество Ti, Co и Ba уменьшается от ранних фаз к поздним. В габбро-анортозитовом комплексе V, Cr, Ni, Cu, Zr присутствуют в нижекларковых количествах, а Ce и Pb — в надкларковых. В гранитах ниже-

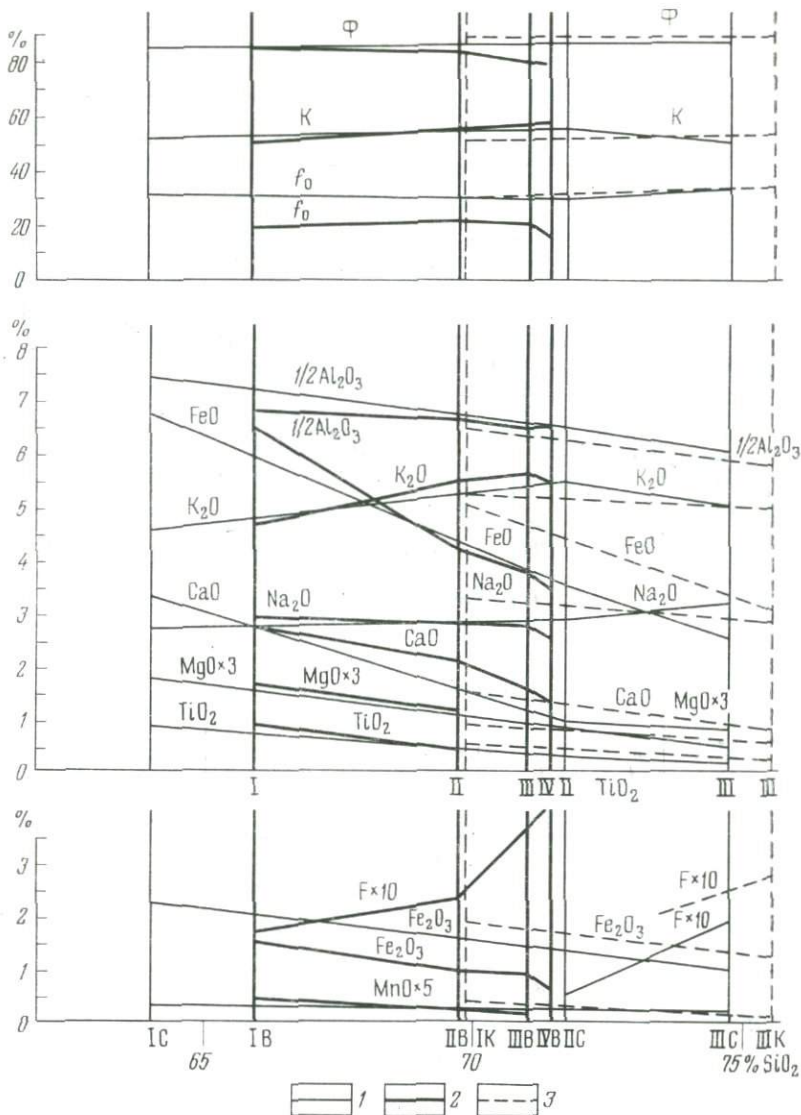


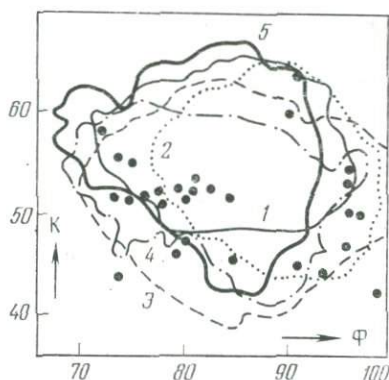
Рис. 41. Вариационные кривые для рапакиви Выборгского (В), Коростеньского (К) и Салминского (С) plutонов.

Римские цифры — фазы, буквенные индексы при них — начальные буквы названий plutонов, линии: 1 — Салминский, 2 — Выборгский, 3 — Коростеньский plutоны

кларковые содержания характерны для V и Cг (0,3—0,4 кларка), тогда как Sr, Ba, Ce, La и Ti имеют нижекларковые содержания только в поздних фазах рапакиви. Вышекларковые содержания в рапакиви обнаруживают Zn, Pb, Mo, F, Zr, Yb, в поздних (биотитовых) фазах — Sn (4—13 кларков), Y, W, Nb, Rb.

Рис. 42. Контуры составов эталонных плутонов рапакиви и Прибайкальского плутона по изотопе 10% (Коростеньский плутон — 5%).

Плутоны: 1 — Выборгский (100 ан.); 2 — Салминский (160 ан.); 3 — Коростеньский (253 ан.); 4 — Корсунь-Новомиргородский (69 ан.); 5 — Прибайкальский; точки — породы Рижского массива



Вопрос о происхождении анортозит-рапакиви-гранитных комплексов сложен и единого мнения пока не выработано. Наряду с традиционными суждениями о магматическом формировании всех пород формации, составляющих, по мнению А. А. Полканова [119], продукты кристаллизации контаминированной коровым материалом толентовой магмы с образованием эпигенетического ряда гранитных пород в промежуточных очагах, существует точка зрения о смешанном палингенно-метасоматическом происхождении рапакиви [148] и, наконец, представления о формировании рапакиви путем метасоматической гранитизации интрузивных пород габбро-анортозитового ряда [89]. В настоящее время имеются данные, говорящие в пользу мантийного происхождения родоначальной магмы анортозитов рапакиви-гранитных комплексов. Так, значение первичного отношения Sr^{87}/Sr^{86} для 15 анортозитовых тел Северной Америки и Норвегии оказалось в пределах $0,703-0,706$ [167], т. е. мантийным. Такое же значение получено и для рапакиви Выборгского плутона ($0,704$), а в Коростеньском оно достигает $0,7143$, что, вероятно, связано с контоминацией коровым материалом.

Первичный состав магмы рапакиви-анортозитовых интрузий, по-видимому, был близок их самой ранней фазе — габбро-анортозиту. Как уже отмечалось, средний состав габбро-анортозитового комплекса близок к лейкократовому нориту (см. табл. 25, ан. 10 и 20) и среднему составу плагиоклазового порфирита (см. табл. 26, ан. 19).

Из экспериментальных работ Куширо [168] и Кларка с соавторами [166] известно, что с повышением давления содержание анортита в эвтектике пироксен — анортит резко увеличивается: в случае диоксидового пироксена от 40% (при 1 атм) до 70% (20 кбар), а в случае энстатита — от 58% (1 атм) до 63% (10 кбар). Если предположить, что содержание анортита в эвтектике увеличивается пропорционально давлению, а наличие плагиоклаза средних номеров (вместо анортита) и смеси пироксенов (вместо энстатита) не сильно смещает эвтектические отношения на тройной диаграмме Куширо, то соотношение плагпоклаз —

пироксен в нашем среднем габбро-анортозите или плагиоклазовом порфирите будет близко соответствовать эвтектическому при давлении 20—25 кбар, и такого состава расплав мог быть образован при плавлении мантийного базальтового вещества при температуре 1350 °С.

Кристаллизация первой порции такого расплава, выведенной в гипабиссальные условия, может породить интрузию габбро-анортозита, а при фракционной кристаллизации *in situ* могут быть образованы и дайки норита в габбро-анортозите. Более поздние порции при фракционировании в промежуточном (глубина менее 18 км) очаге могли быть материнскими расплавами все более и более кислых гранитоидных интрузивных фаз (от кварцевых монцититов до гранитов).

Металлогеническая специализация формации анортозит-рапакиви весьма интересна в практическом отношении и качественно разнообразна. Перечень полезных ископаемых, связанных с конкретными комплексами — плутонами этих пород, включает: ильменитовые, ильменит-титаномагнетитовые рудопроявления (в анортозитах и габбро-анортозитах) и промышленные россыпные месторождения, полиметаллическое оруденение (касситерит, галенит, сфалерит) с редкометаллической минерализацией, пироксен-гранатовые скарны и грейзены с акцессорной редкометаллической минерализацией, камерные пегматитовые месторождения высококачественного керамического сырья (микроклин, кварц) и ювелирного поделочного камня (Коростеньский плутон), месторождения облицовочного камня (иризирующие лабрадориты, трахитоидные и оvoidные рапакиви) и дорожно-строительного материала.

Эффузивные аналоги анортозит-рапакивигранитной формации. Эффузивными аналогами габбро-анортозитов и рапакиви в европейской части СССР являются порфириты и порфиры хогландской толщи о. Суурсаар (о. Хогланд). Они образуют несогласно залегающую на свекофеннском фундаменте пачку, находящуюся близ юго-западного края Выборгского массива, и обнаруживают тот же, что и рапакиви, изотопный возраст (К-Аг метод): кварцевый порфир — 1580 млн. лет и плагиопорфирит — 1600—1670 млн. лет [128].

В нижней части разреза хогландия (120—150 м) развиты плагиопорфириты, иногда амигдалоидные и трахитоидные основные лавы, агломераты, а в верхней (около 100 м) — преимущественно кварцевые порфиры, кислые туфы, туфовые и лавовые агломераты.

Плагиоклазовые порфириты состоят из микрозернистой основной массы — микроофитовой, реже микролитовой структуры биотит-амфибол-плагиоклазового состава и переменного количества (20—70%) мелких вкрапленников плагиоклаза ($Аn_{53-63}$). Примечательно высокое содержание — около 10% — титаномагнетита и гематита. Амигдалоидные плагиопорфириты отличаются меньшим количеством фенокристаллов и наличием миндалевидных (размером до 4—5 мм) скоплений темно-серого кварца или зональных агрегатов хлорита, биотита, кварца и по периферии — эпидота.

По химическому составу порфиры варьируют от базальтов и тефритов до кварцевых базальтов.

Кварцевые порфиры о. Суурсаар характеризуются афанитовой основной массой, состоящей из неоднородного раскристаллизованного кварц-полевошпатового материала с микрографической и микрофельзитовой структурой и примеси вулканического стекла. Отмечаются микрозерна магнетита, гематита, сфена, апатита, флюорита и вторичных серицита, эпидота. Фенокристаллы представлены кварцем (2—5 мм), микроклином (3—5 до 8—10 мм) и более редким альбитом № 1—7 (0,5—5 мм), обычно серицитизированным. Преобладают разновидности, в которых количество фенокристаллов кварца 15—20%, калишпата 25—30%, плагиоклаза 0—10%.

Средний химический состав кварцевых порфиров о. Суурсаар (см. табл. 26, ан. 20) очень сходен со средним химическим составом рапакиви Выборгского массива. Это касается содержания SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , общего железа и MgO ; отличие обнаруживается лишь в меньшем количестве в порфирах CaO и особенно Na_2O , при несколько повышенном содержании K_2O , в результате чего порфиры по величине отношения $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ превосходят рапакиви.

Таким образом, геологические, петрохимические и радиологические данные бесспорно свидетельствуют о связи хогландского комплекса вулкаников с Выборгскими гранитами рапакиви. Автор очерка склонен включать те и другие комплексы в одну анортозит-рапакиви-гранитную формацию*.

КОМПЛЕКСЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На Сибирской платформе, как уже говорилось, очень близки к вышеописанным Прибайкальский (или Приморский), Кодаро-Удоканский и Ульканский комплексы-плутоны, в составе которых, однако, пока не выявлены анортозиты и габброиды.

Прибайкальский плутон (по данным А. С. Ескина и др., М. М. Мануйловой, Н. А. Срывцева) находится на западном берегу оз. Байкал, на восточном склоне Приморского хребта**, между поселками Большие Коты—Онгурен. Протяженность плутона свыше 300 км, видимая ширина 25—30 км. Массив расположен в зоне глубинного разлома, отделяющего Сибирскую платформу от складчатого пояса байкалид. Возрастное положение гранитов определяется тем, что они, прорывая архейские гнейсы шары-

* Принадлежность хогландских вулкаников к субплатформенной анортозит-рапакиви-гранитной формации не кажется бесспорной, поскольку большинство комплексов рапакиви не сопровождается, по современным данным, эффузивной фацией пород. Нельзя исключить возможную корреляцию этих вулкаников с формациями калиевого ряда, возникающими на орогенной стадии формирования древних платформ. — *Прим. ред.*

** Отсюда его второе название — Приморский плутон.

жалгайской сери, трансгрессивно перекрываются позднепротерозойской байкальской серией. Радиогенный возраст (К-Аг метод по амфиболу) определяется в 1650 млн. лет [100]. М. М. Мануйловой и Н. А. Срывцевым в гранитах Прибайкальского плутона выделены две магматические фазы: ранняя представлена овоидными роговообманково-биотитовыми гранитоидами, в которых овоиды К-На полевого шпата окружены плагноклазовыми оболочками, и поздняя — мелко- и среднезернистыми биотитовыми гранитами. Как и в типичных плутонах рапакиви, ранняя фаза (табл. 27) отличается пониженным содержанием SiO_2 и K_2O и повышенным Al_2O_3 , общего железа, MgO , CaO , Na_2O , TiO_2 .

Граниты Прибайкальского плутона в целом характеризуются высокой железистостью и калиевостью, практически тождественными с рапакиви. Если сравнивать содержания других окислов в гранитодах Прибайкальского плутона и в рапакиви европейской части СССР, выясняется, что они (по среднему составу) весьма

Т а б л и ц а 27

Химические анализы рапакиви плутонов
Сибирской платформы

Компоненты	Прибайкальский			Кодарский	Ульканский
	I фаза	II фаза	Среднее	Среднее	Среднее
	1	2	3	4	5
SiO_2	69,47	73,28	71,49	72,75	72,66
TiO_2	0,57	0,29	0,42	0,33	0,27
Al_2O_3	14,27	13,11	13,66	12,80	13,14
Fe_2O_3	1,97	1,47	1,70	0,59	1,18
FeO	2,24	1,28	1,73	2,99	2,24
MnO	0,06	0,03	0,04	0,05	0,05
MgO	0,49	0,39	0,44	0,49	0,23
CaO	1,75	1,01	1,36	1,42	0,69
Na_2O	2,98	2,61	2,78	2,80	3,66
K_2O	5,22	5,59	5,41	5,02	5,13
P_2O_5	0,10	0,04	0,07	—	0,10
F	0,06	0,06	0,06	—	—
С у м м а	99,18	99,16	99,16	99,24	99,35
Ф	82,4	78,3	80,2	78,10	88,0
к	53,4	58,4	56,0	54,0	47,8
f_0	43,7	50,0	47,0	16,0	31,1
n	8	9	17	10	15

1—3 — по М. М. Мануйловой и Н. А. Срывцеву. 4—5 — В. Т. Свириденко.

близки, за исключением окислительного потенциала, достигающего 47% против 21—34% в эталонных рапакиви.

На рис. 42 также видно, что контур конкретных составов гранитов Прибайкальского плутона практически совпадает с контурами рапакиви эталонных плутонов.

Биотиты и роговые обманки из гранитов Прибайкальского комплекса также очень похожи на соответствующие минералы рапакиви.

Эффузивными аналогами Прибайкальских гранитов могут служить кварцевые порфиры Аkitканской серии в Ангаро-Ленском прогибе с возрастом около 1700 млн. лет [100]. По своим петрохимическим характеристикам эти эффузивы ($\Phi=77,1$; $k=53,9$) близки к гранитам Прибайкальского плутона.

Таким образом, одним из важнейших признаков рапакиви, которого нет у Прибайкальских гранитоидов, является только отсутствие пока не выявленных генетически связанных с ним габбро-анортозитов.

Кодаро-Удоканский плутон в Восточной Сибири, по данным В. Т. Свириденко, является лополитом площадью около 7000 км², приуроченным к разрывным структурам, окаймляющим протоплатформенный Кодаро-Удоканский прогиб. Радиологический возраст плутона — 2000 млн. лет. Выделяются две интрузивные фазы: 1) крупнозернистые овоидные и безовоидные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты с редким моноклинным пироксеном, 2) гранит-порфиры, мелкозернистые биотитовые граниты. Биотит и роговая обманка гранитоидов — высокожелезистые ($f=78-83\%$). Калиевый полевой шпат овоидов — промежуточный ортоклаз. Акцессорные минералы: циркон, флюорит, магнетит, апатит, сфен и др. Характерны оловорудная специализация и надкларковое содержание Mo, Ga, Y, Yb, Nb, Sc, Sn.

Не исключено, что ранняя габбро-анортозитовая фаза Кодаро-Удоканского плутона представлена габбро-анортозитами Чинейского лополита; в самом Кодарском плутоне встречены блоки габбро-анортозитов площадью до 2 км² (устное сообщение В. Т. Свириденко).

Точки средних составов гранитоидов отдельных частей Кодаро-Удоканского плутона (исключая Каларский массив) и точка среднего состава всего плутона в целом попадают на графике $k-\Phi$ в поле составов рапакиви. При более детальном сравнении химического состава гранитоидов Кодаро-Удоканского плутона (см. табл. 27) с рапакиви (см. табл. 26) обнаруживается большое сходство в содержании всех окислов, хотя и наблюдаются очень небольшие различия в количестве Al_2O_3 , общего железа и извести.

Щелочноземельные гранитоиды Ульканского комплекса в верхнем течении р. Учур, юго-восточная окраина Алданского щита, по Б. Л. Залищаку и др., прорывают верхнепротерозойские вулканогенно-осадочные образования конкуменской, элготейской и гонамской свит (1840, 1615 и 1500 млн. лет соответ-

ственно) перекрываются алевролитами эннинской свиты (1195 млн. лет). Радиогенный возраст ульканского комплекса — 1140—865 млн. лет, по-видимому, существенно омоложен.

Северный плутон (Североучурский) площадью 700 км² находится в контакте эффузивов элегетейской свиты с кристаллическими породами архея. Более 80% площади массива занимают крупнозернистые биотитовые граниты (I фаза). Среди них встречаются небольшие (до 15 км²) интрузивные тела неровнозернистых биотитовых гранитов (II фаза).

Минеральный состав обеих фаз: микроклин-пертит, альбит, кварц, биотит; акцессорные минералы: циркон, флюорит, апатит, магнетит и др. Наблюдается альбитизация и грейзенизация вокруг дайкообразных тел мелкозернистых биотитовых гранитов. Южноучурский плутон (большой по размерам) сложен преимущественно крупнозернистым биотитовым гранитом.

По своим основным химическим характеристикам (см. табл. 25) гранитоиды ульканского комплекса попадают в поле состава рапакиви. По другим признакам ульканские гранитоиды отличаются несколько меньшими содержаниями общего железа, MgO и CaO и повышенными — Na₂O.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В связи с тем, что выше дана достаточно развернутая характеристика формации анортозитов — рапакиви, можно ограничиться лишь краткими выводами.

1. Все плутоны формации многофазные, имеют единый в принципе план геологического строения и сложены породами эпигенетического естественного ряда: габбро-анортозит → пироксенороговообманковый гранит с предельно-низким содержанием кварца → роговообманко-биотитовый гранит → биотитовый гранит.

2. Граниты ряда рапакиви, вне зависимости от петрографических особенностей отличаются от всех других гранитоидных комплексов повышенным содержанием общего железа, K₂O, F и пониженным Al₂O₃, CaO, MgO, Na₂O и вследствие этого высокой общей железистостью, сопряженной с высокой калиевостью. В ряду рапакиви от ранних фаз к поздним увеличивается содержание SiO₂, K₂O и уменьшается содержание всех других окислов.

3. Среди малых элементов к поздним фазам возрастает содержание Li, Rb, Sn в альбититах и грейзенах, связанных с последней фазой внедрения.

4. Устанавливается унаследованность кислых пород от основных по величине окислительного потенциала, содержанию SiO₂, K₂O, общей железистости и некоторых малых элементов.

5. Состав родоначальной магмы близок к эвтектике An — Pх — SiO₂ при $p \sim 10$ кбар [168], которая могла выплавляться из базальтов верхней мантии или в нижней коре.

В заключение следует добавить, что указанные особенности гранитов рапакиви не позволяют, вопреки мнению Р. З. Левковского [89], включить в состав этой формации комплексы: порфировидных микроклиновых гранитов Кольского п-ова (Ара-Лица граниты), умбинских порфировидных гранитов и чарнокитов, порфировидных гранитов окрестностей пос. Кузнечное-Приозерск, гранитов о. Путсаари, порфировидных гранитов фундамента Эстонии, гранитов третьей группы Седергольма Финляндии, Джамакской интрузии на Памире и Қошрабатского комплекса Узбекистана. Имеющийся весьма ограниченный фактический материал по Бердяушскому плутону также скорее говорит против отнесения его к формации рапакиви — анортозитов.

Долерит-диабазовая (трапповая) формация

ВВЕДЕНИЕ

Долерит-диабазовая формация завершает магматизм раннего докембрия вообще, и основной магматизм в частности, — она свидетельствует о наступлении типично платформенного геотектонического режима в пределах консолидированных континентальных сегментов земной коры, выступающих с этого момента в качестве древних платформ. Долерит-диабазовая формация представлена интрузивными телами — дайками, штоками, субгоризонтальными плитообразными залежами, нередко дифференцированными небольшими массивами.

На Русской платформе эта формация связана с широкими, ограниченными разломами тектоническими депрессиями, в пределах которых отлагаются континентальные, слабодислоцированные и почти не метаморфизованные толщи осадков, знаменующие начало формирования осадочного чехла платформы. На Балтийском щите в пределах Прионежской тектонической депрессии осадки представлены кварцито-песчаниками и глинистыми сланцами вепсия. На территории Воронежского выступа фундамента в отдельных грабенообразных впадинах накапливались осадочно-вулканогенные отложения с большим количеством пирокластического материала (глазуновская толща), возраст которых точно не установлен (PR_2 — $PR_3?$).

Судя по отдельным редким примерам сохранности от эрозии долерит-диабазовых покровных толщ (Ю. Карелия), секущие тела являются подводными каналами трещинного типа, либо, в большинстве случаев, относятся к субвулканическим образованиям дайковой фации.

При залегании в древних кристаллических породах лишь косвенные признаки — свежесть пород, полная сохранность первичных текстур, структур и минералов, а также титаномагнетитовая минерализация, исключительно характерная для комплексов долерит-диабазовой формации, позволяют коррелировать отдельные интрузии друг с другом в возрастном и формационном отноше-

ниях. Однако при этом обычно остается неясной верхняя возрастная граница таких комплексов, которые по этой причине в региональных стратиграфических схемах относятся либо к концу среднего, либо к позднему протерозою.

В настоящее время по совокупности геологических, отчасти радиологических данных достаточно уверенно можно говорить о проявлении габбро-долеритовой формации в конце субплатформенной стадии становления Восточно-Европейской платформы — на рубеже раннего и позднего (рифей) протерозоя. В Южной Карелии сюда относится вепский долерит-диабазовый комплекс Прионежья, а на территории ВКМ — смородинский габбро-долеритовый комплекс и платобазальты глазуновской толщи. Оба они петрографически наиболее детально изучены, особенно смородинский, и могут служить опорными для характеристик данной формации.

Предположительно к завершающим раннедокембрийский магматизм образования на Русской плите принадлежат нагорновский дайковый комплекс Белоруссии (дайки диабазов, рвущие житковитчские граниты), габбро-диабазы и диабазовые порфиристы приазовского, девладовского и долинского комплексов Украинского щита, залегающие среди архейских и нижнепротерозойских пород, но по радиологическим данным относящиеся к концу среднего — началу позднего протерозоя (1700—1300 млн. лет). В Восточной Сибири на Алданском щите, на Абабарском щите, на Енисейском кряже и в других структурах складчатого обрамления Сибирской платформы многими исследователями отмечаются дайковые комплексы габбро-диабазов и диабазовых порфиритов. Однако к настоящему времени отсутствуют более или менее четкие критерии для их корреляции с долерит-диабазовой формацией древних платформ, так как среди них, по-видимому, имеются синхронные как с более ранними вулканитами орогенной стадии развития этих структур, так и с мезозойскими траппами Сибирской платформы.

СМОРОДИНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ГАББРО-ДОЛЕРИТОВ И ПЛАТОБАЗАЛЬТЫ ГЛАЗУНОВСКОЙ ТОЛЩИ

Сведения о габбро-долеритах и платобазальтах Воронежского кристаллического массива (ВКМ) основаны на изучении ядра нескольких десятков буровых скважин, из которых около половины приходится на долю наиболее крупного Смородинского интрузива.

Габбро-долеритовые тела (интрузивная фация), объединяемые в составе смородинского комплекса, слагаются породами, образующими единый сингенетический ряд: порфиоровые микродолериты → габбро-долериты и долерит-пегматиты → диориты → плагиограниты и микроклиновые граниты. Платобазальты (эффузивная фация), составляющие глазуновскую толщу, представлены базальтовыми эффузивами; значительное развитие в составе толщи имеют кластолавы и туфы. В региональной стратиграфической схеме до-

кембрия глазуновские вулканиты занимают наиболее высокое положение.

Крупные интрузивы локализуются в узлах пересечения региональных северо-западных разломов с оперяющими их северо-восточными, к которым приурочены тела типа силлов и многочисленные дайки. Четкая пространственная связь с зонами региональных разломов обнаруживается и для платобазальтов.

Возраст образований глазуновско-смородинской вулканоплутонической ассоциации (К-Аг метод) находится в интервале от 1900 до 1300 млн. лет, причем для платобазальтов (скв. 2916) получены цифры 1800 ± 20 и 1900 млн. лет, а для габбро-долеритов (скв. 3021) 1371 и 1477 млн. лет. По мнению автора очерка, те и другие породы формировались в рифее и отмечают момент вступления региона в собственно платформенный этап развития.

К настоящему времени выявлено около 70 интрузивных тел, чаще с размерами до 2—3 км². По морфологии они подразделяются на три типа. К первому типу относятся наиболее крупные массивы мощностью более 1 км. Они обладают воронкообразной формой с эндоконтактовыми зонами закалки, явлениями контаминации в кровле. Внутреннее строение этих интрузий асимметричное, ритмично-расслоенное, выраженное в изменении количества и состава оливина. Переходы между слоями, различающимися по количественным соотношениям главных минералов, постепенные. С поздними дифференциатами связаны шширообразные и мелкие жильные образования диоритов и гранитов. Они имеют сложно-извилистые резко секущие контакты, особенно четкие в контаминированной зоне кровли*. В экзоконтактных породах в зонах мощностью до первых десятков сантиметров наблюдаются явления ороговикования, тремолитизации, хлоритизации.

Интрузии второго типа представлены расслоенными силлами габбро-долеритов мощностью до 340 м, обогащенными в нижней части оливином, а в верхах — безоливиновыми.

Наконец, к третьему типу относятся дайки мощностью до 20 м, с эндоконтактовыми зонами закалки, переходящими к центральным частям тел в оливиновые габбро-долериты.

Платобазальты образуют пологозалегающие лавовые толщи мощностью до 350—400 м. В их строении участвуют базальтовые порфириды (от одного до трех покровов) и горизонты базальтовых лав, различающиеся особенностями микроструктуры и химического состава. Нередко платобазальты перемежаются с горизонтами кластолава.

В Смородинском интрузиве и других наиболее крупных массивах петрографически выделяются: порфиновые микродолериты, оливиновые долериты, троктолитовые габбро-долериты, оливино-

* Не исключено палингенное происхождение этих гранитоидов, которые в таком случае генетически не могут быть связаны с габбро-долеритовой магмой, как полагает автор. Для гипабиссальных интрузий образование гранитоидных выплавок из вмещающих пород в экзоконтактной зоне с их проникновением в эндоконтактные базиты довольно характерно. — *Прим. ред.*

вые габбро-долериты, кварцсодержащие габбро-долериты, долерит-пегматиты, такситовые амфиболизированные габбро-долериты, роговообманковые микрогаббро, биотит-роговообманковые — кварц-роговообманковые и биотит-кварцевые диориты, плагиограниты, микроклиновые граниты [157]. В силлах этот ряд ограничивается долерит-пегматитами, а в дайках — оливиновыми габбро-долеритами.

Минеральный состав главных разновидностей пород смородинского комплекса габбро-долеритов приведен в табл. 28, из которой достаточно ясны черты их сходства и различий. Обращает внимание постоянство содержания плагиоклаза (~60%) при противоположно направленных количественных изменениях соотношений оливина и пироксена по мере перехода от троктолитовых к кварцсодержащим (безоливиновым) породам. Что касается вещественного состава породообразующих минералов, то плагиоклаз обычно представлен зональными кристаллами (ядро Ap_{80-60} , периферия Ap_{70-40}), причем устанавливается снижение его основности в том же направлении; в приконтактных микродолеритах зон закладки кроме вкрапленников в основной массе находится микролиты плагиоклаза состава лабрадор-битовнита (Ap_{70}). Состав оливина, подобно плагиоклазу, изменяется незначительно — в пределах $Fa_{43} - Fa_{59}$, причем наиболее распространен гиалосидерит (Fa_{43-47}). Пироксены в относительно более основных, ранних дифференциатах соответствуют авгиту, реже клиногиперстену и гиперстену, в поздних — пижонит-авгиту, клиноэнстатиту и тому же гиперстену.

Структура габбро-долеритов пойкилоофитовая, плагиоклазы и оливины обладают наибольшей степенью идиоморфизма (кумулятивная ассоциация), пироксен резко ксеноморфен (интеркумулат).

Таблица 28

Количественно-минеральный состав пород смородинского комплекса (средние — объемн. %)

Породы	Кол-во подсчетов	P1	O1	Px	Руд-ный	В1	Ap	Qu	Hb	Akt
Троктолитовые габбро-долериты	15	62,1	17,1	15,9	2,2	2,6	0,1	Ед. зн.	—	—
Оливиновые габбро-долериты	23	59,2	1,6	28,6	2,2	1,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Оливинсодержащие габбро-долериты	9	62,2	2,1	32,2	2,5	0,6	Ед. зн.	—	0,4	Ед. зн.
Кварцсодержащие долериты	6	58,8	—	31,5	3,4	1,2	Ед. зн.	2,2	2,9	Ед. зн.
Такситовые габбро-долериты	25	57,6	0,5	11,4	4,0	3,6	0,4	1,8	0,5	20,2
Долерит-пегматиты	9	50,7	—	28,9	8,7	1,8	0,5	2,7	1,1	5,9
Меланократовые долерит-пегматиты	4	30,3	—	62,0	2,4	2,1	Ед. зн.	0,2	3,0	Ед. зн.

Каждая из главных минералогических разновидностей габбро-долеритов (1—4 в табл. 28) в теле интрузивов слагает хорошо выдержанные слои, переходы между которыми постепенные. Среди кварцсодержащих габбро-долеритов обособляются крупнозернистые долерит-пегматиты (мощностью 4—16 м) с закономерно прорастающими кристаллами лабрадора, пижонит-авгита или авгита. В интерстициях находятся ильменит, магнетит, кварц, амфиболы и биотит, в сумме составляющие до 20% объема породы.

К верхним частям тел приурочены такситовые габбро-долериты. Структура их определяется сочетанием элементов пойкилофитовой, офитовой, гипидиоморфнозернистой и отличается крайне неравномерным распределением минералов, количество каждого из которых также весьма изменчиво в пространстве. В целом они несколько богаче равномернозернистых габбро-долеритов второстепенными цветными минералами, особенно актинолитом, развивающимся по салиту (Fs_{18}) и бронзиту (Fs_{27}), сохраняющимся в виде реликтов. Кроме зонального плагиоклаза ($An_{60} \rightarrow An_{45}$) присутствуют мелкие зерна андезина поздней генерации. Специфической особенностью этих пород являются реакционные каймы вокруг оливина: гиперстен \rightarrow магнетит \rightarrow тремолит \rightarrow биотит, причем оливин часто полностью замещен.

С такситовыми габбро-долеритами пространственно тесно связаны диориты, образующие тонкие прожилки. Структура диоритов меняется от пойкилофитовой до офитовой с участками гипидиоморфнозернистой. Плагиоклаз здесь представлен как крупными зональными (ядро An_{68-50} , периферия до An_{20}), так и мелкими гомогенными (An_{40}) кристаллами. Роговая обманка ($f = 75\%$) и биотит ($f = 50-62\%$) ксеноморфны, причем по соотношениям главных минералов среди диоритов выделяются биотит-роговообманковые, кварц-роговообманковые и биотит-кварцевые разновидности.

Рудная минерализация в смородинском комплексе на примере главного интрузива представлена магнетитом (35 343 г/т) и ильменитом (13 330 г/т) с примесью сульфидов (пирит 963 г/т, пирротин 121 г/т, халькопирит 6,9 г/т). Наибольшее количество рудных (mag 65 500 г/т + ilm 32 335 г/т) содержится в такситовых габбро-долеритах.

Эффузивная фация (платобазальты) глазуновской толщи включает базальтовые порфириты, базальты, кластолавы и туфолавы. Базальтовые порфириты представлены массивной афанитовой облика породой с порфиристыми выделениями плагиоклаза (An_{50-60}). Основная масса — девитрифицированный мезостазис с микролитами плагиоклаза. Базальты, лишенные вкрапленников плагиоклаза, обладают гиалопилитовой структурой с беспорядочно ориентированными мелкими кристаллами плагиоклаза.

Генетическая общность габбро-долеритов смородинского комплекса и платобазальтов глазуновской толщи наиболее отчетливо проявляется в их петрохимических особенностях, установленных [157] посредством вычисления W^2 — критерия В. Н. Бондаренко,

а также методом многократной корреляции парагенезисов породообразующих и рудных элементов. Эти данные достаточно надежно подтверждают родство химических составов интрузивного и эффузивного членов единой вулканоплутонической ассоциации.

Габбро-долериты по химизму (табл. 29, ан. 1—3) относятся к оливиновым толеитам с повышенным содержанием титана, преобладанием железа над магнием и умеренной степенью его окисленности. Из щелочей, в сумме составляющих 3%, заметно преобладает Na_2O . Платобазальты (ан. 5) отличаются от интрузивных образований только повышенным содержанием глинозема и меньшей степенью окисленности железа. Существенной разницы в химизме габбро-долеритов, слагающих морфологически различные тела, не устанавливается. Средний состав комплекса (ан. 6) близок к толеиту, очевидно представлявшему родоначальную магму.

В целом процессы дифференциации обуславливают появление сингенетического ряда пород, в составе которого автор различает

Таблица 29

Средние составы пород смородинского комплекса

Компоненты	Габбро-долериты			Диориты	Плагно-базальт	Средне-взвешенный состав комплекса
	массивы	снлы	дайки			
	1	2	3			
SiO_2	49,15	48,39	47,57	65,46	49,17	50,75
TiO_2	1,25	1,39	1,47	0,51	0,99	1,40
Al_2O_3	15,12	14,01	15,21	14,34	16,46	14,32
Fe_2O_3	4,43	3,20	3,37	1,44	1,26	3,93
FeO	8,80	11,25	11,13	3,96	11,36	9,23
MnO	0,11	0,15	0,17	0,07	0,16	0,11
MgO	6,96	6,69	6,85	1,82	6,34	6,90
CaO	9,69	9,98	9,02	4,07	9,91	9,17
Na_2O	2,69	2,37	2,46	4,13	2,78	2,62
K_2O	0,55	0,73	0,86	2,10	0,53	0,63
П. п. п.	1,25	1,84	1,89	2,34	1,04	0,94
С у м м а	100,00	100,00	100,00	100,24	100,00	100,00
F	0,66	0,68	0,68	0,75	0,67	0,66
ИК	29,70	27,60	27,77	13,53	28,47	29,60
K	0,33	0,22	0,23	0,27	0,10	0,30
$\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$	0,64	0,71	0,59	0,28	0,60	0,64
$\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$	0,83	0,76	0,74	0,66	0,84	0,81
F _{общ}	50,57	54,14	53,70	65,65	50,79	50,72
Количество проб	44	26	14	7	23	

1—5 — по [157]; 6 — по Н. М. Чернышову.

производные начальной, основной, поздней и заключительной стадий кристаллизации. Начальной стадии соответствуют порфировые микродолериты (субстадия протокристаллизации) и оливиновые долериты (ранняя кристаллизация). Основная по объему и средняя по времени формирования стадия представлена ритмично-расслоенной ассоциацией габбро-долеритов, долерит-пегматитов и такситовых габбро-долеритов; поздняя — биотит-роговообманковые микрогаббро; заключительная — диоритами и гранитами.

Специфика исходного состава магмы (с содержанием MgO ниже 8%) позволяет отнести образования смородинского комплекса к титаноносному низкотемпературному типу траппов (по А. П. Лихачеву). Перспективное рудопроявление титана установлено [157] в наиболее полно дифференцированном Смородинском интрузиве. Накопление ильменита и магнетита представляет результат процессов гравитационно-кристаллизационной дифференциации, что согласуется с существующими взглядами на генезис подобных месторождений [45].

ПРИОНЕЖСКИЙ ДОЛЕРИТ-ДИАБАЗОВЫЙ КОМПЛЕКС

Изверженные породы, входящие в состав прионежского комплекса, распространены в Южной Карелии (см. рис. 1). Здесь среди терригенных грубообломочных пород веписья, вдоль западного берега Онежского озера, известны выходы габбро-диабазов, которые К. О. Кратц рассматривает как части единой мощной пластовой интрузии, расчлененной поздними тектоническими нарушениями на ряд самостоятельных блоков. По его данным, общая площадь последней составляет около 4,0 тыс. км², а мощность по результатам бурения (А. П. Мартынов) колеблется от 140 до 200 м. По простиранию с юго-востока на северо-запад установлено воздымание силла на более высокие уровни напластования вмещающих пород. Силла сложен габбро-диабазами, крупнозернистыми кварцевыми габбро-диабазами, амфиболизированными габбро-диабазами и афанитовыми приконтактовыми диабазами. Главными породообразующими минералами являются пироксен (пижонит, диопсид, авгит-пижонит) — 25—45% и плагиоклаз An₃₅₋₅₅ — от 35 до 45%; в меньших количествах содержится биотит в ассоциации с титаномagnetитом (10%), обыкновенная роговая обманка, апатит, хлорит, ортоклаз, микропегматит (до 5—10%). Контактные диабазы содержат порфировые выделения плагиоклаза и пироксена. В верхней части силла встречаются жилы меланократовых альбит-роговообманковых и аплит-гранофировых пород, имеющие мощность от 30—40 до 90 см, которые состоят из плагиоклаза (альбита), роговой обманки, ортоклаза, кварца, хлорита, микропегматита, цоизита, апатита, титаномagnetита, кальцита.

Петрологическое изучение силла габбро-диабазов позволило К. О. Кратцу сделать предположение о связи питающего канала

интрузии с зоной разлома северо-западного простирания, проходящей вдоль юго-западного берега Онежского озера, от которой основная магма внедрилась в северо-восточном и юго-западном направлениях по плоскостям отслоения вмещающих осадочных пород.

Кроме описанной интрузии в вепских отложениях А. П. Мартынов закартировал пластовые интрузии диабазов в зоне контакта нижней и верхней подсвет шокшинской свиты.

Изучение этих пород, проведенное в районе зал. Койлахта, у пос. Кварцитный и дер. Другая Река, показало их эффузивную природу и принадлежность к лавовому потоку, максимальная мощность которого оценивается в 20—23 м. Тела эти сложены мелко-среднезернистыми диабазами, в верхней части имеют миндалекаменное сложение, а в ряде обнажений принимают вид брекчированных диабазов.

Основная ткань этих диабазов состоит из плагиоклаза, амфиболизированного пироксена, титаномагнетита, лейкоксена, между зернами которых развит биотит и хлорит. В некоторых случаях породы интенсивно гематитизированы и эпидотизированы, при этом в наибольшей степени изменению подверглись подошва и кровля лавового потока.

В Восточном Прионежье наиболее известны габбро-диабазы Пудожгорского интрузива, к которому приурочено месторождение титаномагнетитовых руд. Кроме того диабазовый комплекс представлен вертикальными и пологопадающими дайками, прорывающими гранитоиды и гранито-гнейсы архея. Преобладающей разновидностью пород являются среднезернистые габбро-диабазы, иногда содержащие гиперстен. Последние развиты главным образом в интрузиях южной части Восточного Прионежья, а также в наиболее крупном массиве Пудожгоры. Структура пород в большинстве случаев переходная между гипидиоморфнозернистой и офитовой, реже офитовая, в мезостазисе присутствуют выделения кварца и полевого шпата в микропегматитовом сростании. Плагиоклаз составляет до 60% от объема породы, имеет зональное строение — от № 65 в центре до № 29 — у края. Количество пироксена составляет 30—40%, преобладает пижонит, содержащий в среднем 25—35% FeSiO_3 . Как и плагиоклаз, он имеет зональное строение, меняясь от Fs_{29} в центре до Fs_{50} у краев. Кроме того присутствует авгит. Пироксены замещаются светло-зеленым амфиболом и хлоритом. Наряду с изредка встречающейся первичной бурой роговой обманкой развит светло-зеленый актинолит. Оливин, точнее псевдоморфозы по нему, встречены лишь в нескольких случаях. Титаномагнетит присутствует во всех диабазах, но содержания его сильно колеблются. Он нередко более идиоморфен, чем все другие минералы. Постоянной составной частью габбро-диабазов является микропегматит.

В краевых частях наиболее крупных диабазовых интрузий в зоне закалки, а также в маломощных апофизах встречаются диабазовые порфириты. Вкрапленники представлены плагиоклазом

№ 45—63 и пироксеном. Основная масса имеет интерсертальную структуру, местами представляет базальтовое стекло.

Рудный диабаз отличается от обычного присутствием обогащенных титаномagnetитом слоев и шлиров. Структура породы офитовая. Титаномagnetит идиоморфен по отношению к плагиоклазу (лабрадору) и пироксену. Кроме того он образует скелетные кристаллы или содержит пойкилитовые идиоморфные включения плагиоклаза, а также пироксена и амфибола.

В интрузиях присутствуют жилы гибридных пород и аплитов, представляющих выплавки из вмещающих гранитов и гранито-гнейсов.

Как видно из приведенного описания, габбро-диабазы Западного и Восточного Прионежья различаются как по геологическому положению, так и по минеральному составу. Первые развиты среди венских терригенных отложений, в то время как вторые залегают в гранитах и гранито-гнейсах фундамента. Одни характеризуются преобладанием авгита и авгит-пижонита, тогда как другие — гиперстена и гиперстенового пижонита. Согласно К. О. Крат-

Т а б л и ц а 30

Составы пород прионежского комплекса

Компоненты	Интрузивные габбро-диабазы		Эффузивные металлабазы
	Зап. берег	Вост. берег	Зап. берег
SiO ₂	49,44	49,15	50,49
TiO ₂	2,15	2,99	1,11
Al ₂ O ₃	13,43	11,82	13,68
Fe ₂ O ₃	4,17	3,20	4,85
FeO	12,29	15,35	7,08
MnO	0,20	0,21	0,12
MgO	4,56	3,55	4,40
CaO	8,31	6,87	8,97
Na ₂ O	2,98	2,76	3,30
K ₂ O	1,14	1,34	1,69
П. п. п.	1,33	2,76	4,31
С у м м а	100,00	100,00	100,00
F	0,78	0,84	0,73
ИК	18,51	13,55	20,64
K ₀	0,25	0,17	0,41
CaO/Al ₂ O ₃	0,62	0,58	0,66
Na ₂ O/(N ₂ O+K ₂ O)	0,68	0,67	0,66
F _{общ}	66,17	74,41	59,33
Количество проб	25	5	4

цу, эти различия связаны с большей глубиной формирования интрузий в Восточном Прионежье, где кристаллизация шла медленней, а магма была более обогащена летучими компонентами. Это способствовало кристаллизации титаномагнетита, образующего почти мономинеральный слой у лежачего бока интрузии, а также широкому развитию автометаморфических процессов.

Изотопный возраст варьирует, по данным К-Аг метода (валовые определения), от 1440 до 1670 млн. лет [37]. Определения возраста U-Th-Pb методом с последующими пересчетами на изохрону позволили оценить возраст габбро-диабазов в $1550 \pm \pm 150$ млн. лет.

Данные по химизму базальтоидов Прионежья (табл. 30) показывают, что габбро-диабазы и эффузивные метадиабазы довольно близки друг к другу. Те и другие характеризуются весьма высокой общей железистостью, при очень умеренной степени окисленности железа (в интрузивных породах), и сравнительно высоким содержанием щелочей, особенно натрия, позволяющим отнести эти породы к трахибазальтам. В целом по своим петрохимическим особенностям базиты весьма близки к среднепротерозойским базальтоидам Балтийского щита, отличаясь от них еще более высоким содержанием железа и титана, а также повышенным содержанием K_2O при общей натровой специализации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Краткий обзор интрузивных и эффузивных пород долерит-диабазовой формации, основанный на характеристике типовых комплексов, позволяет сделать следующие заключения.

1. Структурно и, по-видимому, генетически эти образования относятся к трапам. Они связаны с глубокими расколами земной коры, возникающими на заключительной стадии этапа стабилизации древних платформ. Эти разломы обычно не считаются с генеральными простираниями раннедокембрийских складчатых структур и контролируют размещение крупных, платформенного типа, тектонических депрессий.

2. Пространственно и во времени эти породы связаны с континентальными отложениями образующегося чехла древней платформы и имеют среднепротерозойский (вепский) или позднепротерозойский (ранний рифей?) возраст.

3. Долерит-диабазовые комплексы представлены как эффузивной, так и интрузивной (гипабиссальной) фациями, при этом эффузивные аналоги последней сопровождаются туфами того же состава, что указывает на проявление вулканических извержений центрального типа наряду с преобладающими трещинными излияниями.

4. Наиболее характерной формой залегания интрузивных трапов являются полого-, реже крутопадающие sill и дайки, а для эффузивных образований — покровы.

5. Для некоторых, особенно крупных трапповых интрузий характерны внутрикамерная дифференциация, первичная расслоенность и ассоциация с гранофировыми породами, которые в виде маломощных жил и прожилков развиты в верхней части силлов. Гранофиры являются предположительно палингенными — реоморфическими образованиями кровли интрузий, возникшими под воздействием основной магмы.

6. Наиболее распространенными петрографическими типами пород долерит-диабазовой формации являются диабазы, долериты, габбро-диабазы, габбро-долериты, долерит-пегматиты, бескварцевые и кварцсодержащие диабазы и базальты. Для последних характерно присутствие микропегматита (кварц в сростании с щелочным полевым шпатом). Из рудных минералов типичен титаномагнетит, иногда в значительной по масштабам — промышленной концентрации (Пудожгорское месторождение в Ю. Карелии).

7. По химическому составу траппы довольно однородны и, безусловно, являются производными малодифференцированной толент-базальтовой магмы. Для них характерно повышенное содержание TiO_2 , суммарного или закисного железа и низкое — K_2O и MgO . Некоторые разновидности траппов по содержанию щелочей (главным образом Na_2O) отклоняются к субщелочным базальтам или даже к трахибазальтам.

ГЛАВА V

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ И СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОГО МАГМАТИЗМА

Анализ раннедокембрийского магматизма, проведенный для главнейших этапов геотектонического развития континентальной земной коры — прогеосинклинального (кн. 1), протогоосинклинального (кн. 2) и этапа стабилизации древних платформ (в настоящей книге), свидетельствует о направленной, необратимой эволюции магматических процессов на раннедокембрийском отрезке геологической истории, о наличии ряда свойственных только раннему докембрию специфических магматических формаций. Физико-химические законы образования магматических расплавов в недрах Земли и их кристаллизации в верхних частях или на поверхности литосферы всегда, естественно, оставались неизменными — менялись лишь геологические условия, в которых действовали эти законы, и, как следствие, менялись характер, форма и место проявлений магматических процессов, соответственно закономерно эволюционировали вещественный состав магматогенных образований и их металлогенические особенности и, наконец, менялась во времени корообразующая роль магматогенных пород — очень существенная на ранних этапах и подчиненная на субплатформенной стадии становления докембрийской материковой земной коры.

Будучи первопричиной связанными с процессами тектоническими, магматические процессы, при их анализе на формационной основе, несут определенную информацию о строении земной коры и ее структурной эволюции в раннем докембри. Приложение физико-химического анализа к природным магматическим образованиям при их петрогенетических исследованиях проливает свет на геознергетическое состояние литосферы на тех уровнях, где рождались магматические расплавы и где они затем формировали геологические тела.

Наконец, вещественный состав тех или иных конкретных комплексов магматогенных пород позволяет оценивать состав глубоких горизонтов литосферы и тем самым подойти к модели ее строения в раннем докембри.

В этих трех тесно взаимосвязанных аспектах нам представляется целесообразным завершить рассмотрение раннедокембрийского магматизма на основе его формационного анализа.

Магматические породы наряду с метаморфизованными осадками играют важнейшую роль в строении кристаллического фундамента древних платформ, составляющих, как хорошо известно, ядра всех материков. В наиболее глубоких разрезах континен-

тальной земной коры, вскрывающих первые страницы геологической летописи Земли, выступают главным образом интрузивные и вулканогенные образования, тогда как первично-осадочные породы с признаками явно экзогенного происхождения имеют второстепенное корообразующее значение.

При рассмотрении древнейшего магматизма *прогеосинклинального этапа* раннего докембрия в кн. I было показано, что к настоящему времени с помощью радиозотопно-геологических исследований выявлены реликты своеобразных структур — «нижние гранит-зеленокаменные пояса», сложенные гранитоидами и вулканитами основного и ультраосновного (коматиты) состава. Их формирование находится в интервале 3,8—3,0 млрд. лет, причем геологические наблюдения в некоторых районах Южной Африки (нагорье Барбертон, область Селүкве), Гренландии (район Готхоб), Канады (местность Саглек Бэй в Лабрадоре) и др. позволяют интерпретировать гранитоиды (гранодиориты, тоналиты, плагиограниты) в качестве магматических образований, предшествующих отложению мощных, местами (формация Онвервахт) достигающих 15, вулканогенных толщ.

В некоторых из этих толщ в разных районах мира присутствуют очень специфические малоглиноземистые ультрабазиты — коматиты в ассоциации с высокомагнезиальными базальтоидами, что предположительно позволяет говорить о формационной самостоятельности таких толщ (коматит-базальтовая формация?).

В других, более многочисленных разрезах древнейшего докембрия устанавливаются мощнейшие толщи исключительно глубокометаморфизованных вулканитов, преобразованных на больших площадях в чарнокит-мigmatиты, частью в гранит-мigmatиты, составляющих геологическую основу древних платформ (Восточно-Европейская, Сибирская, Антарктическая и др.), хотя в их составе не фиксируются в массовом количестве коматиты, а время формирования этих вулканитов пока надежно не датировано радио-изотопными методами, но не исключено, что они синхронны с вулканитами «нижних зеленокаменных поясов», поскольку их прогрессивный метаморфизм в условиях гранулитовой фации относится на разных платформах к рубежу 3,3—3,0 млрд. лет, а в Антарктиде, возможно ~ 4,0 млрд. лет.

На территории СССР примерами подобных древнейших вулканогенных комплексов являются пироксеновые кристаллосланцы, обычно в той или иной степени чарнокитизированные и входящие в состав кольской, отрадненской, приазовской, зверевской, курультинской, далдынской, иенгрской и ряда других серий.

В свете современных литературных данных о происхождении земной коры можно с достаточной уверенностью рассматривать в качестве представителей наиболее древних магматогенных горных пород раннего докембрия как плагиогранитоиды и зеленокаменные вулканиты, так и глубокометаморфизованные, чарнокитизированные в условиях гранулитовой фации толщи вулканитов.

Со времени их формирования, собственно говоря, и начинает-

ся геологически обозримая история магматизма на прогеосинклинальном этапе становления земной палеокоры континентального типа с ее гранито-гнейсовым слоем. Относящиеся к этому этапу магматические формации в их относительной последовательности образования и во взаимосвязи с термодинамической обстановкой показаны в нижней части табл. 31. Они формируются в нижнем архее на протяжении первого миллиарда лет геологической летописи Земли.

Формационно нерасчлененная ассоциация древнейших гранитондов, доскладчатые вулканиты и раннескладчатые формации анортозит-гипербазит-габброидная и эндербитовая генетически связаны с магматическими очагами разной глубинности и все являются аллохтонными. Соскладчатые чарнокит- и гранит-мигматитовые формации относятся к ультраметагенным внутрикоровым образованиям и включают автохтонные, частью субавтохтонные комплексы пород. По-видимому, сюда же следует относить формацию метасоматит-чарнокитов, которая, возможно, отвечает регрессивной фазе чарнокит-мигматитообразования, несколько запаздывающей во времени относительно кульминационной фазы ультраметагенеза. Завершающие тектоно-магматическую деятельность прогеосинклинального этапа поздние (чарнокиты) и после-складчатые (аляскиты, аплиты) формации, локализованные в разрывах и разломах коры, относятся снова к интрузивным — аллохтонным образованиям гипабиссального характера, причем их вещественный состав по-прежнему зависит от геотермобарометрической обстановки на месте формирования.

Не останавливаясь во избежание повторения (кн. 1) на характеристике каждой формации прогеосинклинального этапа, отметим некоторые специфические геологические и петрогенетические черты всей этой группы. Прежде всего обращает на себя внимание ареальное развитие этих формаций на обширных площадях древних платформ без строгой локализации в крупных линейных структурах, что характерно для преобладающего большинства формаций более молодого возраста. Это обстоятельство свидетельствует об отсутствии структурно-контрастной дифференцированности палеокоры, об ее повсеместно высокой мобильности и легкой проницаемости для эндогенных магматических масс, обусловленной, по-видимому, сравнительно малой мощностью и неустойчивостью формирующегося корового слоя. Его геологическую основу составляют главным образом вулканиты андезит-базальтоидной формации, представленные ныне пироксеновыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, гнейсами, как правило мигматизированными в условиях гранулитовой, реже амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Нами приводились аргументы в пользу представления о вещественной неразрывности и первично-генетическом единстве чарнокитизированных и гранитизированных пород, в которых палеосома представляет преобразованный без принципиального изменения состава исходных базальтоидов субстрат, а гранитондная по составу неосома скорее всего явля-

Таблица 31

Схема эволюции раннего докембрия

1,65 млрд лет Этап стабилизации древних платформ (протогеосинклиналь)	<p>Формации этапа стабилизации древних платформ</p> <p>Формации субплатформенной стадии</p> <p>долерит - диабазовая</p> <p>анортозит - роговики - гранитная</p> <p>гранитоидов „пестрого“ состава (комплексы порфиридных а) гранодиорит - гранитов; б) сиенит - гранитов и др.)</p> <p>Формации древней стадии</p> <p>Наложенные тектонические депрессии</p> <p>габбро-гипербазитовая</p> <p>пикрит-базальтовая</p> <p>субщелочно-базальтовая</p> <p>андезит-базальтовая</p> <p>Глубинные разломы</p> <p>щелочно-гранитная</p> <p>щелочно-габброидная</p> <p>перидиит-габбро-ниритовая (распеленных интрузий)</p> <p>Периферические поднятия</p> <p>гранит-гранофидовая</p> <p>липаритовая</p> <p>граносиенит-гранитная</p> <p>трахилипаритовая</p> <p>сиенит-гранодиоритовая</p> <p>трахиандезитовая</p>	<p>Формации протогеосинклинального этапа, завершающие развитие в рифте и палеогео</p>	
2,6 - 2,0 млрд лет Протогеосинклинальный этап	<p>Формации протогеосинклинальных структур</p> <p>Материковые протогеосинклинали (кора континентального типа)</p> <p>Троговые структуры</p> <p>микроклиновых гранитов (пск)</p> <p>плагий</p> <p>микроклиновых гранитов и мигматитов (сск)</p> <p>Чарнокитовидная габбро-анортозитовая</p> <p>литарит-андезит-базальтовая</p> <p>плагиигранит-мигматитовая (сск)</p> <p>плагиигранитовидная (сск)</p> <p>габброидная (рск)</p> <p>гипербазитовая (рск)</p> <p>спилит-диабазовая, дацит-андезит-базальтовая, липаритовая (дск)</p>	<p>Икраинные протогеосинклинали незавершенного развития (кора океанического типа)</p> <p>плагий-микроклиновых гранитов и мигматитов (сск)</p> <p>плагиигранит-мигматитовая (сск)</p> <p>габбро-плагиигранитная (рск)</p> <p>ассоциация габброидов, гипербазитов и базальтоидных вулканитов (дск)</p> <p>(формационно нерасчлененных)</p>	
~ 3,0 млрд лет Протогеосинклинальный этап	<p>Формации протогеосинклинальных структур</p> <p>Условия гранулитовой фации</p> <p>($p=5-10$ кб; $t=700-900^{\circ}\text{C}$)</p> <p>алекситовая (пск)</p> <p>интрузивных чарнокитов (пск)</p> <p>метасоматических чарнокитов (сск-пск)</p> <p>чарнокит-мигматитовая (сск)</p> <p>эндербитовая (рск)</p>	<p>Условия амфиболитовой фации</p> <p>($p=3-8$ кб; $t=500-650^{\circ}\text{C}$)</p> <p>аллитовая (пск)</p> <p>гранит-мигматитовая (сск)</p> <p>гранодиоритовая (рск)</p> <p>анортозит-гипербазит-габброидная (рск)</p> <p>андезит-базальтоидная (дск)</p> <p>(каматит-базальтоидная?)</p>	<p>Ншша-структуры</p>
~ 4,0 млрд лет	<p>перидиитно-кордовые гранитоиды (гранодиориты, тоналиты)</p> <p>андезит-анортозитовая протокора („гранулит-базальтовый слой“)</p>		
<p>Примечание: Формации относительно главной фазы складчатости соответствующего этапа: дск - докладчатые, рск - раннекладчатые, пск - позднекладчатые, пок - послекладчатые</p>			

ется продуктом перекристаллизации и метаморфической дифференциации андезит-дацитовых составляющих той же вулканогенной толщи. Однако следует заметить, что большинство исследователей высказывается за новообразование лейкосомы в таких мигматитах за счет привнесенного в процессе метаморфизма силикатического вещества из мантии, с чем мы не можем согласиться, учи-

тывая, с одной стороны, относительную бедность последней гранитообразующими элементами, а с другой — маловероятную возможность ареального поступления в верхнюю часть коры огромной массы гранитоидного вещества за геологически относительно короткое время (время инверсии геотектонического режима прогеосинклинальных структур), для чего необходимо допустить, как показали известные расчеты Ю. М. Шейнманна по балансу калия в земной коре, столь же быструю вещественную переработку верхней мантии во всем ее современном глобальном объеме.

Судя по разрезам древнейших вулканогенных толщ «нижних зеленокаменных поясов», в их составе резко преобладают толеитовые базальты, но нередко в нижней части присутствуют перидотитовые коматинты, а в верхах в заметном, хотя и подчиненном количестве, дациты и риолиты. О широком развитии в раннем докембрии именно толеитовых серий вулканитов, представляющих дифференциаты как известково-щелочного (с обогащением SiO_2), так и собственно толеитового (с изменением относительных количеств Mg и Fe) трендов, свидетельствуют статистические данные И. И. Абрамовича и Б. Д. Дворкиной [2], показавших, во-первых, петрохимическое сходство базальтоидных вулканитов раннего докембрия древних платформ Североамериканского, Африканского и Евразийского континентов и, во-вторых, их отличия от базальтоидных формаций фанерозоя. В частности, от базальтоидов островных дуг они отличаются меньшими железистостью, глиноземистостью и содержанием TiO_2 , от океанических базальтоидов — пониженными суммой щелочей, особенно калия, и величиной общей железистости; наконец, от базальтоидов геосинклинальных областей — меньшей, в среднем, основностью, титанистостью и калие-востью.

Происхождение пород андезит-базальтоидной формации может быть связано с селективным плавлением мантийного субстрата в условиях повышенного давления («андезито-дацитовый трог» Грина — Рингвуда), характерного для прогеосинклинального этапа. Именно высоким давлением, по-видимому, можно объяснить и более широкое распространение базальтоидов коматинтового типа в древнейшем докембрии по сравнению с более молодыми вулканогенными толщами, где они пользуются гораздо меньшим распространением.

Наконец, о существенно повышенных геотермических и геобарических градиентах в земной коре того времени говорят и рт-условия регионального ультраметаморфизма древнейших вулканитов, некогда отложенных на дневной поверхности. Для конкретных комплексов гранулитовой фации (серии кольская, побужская, шарыжалгайская, комплексы суннагинский, сугамский, далдынский и др.) термодинамические параметры их чарнокитизации лежат в интервале $650\text{--}900^\circ\text{C}$ и $p_{\text{общ}}$ от 5 до 11 кбар, а для пород мигматизированных в условиях амфиболитовой фации (беломорский комплекс) в интервале $550\text{--}650^\circ\text{C}$ и 6—8 кбар. Поскольку этот ареальный метаморфизм завершился общей гранитиза-

цией палеокоры, приходится сделать вывод о подъеме фронта гранитоидного магмообразования непосредственно в пределы осадочно-метаморфического слоя коры, само возникновение которого и было предопределено взаимодействием эндогенных вулканических и ультраметаморфических процессов, с относительно малым участием продуктов экзогенного породообразования.

Следует подчеркнуть, что никогда в последующей геологической истории развития земной коры не было столь значительных по интенсивности ареальных проявлений андезит-базальтового вулканизма и процессов диффузного, пронизывающего весь объем палеокоры, автохтонного гранитообразования. В этом состоит главная специфическая особенность прогеосинклинального этапа.

В тесной пространственной и, по-видимому, парагенетической связи с андезит-базальтовыми вулканидами находится раннескладчатая анортозит-гипербазит-габбронная формация, для которой характерно площадное распространение среди метавулканидов однофазных интрузий небольшого размера и разного вещественного состава, гипабиссальных по уровню становления. О последнем свидетельствуют микроструктуры пород зоны эндоконтактной закалки, ксенолиты вмещающих вулканидов (например, в габбро-лабрадоритах беломорского комплекса) и, наконец, размещение бескорневых интрузий по всей мощности разрезов древнейших супракрустальных толщ, как это установлено на Балтийском, Украинском, Алданском, Анабарском щитах. Петрогенетически комплексы данного формационного типа представляют эпигенетические ряды магм-пород полного (Беломорье, Енисейский край) или редуцированного (за счет анортозитовых членов) развития (Алданский, Украинский щиты). На примере беломорского комплекса намечается антидромная последовательность в формировании интрузий: габбро-лабрадориты (расслоенные массивы) → габбро-нориты и габбро (главная масса интрузий) → гипербазиты (апоперидотитовые и апопироксенитовые серпентиниты количественно резко подчиненные). Такая последовательность предположительно объясняется вовлечением в плавление все более мафического субстрата, в составе которого, судя по высокой глиноземистости габброидных пород, существенная роль принадлежала пироксенам и отчасти, по-видимому, гранату.

Уместно напомнить, что, по нашему мнению, аргументированному в кн. 1, происхождение беломорского комплекса габбро-лабрадоритов, габбро-норитов и габброидов (раннескладчатых «друзитов») связано с прогрессирующим селективным плавлением андезит-анортозитового слоя, расположенного между мантией и гранито-метаморфическим слоем. Его наличие в подошве коры на примере Беломорского геоблока документируется данными Имандра-Ловозерского профиля ГСЗ, согласно которым на глубине 28—35 км от современной поверхности плотность пород равна $3,0 \pm 0,2$, а также подтверждается присутствующими в трубке взрыва о. Елового (Кандалакшский район) ксенолитами эклотитоподобных пород состава: альбит-олигоклаз + диопсид (до 10%

жадеитового комплекса) + гранат (~40% пиропового минала), обладающих плотностью 2,9—3,1.

Количественные соотношения этих трех породообразующих минералов в разных ксенолитах изменчивы — от существенного преобладания плагиоклаза в лейкократовых разновидностях до существенно обогащенных пироксеном и гранатом меланократовых пород. Аналогичные эклогитоподобные породы известны не только на Балтийском щите, но и в кимберлитовых трубках Сибирской районах — в Далдынском, Оленекском, Майском и других районах.

Поле устойчивости эклогитоподобных пород на $p-t$ диаграмме находится (по Б. Г. Лутцу, 1974 г.) между полями гранулитовой и эклогитовой (мантийные эклогиты) фациями. Их термодинамические параметры определяются, приблизительно, $p_{\text{общ}}$ 18—20 кбар и минимальной температурой 800—850 °С, что при современном геотермобарометрическом градиенте невероятно для уровня, где они сейчас находятся, т. е. в подошве коры, ограниченной снизу поверхностью Мохоровичича. Следовательно, во время формирования интрузивных массивов габбро-лабрадорит-норитового состава мощность коры вряд ли превышала 25—30 км, а поскольку, как отмечалось, в приповерхностной ее части создались условия высокоградиентного по давлению и температуре ультраметаморфизма, то элементарный расчет показывает, что геобарический градиент должен был быть *вдвое*, а геотермический — по меньшей мере *втрое* выше современного.

Экспериментальные данные по плавлению и кристаллизации базальтоидных систем при высоких давлениях (известные опыты А. Рингвуда, Д. Грина, Т. Грина, Г. Кеннеди, К. Ито, И. Куширо, Х. Куно и др.), как уже говорилось при обсуждении возможных путей петрогенезиса пород рассматриваемой формации (см. кн. 1), свидетельствуют о вполне реальной возможности появления расплавов широкого диапазона составов за счет полного или частичного плавления «андезит-анортозитового» слоя, которые могли быть родоначальными для всей комагматической серии пород анортозит-габбро-норит-габброидного эпигенетического ряда.

Для комплексов с преобладающим развитием гипербазитов (суннагинский, далдынский и др.) более реальным является предположение о мантийном происхождении родоначальных магм, петрохимически близких к магмам коматитового типа, которые, по мнению некоторых исследователей (см. кн. 1), могли быть продуктами полного плавления не дифференцированной или очень слабо дифференцированной палеомантии или же образоваться, согласно экспериментам [133, 134] по выплавлению примитивных базальтоидных жидкостей из ультраосновного (\approx мантийного состава) субстрата при давлениях порядка 30 кбар. При прогеосинклинальном палеотермобарометрическом режиме, о котором речь только что шла выше, эти условия были возможны на глубинах порядка 35—40 км.

Стоящая в табл. 31 выше анортозит-гипербазит-габброидной формации, но также раннескладчатая эндербитовая формация, в

самых древних своих проявлениях (Кольский полуостров, Енисейский край, Алданский щит, Антарктида и др.) представлена существенно натровыми высокожелезистыми, гиперстенсодержащими или двупироксеновыми гранитоидами, по-видимому, более или менее синхронными по месту и времени становления с породами предшествующей формации. Возможно, как думает автор, они являются когенетичными образованиями. Это предположение косвенно опирается на выявленную Т. Грином возможность образования пород габбро-анортозитового или гранодиоритового (эндербитового) состава путем фракционной кристаллизации андезитового расплава при давлении 9—13 кбар. Этот расплав мог быть продуктом плавления того же подкорового андезит-анортозитового слоя, но испытал дифференциацию на подъеме в приповерхностную часть палеокоры. Из-за исчезновения при наложенном метаморфизме первично-магматических минеральных ассоциаций в интрузивных эндербитах изученных комплексов, термодинамические параметры точек их ликвидуса и солидуса не определимы. Количество породы эндербитовой формации, если судить по сохранившимся реликтовым массивам в докембри Евро-азиатских древних платформ, уступают более молодым складчатым и позднескладчатым чарнокитоидам и гранитоидам. О последних уже говорилось выше и можно лишь добавить в качестве специфической черты — исключительное непостоянство вещественного состава этих мигматитов и гранитоидов, зависящего от химизма субстрата, интенсивности развития ультраметагенных процессов, их характера (метасоматоз, палингенез и т. п.), тектонической обстановки, определяющей степень проницаемости пород для агентов мигматито- и гранитообразования (флюидов, растворов, расплавов) и других, локального значения, причин. Надо также сказать, что в областях развития наиболее ранних гранит-мигматитов, ввиду обычного проявления вторично наложенных, но изофациальных с первыми, процессов ультраметагенного гранитообразования, невозможно без специальных исследований формационно расчленить те и другие (обоянская серия КМА, днепровский комплекс гранитоидов и мигматитов УКЩ, многие районы мигматизированных пород беломорской серии и др.) вследствие чего они выступают в качестве ассоциации гранитоидов и мигматитов неопределенного возраста, но генетически тождественных по условиям формирования, что не противоречит включению их в один формационный тип.

В областях гранулитовой фации регионального ультраметаморфизма наложенный метаморфизм очень редко оказывается изофациальным с прежним — обычно он проявляется как диафорез (например, Становая зона в Восточной Сибири, архейский фундамент Белоруссии, Прибалтики и некоторых других районов на Восточно-Европейской платформе). Здесь следующие по времени образования формации автохтонных метасоматических и аллохтонных магматических чарнокитоидов достаточно четко выделяются по секущим соотношениям с мигматит-чарнокита-

ми и по локализации в дизъюнктивных структурах. Термодинамические параметры их образования несколько ниже, чем для чарнокит-мигматитов, а именно — температурный интервал находится в пределах 700—850° С, а $p_{общ}$ не превышает 7—8 кбар при минимальном значении для интрузивных чарнокитов около 3,5 кбар (по данным В. М. Шемякина). В термодинамическом смысле формирование того и другого комплексов свидетельствует о спаде интенсивности теплового потока в коре, уходе на глубину очагов гранитоидной магмы, а в структурном отношении — о начинающейся консолидации и способности к разламыванию гранитизированного слоя палеокоры. С точки зрения корообразующего значения породы этих формационных типов не играют существенной роли, поскольку размеры тел невелики. Генетически как метасоматические, так и интрузивные чарнокиты скорее всего связаны с внутрикоровыми источниками флюидов и расплавов, возможно остаточных от предшествующей стадии ареального чарнокитообразования. Петрохимически они также специфичны, как и более ранние чарнокитоиды, — высокожелезисты, существенно обогащены натрием, рубидием при относительно невысоком содержании калия (1,5—2,0%). Подобный сдвиг в сторону повышения железистости, как это хорошо известно по многим публикациям для гранитоидов фанерозоя, характеризует граниты, формирующиеся в условиях относительно консолидированной коры. Об этом свидетельствуют дайковые комплексы аплитов и аляскитов, локализованных в зонах трещиноватости и внутрикоровых разломах, формированием которых завершается магматизм прогеосинклинального этапа.

Следующий *протогеосинклинальный этап* развития континентальной земной коры, со свойственной ему группой магматогенных и ультраметагенных формаций, отличается резкой сменой геотектонического режима. Благодаря возросшей к началу этого этапа мощности и жесткости коры она утратила повсеместную мобильность и легкую проницаемость для эндогенного магматического вещества. Теперь тектонические метаморфические и магматические процессы сосредоточиваются в местах нарушений сплошности коры системами разломов разного масштаба и глубины заложения, контролирующими размещение линейно-протяженных протогеосинклинальных структур материкового и окраинного типов (см. табл. 31), каждый из которых, как об этом говорилось (см. кн. 2), характеризуется особенностями внутреннего строения, спецификой литогенеза, тектонической и магматической деятельности, режима метаморфизма.

Важно подчеркнуть, что на протогеосинклинальном этапе возрастает структурная дифференцированность коры, появляются не только протогеосинклинальные пояса разных типов с присущими им внутренними поднятиями и прогибами, но также структуры с принципиально новым геотектоническим режимом — срединные массивы, зоны пограничных глубинных разломов, области тектоно-магматической активизации в ранее кратонизированных гео-

блоках. Соответственно возрастают количество формационных типов магматогенных и ультраметагенных пород и их вещественное разнообразие.

На начальной стадии становления и развития подвижных поясов, морфологически представляющих трюги, шовные прогибы, зоны растяжения, проявляется интенсивная вулканическая деятельность, контролируемая разломами мантийной глубинности заложения, с которыми связано образование серии доскладчатых вулканогенных формаций — спилит-диабазовой, дацит-андезит-базальтовой и несколько запаздывающей — лептитовой, представленной главным образом средними и кислыми вулканитами и чаще приуроченной к внутренним поднятиям. С этими формациями связаны серноколчеданные и железорудные месторождения, нередко промышленного значения, причем последние ассоциируются с лептитовыми комплексами, а первые — с дацит-андезит-базальтовыми толщами. Надо заметить, что нет четкой пространственной и временной разобщенности этих вулканитов и все они вместе взятые представляют прототип спилит-кератофировой группы формаций Ю. А. Кузнецова [79].

Относительно более молодыми, рвущими вулканиты, интрузивными эквивалентами последних (не считая субвулканических образований — силлов и межпластовых интрузий) являются комплексы небольших, обычно интрузивных тел, раннескладчатых гипербазитовой, габбронидной и несколько более поздней плагиогранитоидной формаций. Эти три формации в свою очередь во многом сходны с выделяемыми Ю. А. Кузнецовым фанерозойскими габбро-пироксенит-дунитовой, габбро-диорит-диабазовой и плагиогранитной формациями.

Вследствие глубокого преобразования вулканитов и интрузивных пород, особенно в структурах с интенсивным и неоднократным проявлением складчатых деформаций и метаморфизма, их первично-магматические черты нередко почти полностью утрачены. Это обстоятельство затрудняет петрогенетический анализ пород, однако, судя по петрохимическим данным, наши базит-гипербазитовые комплексы связаны с толеит-базальтовой магмой и представляют продукты ее дифференциации по известково-щелочному направлению (дацит-андезит-базальтовая формация), толеитовому пути (спилит-диабазовая и габбронидная формации) и в антидромной направленности (гипербазитовая формация), причем формирование каждой из них могло быть, скорее всего, связано с очагами разной глубинности — первичными со слабо выраженной дифференциацией толеит-базальтовой магмы и вторичными — промежуточными, где происходило образование серий расплавов известково-щелочной направленности, включая и наиболее кислые дацит-риолитовые магмы.

Что касается пород лептитовой и плагиогранитоидной формаций, то не исключено, что их появление обусловлено подъемом фронта магмообразования в нижние горизонты палеокоры — в пределы ее андезит-анортозитового или гранулит-базитового слоя.

Аргументы в пользу этого предположения рассматривались ранее (см. кн. 2) и здесь нет необходимости повторяться. Заметим лишь, что ранние гранитоиды плагиогранит-диоритового состава имеют широкое распространение во внутренних геоантиклинальных структурах протогеосинклинальных поясов, и именно эти породы скорее всего составляют вещественную основу для последующего внутрикорового гранитообразования на стадии ранней инверсии протогеосинклинальных структур.

Со сменой геотектонического режима связаны внутренняя структурная дифференциация троговых прогибов материкового типа, активизация срединных массивов и формирование многочисленных комплексов генетически сложной и вещественно разнообразной складчатой плагиогранит-мигматитовой формации, возникающей в условиях амфиболитовой, реже эпидот-амфиболитовой, иногда гранулитовой фаций регионального метаморфизма фациальных серий низкого и умеренного давления. В процессы ультраметагенного образования вовлекается на этот раз не только раннеархейский кристаллический фундамент, но и нижние части покровных осадочных и вулканогенных толщ, в результате чего возникают стратиформные гранит-магматитовые комплексы, свидетельствующие о подъеме фронта гранитоидного магмообразования в приповерхностные уровни земной коры.

Следствием гранитизации являются относительная консолидация отдельных внутренних структур и возрастание степени дифференцированности протогеосинклиналей.

В продолжающих активную тектоно-магматическую жизнь зонах глубинных разломов — краевых и межблоковых — непосредственно после раннеинверсионной фазы складчатости возникают специфические магматические формации: липарит-андезит-базальтовая, габбро-анортозитовая и чарнокитоидная. Первая из них отличается от более ранней дацит-андезит-базальтовой формации большим значением в ее составе кислых эффузивов, наличием субвулканических тел кварцевых порфиров и диабазовых порфиритов, а также присутствием железорудных залежей, в ассоциации с многогеосинклинальными типами осадков и с терригенными грубообломочными отложениями континентального типа. Источники родоначальной магмы, по-видимому, находились в мантийных и промежуточных очагах, возникших в связи с возобновлением дизъюнктивной кинематики в шовных структурах.

Что касается несколько более поздних интрузивных формаций — чарнокитоидной и габбро-анортозитовой, то они представлены крупными однофазными массивами, дифференцированными при габбро-лабрадоритовом составе, причем их положение строго контролируется зонами глубинных разломов, разделяющих крупные геоблоки земной коры. С большой долей уверенности можно говорить о геологически синхронном формировании обеих формаций, поскольку их структурная локализация, метаморфизм и возрастные соотношения с более молодыми гранитоидами одинаковы. Происхождение же родоначальных расплавов остается не

вполне ясным. Авторы, учитывая петрохимические и геохимические особенности пород той и другой формации, охарактеризованные при их описании (см. кн. 2), склоняются к тому, что магмообразующим субстратом в обоих случаях служил андезит-анортозитовый слой палеолитосферы, причем расплавы гранитоидного и габбро-лабрадоритового состава либо могли быть продуктами непосредственного плавления петрохимически соответствующего субстрата, либо связаны с фракционной кристаллизацией андезитовой магмы в условиях повышенного давления (10—13 кбар — согласно экспериментам Г. Грина) в промежуточных очагах, находившихся в нижней части коры.

Интересной особенностью интрузий той и другой формации является их становление в гипабиссальных условиях и в тектонически относительно спокойной обстановке. Позднее они, как правило, подвергаются бластомилонитизации и вещественному преобразованию в пределах многочисленных наложенных зон расщепления и разломов дробящих массивы.

Следующая по времени складчатая формация ультраметаморфных плагно-микроклиновых гранитов и мигматитов, относится к стадии общей инверсии материковых и периферических протогеосинклинальных прогибов. Эта стадия отличалась зональным развитием процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфического гранитообразования. В складчатых комплексах второго структурного этажа возникли аллохтонные плагномикроклиновые граниты и местами гранит-мигматиты; в реоморфизованном на стадии ранней инверсии прогеосинклинальном фундаменте и в срединных массивах широкое развитие получили процессы анатексиса с выплавлением низкотемпературных гранитных расплавов, а также повторная мигматизация пород. Вся совокупность как автохтонных, так и аллохтонных пород формации принадлежит к относительно низкотемпературным образованиям, формировавшимся в условиях амфиболитовой фации по типу открытых систем — в первую очередь открытых для щелочей, особенно калия и воды. Физико-химический анализ этих гранитоидов свидетельствует об их принадлежности к плутоническому (водонасыщенному) типу Д. С. Штернберга и Г. Б. Ферштатера и о формировании в условиях равновесной кристаллизации твердых фаз.

К завершающим процессы гранитообразования прогеосинклинального этапа формациям относятся производные внутрикоровых магм чарнокит-гранулитового уровня, анхизвтектические существенно микроклиновые граниты и мигматиты и ортоклазовые граниты, локализованные в разрывах и разломах, пересекающих относительно кратонизированные после региональной гранитизации структуры. Геологические особенности и физико-химический анализ этих гранитоидов позволяют рассматривать ортоклазовые граниты как гипабиссальные образования, а существенно микроклиновые граниты и их мигматиты в качестве глубинных, возникающих из обогащенной летучими (за счет поступления их из вмещающих пород) перегретой и богатой калием магмы, которая

при отвердевании отделяла флюидную фазу, интенсивно фельдшпатизирующую вмещающие породы.

Таким образом, все магматические образования раннего собственно прогеосинклинального ряда и поздних соинверсионных и постинверсионных формационных рядов включают продукты плавления эндогенного вещества — мантийного (базиты, гипербазиты), нижних уровней земной коры (анортозиты, чарнокиты, плагиограниты, андезит-дацитовые вулканиты) и собственно корового происхождения (ультраметагенные гранитоиды). Смена их во времени свидетельствует о циклическом смещении уровней магмообразования вначале из мантии (базиты) в верхние части коры (плагиогранит-мигматитовая формация), затем после непродолжительного опускания до подошвы коры (формации зон глубинных разломов) нового подъема (формации плагио-микроклиновых гранитов и мигматитов) с последующим уходом на завершающих этапах на нижние (чарнокит-гранулитовые) уровни земной коры.

Важнейшей глобально-масштабной особенностью эндогенного породообразования на протогеосинклинальном этапе развития земной коры являются широкое и глубокое перераспределение ее вещества на известных нам срезах инфра- и супраструктур древних платформ. Мощное и неоднократное проявление внутрикорового ультраметагенного гранитообразования привело в конечном итоге к увеличению мощности континентальной коры за счет формирования ее приповерхностного гранито-гнейсового слоя, представляющего в целом продукт глубокой переработки накопленного осадочного и вулканогенного материала и чарнокит- и гранит-мигматитового субстрата прогеосинклинальной палеокоры, который сохранился на современном срезе в виде реликтов, но, по видимому, составляет существенную часть современного «гранулит-базитового» слоя земной коры.

Такой двухслойный разрез континентальной коры в пределах древних платформ остался неизменным до наших дней. Все последующие геологические события, проявившиеся на площади этих структур, не сопровождалось внутрикоровым региональным ультраметаморфизмом, и все более поздние магматические формации этапа стабилизации древних платформ представляют аллохтонные магматические образования глубинного происхождения.

На эволюции магматизма протогеосинклинальных систем окраинного типа, синхронного с рассмотренным выше, мы не останавливаемся, поскольку ни одна из таких систем не проходила в раннем докембрии инверсионных стадий. Все они вступили на путь развития материковых структур уже после раннего докембрия, были стабилизированы во время формирования байкальских, каледонских и более молодых геосинклинально-складчатых поясов. Из раннедокембрийских формаций здесь и, главным образом, в периферических прогибах отмечаются в незначительном распространении только плагиогранитоидная («габбро-плагиогранитная», по Ю. А. Кузнецову) и две соинверсионные гранит-мигматитовые формации (см. табл. 31).

Заканчивая общий обзор главных особенностей магматизма протогеосинклинального этапа, нельзя не подчеркнуть, что все ультраметагенные гранит-мигматитовые формации и формации глубинных разломов являются специфическими для раннего докембрия — они не имеют строгих аналогов среди более молодых магматических образований ни в позднем докембрии, ни в фанерозое и не соответствуют также по совокупности геологических и генетических черт более древним чарнокит- и гранит-мигматитовым формациям протогеосинклинального этапа. В специфике условий формирования названных формаций выявляется односторонняя направленность структурной эволюции коры, а равно и эволюции магматических процессов.

Металлогенические особенности отдельных магматических комплексов протогеосинклинального этапа определяются рудопроявлениями, иногда промышленными месторождениями рудных и нерудных полезных ископаемых. В частности, в генетической связи с ними в ряде районов на Восточно-Европейской и Сибирской платформах находятся: железорудные и колчеданные залежи (ассоциируются в основном с летитовой и дацит-андезит-базальтовой формациями), сульфидное медно-никелевое и титаномагнетитовое оруденение, асбест (гипербазитовая формация), молибденитовое оруденение и (?) золотоносность (плагногранитондная формация), редкометалльные, слюдоносные и керамические пегматиты (гранит-мигматитовая формация), титаномагнетит (габбро-анортозитовая формация), вольфрам, молибден, олово, свинец, цинк (формация микроклиновых и ортоклазовых гранитов).

Можно думать, что качественно возросшее разнообразие металлогенической специализации гранитоподобных формаций протогеосинклинальной группы связано с вовлечением в вещественный кругооборот больших объемов силикатного корового вещества, содержащего литофильные рудные элементы, а также отчасти с привнесом мантийных рудных элементов.

Магматизм *этапа стабилизации древних платформ* отличается наибольшим разнообразием формационных типов (см. табл. 31) в сравнении с предыдущими этапами развития земной коры. Другой особенностью является строгая приуроченность вулканических и интрузивных комплексов к разломам и приразломным наложенным тектоническим депрессиям, формирующимся в обстановке глыбовой кинематики прогрессивно консолидирующейся континентальной коры. Наконец, важная черта магматических образований этого этапа состоит в том, что все они имеют эндогенное происхождение и ни в одном случае непосредственно не связаны с вмещающими породами ни вещественно, ни генетически. В некоторых случаях последние несут признаки контактового воздействия со стороны магматических тел. Как правило, плутоны большинства формаций вне зависимости от того, сложены они сингенетическими (однофазные расслоенные интрузии) или эпигенетическими (многофазные плутоны) рядами пород, обладают протоматическими текстурами (слоистость, трахитоидность, линейность

и пр.), автономны, в большинстве случаев по внутреннему строению, и относятся к дискомфортным плутонам чаще второй, иногда первой величины.

Выявление их внутреннего строения и петрогенетических черт почти всегда возможно благодаря хорошей сохранности магматических текстур, структур и минералов, нарушаемых лишь в локальных тектонических зонах. Слабая в целом степень регионального метаморфизма вулканогенных толщ (зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая и редко амфиболитовая фации) позволяет в большинстве случаев восстанавливать последовательность формирования и количественную роль вещественно различных разновидностей пород в разрезах отдельных структур. Этими чертами рассматриваемые магматические формации резко отличаются от более древних.

По сути дела вся группа формаций этапа стабилизации древних платформ не является оторванной от предшествующей группы, самостоятельной в геотектоническом смысле; она следует непосредственно за формациями протогеосинклинально-складчатых поясов, завершая единый крупнейший по длительности и интенсивности проявления в геологической истории Земли тектоно-магматический мегацикл. В хроностратиграфической шкале магматические формации этапа стабилизации древних платформ охватывают интервал времени около 1500 млн. лет, с повсеместной четкой верхней радиологической границей 1650 ± 50 млн. лет. Геологически этап стабилизации древних платформ завершается с началом площадного формирования верхнедокембрийского (рифейского) осадочного чехла. Наиболее интенсивно развивались магматические процессы этого этапа на его начальной — орогенной стадии, к которой, как это видно в табл. 31, относится большая часть формаций, отмечающих в своей последовательности, постепенно нарастающую стабильность коры. Следует, однако, заметить, что порядок расположения формаций в таблице не строго отражает их относительный геологический возраст вследствие асинхронности орогенного режима в разных структурных зонах, в частности запаздывания во времени его наступления в периферических прогибах окраинных протогеосинклиналей Сибирской платформы и в пределах подвижного пояса свекофеннид на Восточно-Европейской платформе. Кроме того во многих случаях интрузивные комплексы разных формационных типов, прорывающие архейские или нижнепротерозойские породы, не имеют «геологической крыши», а радиологически более или менее одновозрастны, как, например, формации, сгруппированные в верхней части графы «орогенные структуры», для которых показанная в таблице их последовательность остается условной.

Формации орогенной стадии развития древних платформ, отмечающие магматический режим областей завершённой складчатости, всегда структурно приурочены к наложенным приразломным тектоническим депрессиям — весьма крупным по величине грабен-синклиналям зон краевых глубинных разломов, или к ши-

роким ограниченными разломами мультимодальными структурами, а также к внутренним относительно небольшим приразломным моноклинальным впадинам. В наиболее полных разрезах вулканогенных толщ, выполняющих такие структуры, устанавливаются две серии формаций. Одна связана с мантийными магмами толеит-базальтового состава, а другая — с глубинно-коровыми магмами широкого диапазона составов.

Для базальтоидной серии формации, особенно полно проявленной на Балтийском щите, четко устанавливается антидромная последовательность формирования: андезит-базальтовая → субщелочно-базальтовая → пикрит-базальтовая формации, которые в крупных структурах обычно образуют непрерывную вертикальную серию, но нередко пространственно разобщены, свидетельствуя тем самым о неодновременности образования магмопроводящих разломов. Глубинностью проникновения последних в мантийный магмообразующий субстрат объясняется определенная направленность в изменении вещественного характера этой серии формаций, связанных, как показывают палеовулканогенические исследования, с вулканами центрального типа и структурно сопряженными с ними разломами, часть которых контролирует размещение субвулканических образований в пределах самих вулканических толщ. Анализ вулканической деятельности свидетельствует об ее многофазности, количественно неодинаковой в разных центрах, и, что важно отметить, о гомодромной последовательности формирования пород в пределах отдельных вулканических серий, составляющих каждую из выделенных нами формаций, последняя из которых — пикрит-базальтовая — наиболее дифференцирована. Может быть, это обстоятельство предопределено тем, что она связана с наиболее глубинными разломами и на более длинном пути магматических расплавов от места их формирования к поверхности Земли, естественно с наибольшей полнотой в промежуточных очагах, могли проявляться процессы магматической дифференциации. Пространственная сопряженность позволяет предполагать парагенетическую связь с теми же источниками наиболее глубокой еще не дифференцированной магмы интрузивных комплексов габбро-гипербазитовой формации. По неясным пока причинам в тех сегментах коры, где широко распространены формации, связанные с базальтоидными магмами, отсутствуют формации гранитоидных серий, особенно полно развитые в пределах периферических поднятий, причлененных к Сибирской платформе на орогенной стадии ее формирования.

Здесь параллельно развиваются две серии гранитоидных формаций — вулканогенных и несколько отстающих по времени (рвут вулканисты) комагматических интрузивных. Первые образуют последовательный ряд формаций: трахиандезитовую, трахилипаритовую, липаритовую, а ко второму соответственно принадлежат: трахиандезитовая, граносиенит-гранитная, гранит-гранофировая, причем в целом они формируются в нормальной гомодромной последовательности.

Если принять тезис о том, что средние составы пород каждой формации тождественны составам их родоначальных расплавов, то можно сделать вывод о том, что магматические очаги, находившиеся на ранней фазе в гранулит-базитовой приподожвенной части коры, на последующих фазах магматизма перемещались на разные уровни глубинности в пределах гранит-метаморфического слоя. Повышенная общая железистость и щелочность пород, обогащенных калием, рассматривается исследователями этих формаций как признак их формирования в условиях жесткой и зрелой коры.

Все другие интрузивные формации орогенной стадии (см. табл. 31) по совокупности геологических и генетических особенностей также свидетельствуют о стабильности и значительной мощности коры. Своим происхождением они связаны как с мантийными магмами основного состава (перидотит-габбро-норитовая формация), так и с гранитоидными магмами. В геологически крупном масштабе в этой группе формаций, впервые в магматической истории древних платформ, появляются щелочные породы — щелочно-габброидная и щелочно-гранитная формации.

Наиболее ранняя относительно всех других периодит-габбро-норитовая формация характеризуется тем, что принадлежащие к ней комплексы магматических пород представляют собой однофазные, всегда расслоенные плутоны с гомодромно направленной, часто ритмичной, внутрикамерной дифференциацией родоначального толеит-базальтового расплава. Высокая железистость, глиноземистость и другие петрохимические особенности главной массы пород, слагающих существенно габбро-норитовые массивы, позволяют говорить о проникновении разломов в верхнюю мантию на значительную глубину, о чем свидетельствуют также сульфидно-никелевая металлогеническая специализация этой формации и кроме того пространственная сопряженность плутонов с зонами глубинных разломов регионального масштаба, разделяющими геоблоки земной коры разной мощности.

Обращает внимание одна из особенностей этих интрузий — их становление в гипабиссальных условиях, что документируется закаленными интрузивными контактами с малометаморфизованными вулканитами орогенных формаций, испытывающих при этом приконтактовый палингенез с образованием гранитоидного расплава.

Щелочно-габброидная формация представлена многофазными интрузиями, в строении которых соучаствуют гипербазит-базитовые и нефелин-сиенитовые когенетические ряды пород, в совокупности представляющие эпигенетический естественный ряд магмород, по А. А. Полканову. Геологические особенности и петрологический анализ этих комплексов позволяют почти утвердительно говорить о генетической связи пород этой формации с родоначальной оливин-базальтовой магмой.

Пути ее кристаллизационной дифференциации были охарактеризованы ранее (см. с. 156) и здесь на этом вопросе мы не оста-

навливаемся. Уместно лишь напомнить, что локализируются эти многофазные плутоны в зонах пограничных глубинных разломов точно тех же, к которым приурочены интрузии перидотит-габбро-норитовой формации, но встречаются относительно редко.

Щелочно-гранитная формация, возможно синхронная с щелочно-габброидной, в своем распространении также пространственно ограничена — в наиболее полном проявлении она известна пока на Кольском полуострове, хотя петрографически подобные породы отмечаются и в других районах страны.

Натриевая петрохимическая специализация пород этой формации служит одним из доводов в пользу их связи, может быть и отдаленной, но вполне реальной, со щелочно-базальтовой магмой.

Надо, однако, сказать, что генезис щелочных гранитов остается дискуссионным — эти резко пересыщенные кремнеземом, щелочами и железом породы, весьма бедные CaO и MgO , обладающие специфической редкометальной минерализацией, вряд ли представляют продукт прямой магматической дифференциации толентовой или щелочно-базальтовой магмы. По-видимому, наиболее кислые дифференциаты последней были контаминированы веществом боковых пород и предельно насыщены летучими на глубине, чем предопределилась их высокая химическая активность на месте становления интрузий, выразившаяся в образовании широких ареалов метасоматически измененных вмещающих пород.

Это обстоятельство приводит многих исследователей к мнению о метасоматическом происхождении щелочных гранитов, но, как говорилось выше (см. с. 174), имеется целый ряд серьезных аргументов в пользу интрузивного механизма образования крупных межформационных массивов, становление которых происходило в тектонически неспокойной обстановке.

Если принять магматический генезис щелочных гранитов и учесть генетические особенности пород щелочно-габброидной формации, то можно заметить, что в том и другом случае родоначальные магматические расплавы относятся по месту своего зарождения к наиболее глубинным. Это значит, что древняя платформенная кора к моменту появления этих магм была окончательно сформирована, приобрела современную стабильность и уровни залегания разломов в тектонической сфере достигли очень больших глубин, возможно до предполагаемых И. Куширо и Х. Куно уровней щелочно-базальтового маглообразования в астеносфере на глубинах 200—400 км.

Небольшие по размерам интрузии гранитоидов «пестрого» состава локализируются в разломах меньшей глубинности, вряд ли очень глубоко проникающими за пределы земной коры. В настоящее время формационный анализ ассоциации этих гранитоидов весьма затруднен недостаточностью необходимого для этой цели фактического материала. Вероятно, какая-то часть включенных нами в эту ассоциацию гранитоидных комплексов относится к ин-

трузивным аналогам пород субщелочного ряда, связанных с наложенными структурами раннеорогенной стадии. Однако большая часть многофазных интрузий гранодиорит-гранитного и гранит-щелочноземельно-сиенитового состава, рапакивиподобных порфиробластических гранитоидов и, возможно, генетически взаимосвязанных габбро-диорит-гранитных комплексов многофазных кольцевых субвулканических массивов локализуется в жестких блоках и размещается в расколах и разломах консолидированной коры среди разновозрастных раннедокембрийских пород. Имеющиеся немногочисленные радиологические данные попадают в довольно широкий временной интервал (1800—1600 млн. лет), но остается не ясным вопрос — действительно ли формирование этих интрузий было растянуто во времени и многие комплексы синхронны с другими позднеорогенными формациями или же их положение в табл. 31 отвечает истинным геологическим соотношениям тех и других и они действительно завершают орогенный магматизм древних платформ. По целому ряду геологических и петрогенетических особенностей комплексы гранитоидов «пестрого» состава весьма близки к группе орогенных интрузивных формаций подвижных зон фанерозоя, выделенных Ю. А. Кузнецовым в его известной классификации, т. е. не представляют специфических магматических комплексов раннего докембрия.

Исключительно характерна для субплатформенной стадии этапа стабилизации древних платформ сложная, многофазная анортозит-рапакиви-гранитная формация. Принадлежащие к ней плутоны достигают первой величины, их положение контролируется системами разломов, в целом составляющих протяженные зоны межрегионального масштаба, пересекающие все более ранние структуры древних платформ. Обращает внимание многофазность формирования интрузий — от одной до двух в габбро-анортозитовой серии пород, до четырех фаз в гранитоидной серии, причем повсеместно устанавливается (на примере детально изученных массивов) закономерная последовательность изменения вещественного (химического и минерального) состава пород. Наряду с этим разные интрузивные комплексы — плутоны обладают некоторыми своими особенностями петрохимического состава и отличаются друг от друга также и разными объемно-количественными соотношениями пород отдельных фаз.

Геологически устанавливается, что только после формирования гранитов рапакиви начинается образование осадочного чехла древних платформ вне зависимости от того, в каких геохронологических рамках завершается их стабилизация.

Происхождение анортозит-рапакиви-гранитной формации дискуссионно — многие исследователи не считают ее генетически единой, но изложенные при описании формации аргументы представляются достаточно убедительными в пользу если не генетической, то во всяком случае парагенетической связи анортозитов и гранитов.

Последняя из числа указанных в табл. 31 формаций — доле-

рит-диабазовая — свидетельствует о возможности образования расколов в пределах уже вполне консолидированных древних платформ и только в тех случаях, когда с поверхности вулканические толщи и интрузивные тела перекрываются рифейским осадочным чехлом; можно утверждать о принадлежности этих магматических пород к раннедокембрийскому магматическому циклу. Толент-базальтовый состав магматических расплавов, формирующих эту формацию, не вызывает сомнения у изучавших ее петрографов.

В качестве общего заключения по формациям этапа стабилизации древних платформ следует подчеркнуть еще большее, чем у всех более ранних групп формаций, разнообразие их металлогенической специализации.

Так, в частности, с формациями орогенных вулканитов связаны рудопроявления самородной меди, медноколчеданных руд, с вулканитами и интрузивными породами существенно калиевого ряда — редкометальная и редкоземельная минерализация, а также рудопроявления полиметаллов, меди, золота, редких металлов и олова.

Интрузивные тела габбро-гипербазитовой и перидотит-габброноритовой формации обычно потенциально никеленосны, а некоторые хорошо дифференцированные массивы — заключают сульфидные медно-никелевые руды в промышленных концентрациях. В ряде массивов четко проявлено титаномагнетитовое оруденение.

Особенным разнообразием минерализации отличаются комплексы пород щелочно-габброидной и щелочно-гранитной формаций, в которых отмечаются акцессорные минералы, содержащие многие редкие, рассеянные и радиоактивные элементы, хотя промышленных их концентраций пока не выявлено.

Среди гранитоидов «пестрого» состава большинство массивов также обнаруживают практически значимую полиметаллическую и редкометальную минерализацию. Граниты рапакви в некоторых случаях проявляют не только признаки экзоконтактовой рудной минерализации (полиметаллы, олово и др.), но и заключают месторождения ценного нерудного сырья — полудрагоценного ювелирного камня, кварца и керамических материалов, а также сами очень широко используются в качестве декоративно-облицовочного и строительного камня.

Наконец, с дифференцированными телами долерит-диабазовой формации связаны промышленные месторождения титаномагнетитовых руд.

Формационный анализ раннедокембрийского магматизма в целом показывает, что от этапа к этапу имеет место возрастание степени дифференцированности магматических образований по вещественному составу, увеличение числа формаций и увеличение их металлогенического разнообразия.

Такой необратимо направленный путь эволюции был обусловлен все более возрастающей структурной дифференциацией зем-

ной коры на докембрийских этапах ее формирования. При этом геологические и петрогенетические особенности и общая последовательность образования формаций свидетельствуют о постепенном нарастании мощности коры, увеличении степени ее консолидации и одновременно о миграции магмообразующих процессов в пределах тектоносферы с общей тенденцией их смещения от этапа к этапу на все большую глубину.

Таким образом, особенности и односторонне направленная эволюция раннедокембрийского магматизма, ряд его специфических черт объясняются характером строения вещественного состава и термодинамического режима коры и мантии Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абакумова Н. Б.* Щелочные пегматиты Еletzозерского массива габброидных и щелочных пород (Сев. Карелия). — Сов. геология, 1966, № 5, с. 131—140.
2. *Абрамович И. И., Дворкина Б. Д.* Петрохимическая специфика древнейших докембрийских вулканитов. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974, с. 199—205.
3. *Айнберг Л. Ф.* Приазовский щелочной массив. — Труды ВГРО, 1933, вып. 196, с. 15—25.
4. *Анортозит-рапакиви-гранитная формация*/Д. А. Великoslavинский, А. П. Биркис, О. А. Богатиков, В. П. Бухарев и др. Л., Наука, 1978.
5. *Архангельская В. В.* Первая находка редкометалльных альбитизированных гранитов в Олекмо-Витимской горной стране. — Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 5, с. 1166—1169.
6. *Батиева И. Д.* Формация щелочных гранитов — снейтов северо-восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1976.
7. *Батиева И. Д., Бельков И. В.* Гранитоидные формации Кольского полуострова. — В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитоидов Кольского полуострова. Л., 1968, с. 5—143.
8. *Бекасова Н. Б., Мирская Д. Д., Пушкин Г. Ю.* Опыт выделения этапов эволюции процессов корообразования в среднем протерозое Кольского полуострова. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975, с. 21—34.
9. *Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова*/К. А. Шуркин, Н. В. Горлов, М. Е. Салье, В. Л. Дук, Ю. В. Никитин. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
10. *Белоножко Л. Б.* Гранитоиды докембрийских геосинклинальных трогов и их рудоносность. — Труды ИМГРЭ, 1972, в. 4, с. 54—60.
11. *Бельков И. В.* Акцессорная минерализация щелочных гранитов Западных Кейв. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Апатиты, 1962, вып. 3, с. 5—19.
12. *Бергман И. А.* Акцессорная минерализация гранитоидов плутона Гремяха-Вырмес. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Апатиты, 1962, вып. 3, с. 20—35.
13. *Биркис А. П., Богатиков О. А.* О раннеплатформенном вулканизме в Западной Латвии. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., 1974, с. 320—326.
14. *Булгатов А. Н., Красильников Б. Н.* Орогенные системы юга Сибири. — Геология и геофизика, 1968, № 8.
15. *Булин Н. К.* Земная кора и верхняя мантия между Финским заливом и Онежским озером. — В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М., 1975, с. 152—161.
16. *Бухаров А. А.* Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск, 1973.
17. *Васюковский Д. П., Мануйлова М. М.* О древней коре выветривания на основных и ультраосновных породах Довыренской интрузии (Сев. Прибайкалье). — В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Бурятии. Улан-Удэ, 1963, с. 46—52.
18. *Великoslavинский Д. А.* Петрология Выборгского массива рапакиви. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1953, в. 3, 141 с.
19. *Великoslavинский Д. А.* Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л., Наука, 1972.
20. *Великoslavинский Д. А.* К вопросу о формациях собственно гранитов рапакиви и рапакивиобразных гранитов на Балтийском щите. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 8, с. 46—54.

21. *Великославинский Д. А.* Новые данные о гранитах рапакиви Быборгского массива. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974, с. 166—174.
22. *Виленский А. М., Щедрин Н. Ф.* Влияние щелочности-кислотности на характер формирования медно-никелевого оруденения в основных и ультраосновных интрузиях. — Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 4, с. 1147—1149.
23. *Виноградов А. Н.* Порфиридные граниты северо-западной части Кольского полуострова. — В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л., 1968, с. 179—227.
24. *Виноградов А. П.* Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле. Геохимия, 1962, № 3, с. 269—270.
25. *Виноградов Д. П.* Граниты малых интрузий Приазовья. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 19, с. 277—282.
26. *Возрастные положения комплексов порфиридных гранитоидов по данным Rb—Sr, U—Th—Pb и K—Ar методов/ Ю. Д. Пушкарев, В. Р. Ветрин, А. Н. Виноградов, Г. В. Виноградова, Э. В. Кравченко, Г. И. Шестаков, Е. И. Бельков, Л. А. Обухова, Г. И. Рюнгенен, Л. Н. Суровцева, Н. А. Ульяненко.* — В кн.: Интрузивные чарнокиты и порфиридные граниты Кольского полуострова, Апатиты, 1975, с. 340—353.
27. *Вяюринен Х.* Кристаллический фундамент Финляндии. М., Изд-во Иностран. лит., 1959.
28. *Гамалея Ю. Н.* Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии. — Геотектоника, 1968, № 6, с. 34—46.
29. *Гамалея Ю. Н.* Улканская протерозойская гранитоидная щелочная формация юго-востока Сибирской платформы. — В кн.: Вопросы региональной геологии Русской и Сибирской платформ и востока СССР. М., 1970, с. 15—17.
30. *Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии/ В. А. Соколов, Л. П. Галдобина, А. В. Рылеев, Ю. И. Сацук, А. П. Светов, К. И. Хейсканен.* — Петрозаводск, 1970.
31. *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.
32. *Геология и металлогения щитов древних платформ СССР. М., Недра, 1976.*
33. *Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита/Н. П. Семеновко, В. Л. Бойко, И. Н. Бордунов, В. А. Ладиева, А. А. Макухина.* — Киев, Наукова Думка, 1967.
34. *Геология и петрология Елетьозерского массива габброндных пород Карелии/А. И. Богачев, С. И. Зак, Г. П. Сафронова, К. А. Иннина.* — М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
35. *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.
36. *Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона/Н. А. Елисеев, Э. Н. Елисеев, Е. К. Козлов, П. В. Ляпин, В. А. Маслеников.* — Труды ЛАГЕД АН СССР. М.—Л., 1956, вып. 3, 328 с.
37. *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. Спринцзон, А. А. Алферовский.* — Л., Наука, 1972.
38. *Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.* — Л., Наука, 1968.
39. *Герлинг Э. К., Полканов А. А.* Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита. — Геохимия, 1958, № 8, с. 11—20.
40. *Гилярова М. А.* Спильит Кончозерского района Карело-Финской ССР. Л., изд. ЛГУ, 1941.
41. *Гилярова М. А.* Шаровые лавы Суйсарского района Южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав. — Уч. зап. ЛГУ. Сер. геол., № 268, вып. 10, 1959, с. 28—34.
42. *Гилярова М. А.* Стратиграфия и структура Печенги. Л., изд. ЛГУ, 1967.

43. *Гилярова М. А.* Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского п-ова. Л., Недра, 1972.
44. *Гинзберг А. С.* К петрографии Приазовской кристаллической полосы. — Изв. Петрогр. политехн. инст. Отд. техн., естествознания и матем., 1916, т. 25, вып. 1—2, с. 289—346.
45. *Годлевский М. Н.* Никеленовые провинции СССР. — В кн.: Геология медно-колчеданных, свинцово-цинковых и никелевых месторождений. — Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 75, с. 46—58.
46. *Горбунов Г. И.* Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., Наука, 1968.
47. *Горбунов Г. И., Чернышов Н. М., Буковшин В. В.* Новая никеленовая провинция СССР. — Сов. геология, 1970, № 4, с. 90—110.
48. *Гранитоиды* Воронежского кристаллического массива/О. И. Египко, Н. И. Голвикин, В. И. Полищук, М. Д. Буданов. — В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М., 1976, с. 47—54.
49. *Грудинин М. И.* Петрография Нюрнундуканского и Довыренского габбро-перидотитовых массивов (Северное Прибайкалье). — В кн.: Петрография Восточной Сибири. М., 1965, т. III.
50. *Гурская Л. И., Ляхницкая И. В., Бурков Ю. К.* Использование корреляционного анализа для перспективной количественной оценки рудоносности гипербазитовых массивов Печенгского комплекса. — В кн.: Основы научного прогноза м-ний рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 239—241.
51. *Гурулев С. А.* Геология и условия формирования Йокско-Довыренского габбро-перидотитового массива. М., Недра, 1965.
52. *Дедеев В. А.* Тектоническая карта докембрийского фундамента Русской плиты. — Геотектоника, 1972, № 3, с. 27—36.
53. *Древнейшие ультраосновные и основные породы Монче-Тундры (Кольский п-ов) и новые данные об абсолютном возрасте подкорového вещества Земли/Э. К. Герлинг, В. А. Масленников, И. М. Морозова, И. И. Матвеева, С. Н. Васильева.* — М.—Л., 1965, с. 11—34.
54. *Дубровский М. И.* Гранитные эвтектики, минимумы и магмы. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов, Свердловск, 1971, с. 54—68.
55. *Дук В. Л.* Складки зоны ультраметаморфизма. Л., Наука, 1967.
56. *Дук Г. Г.* Структурно-метаморфическая эволюция пород печенгского комплекса. Л., Наука, 1977.
57. *Египко О. И.* Некоторые минералого-петрографические и геохимические особенности докембрийских гранитоидов юго-восточной части Воронежского кристаллического массива. Автореф. канд. дисс. Воронеж, 1971.
58. *Егоров И. Н.* Явления гибризма, связанные с формированием вулканических субщелочных гранитоидов. — Бюлл. МОИП, Отд. геол., 1967, т. X, вып. 2, с. 51—60.
59. *Елисеев Н. А.* Мончегорский плутои. — В кн.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. М.—Л., 1953.
60. *Елисеев Н. А., Кушев В. Г.* Интрузии щелочноземельных сиенитов, их внутреннее строение и химизм (Приазовье). — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 19, с. 255—272.
61. *Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П.* Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. М.—Л., Наука, 1955.
62. *Жданов В. В., Магид М. Ш., Розенталь И. В.* Петрология многофазного гранитоидного массива Порьяе-Пахта. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 108—112.
63. *Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
64. *Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суслова С. Н.* Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.—Л., Наука, 1964.
65. *Загородный В. Г., Мирская Д. Д.* Об ультраосновных дифференциатах эффузивов четвертой вулканической толщи печенгской серии. — В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского п-ва. Л., 1967, с. 3—10.

66. *Загородный В. Г.* и др. Особенности среднепротерозойского вулканогенно-осадочного литогенеза на Кольском полуострове. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского п-ова. Апатиты, 1972, вып. 4, с. 8—15.
67. *Иванова Т. Н.* Структура массива Ньюд-Поаз (Мончегундра). — В кн.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. М.—Л., 1953, с. 87—111.
68. *Изотопный состав свинца и серы руд и пород Холоднинского месторождения*/С. Л. Миркина, А. Я. Жидков, А. П. Токсубаев, А. П. Чухонин, Л. А. Неймарк. — В кн.: V Всесоюз. симпоз. по геохим. стабильн. изотопов. М., 1974, ч. 1, с. 15—19.
69. *Изох Э. П.* Схема классификации гранитоидных формаций с различной рудоносностью и пример ее применения в Западном Узбекистане. — В кн.: Проблемы петрологии и металлогении гранитоидов. Свердловск, 1971, 34—43.
70. *Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии*. Л., Наука, 1976.
71. *Каляев Г. И.* Тектоника Украинского щита и положение его в структуре Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 50—60.
72. *Козлов М. Т.* Базитовый и гипербазитовый магматизм юго-восточной части Кольского полуострова. Апатиты, 1972, с. 92—97.
73. *Козлов Е. К.* Структурный анализ массива Сочча. — В кн.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1953, с. 59—86.
74. *Козлов Е. К.* Естественные ряды горных пород дифференцированных никеленосных интрузий центральной части Кольского п-ова и их металлогения. Л., Наука, 1973.
75. *Козлов Е. К., Старицина Г. Н.* Структура, петрология и минералогия перспективных интрузий, содержащих месторождения меди, никеля, титана. — В кн.: Геологическая изученность Кольского полуострова. М., ВИНТИ, 1960, с. 3—4.
76. *Козлов Е. К., Юдин Б. А., Докучаева В. С.* Основной и ультраосновной комплексы Монче-Вольчих-Лосевых Тундр. Л., Наука, 1967.
77. *Козлов Е. К., Юдин Б. А.* К вопросу о происхождении габбро-лабрадоритов массива Главного хребта на Кольском полуострове. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 2, с. 43—50.
78. *Кратц К. О.* Геология карелид Карелии. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1963, вып. 16. 209 с.
79. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964.
80. *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.
81. *Курылева Н. А., Егорова-Фурсенко Е. Н., Харитонов Л. Я.* Свита пещенга-кучин. — В кн.: Геология СССР. Т. XXVII. М., 1958, с. 378—400.
82. *Кутюлин В. А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, 1972.
83. *Кухаренко А. А., Орлова М. П., Багдасаров Э. А.* Щелочные габброиды Карелии. Л., Наука, 1969.
84. *Кушев В. Г., Комлев Л. В., Виноградов Д. П.* Геохронология Восточного Приозовья. — В кн.: Абсол. возраст докембрийских пород СССР. М.—Л., Наука, 1965, с. 84—103.
85. *Лавров М. М.* Нижнепротерозойские гипербазитовые формации гипербазитов и дифференцированных габбро-норитовых интрузий Северо-Карельской структурной зоны. — Труды ИГ Кар. ФАН СССР. Петрозаводск, 1968, вып. 1, с. 74—88.
86. *Лавров М. М.* Северо-Карельская синклиальная зона. — Труды ИГ Кар. ФАН СССР. Л., 1971, вып. 9, с. 61—72.
87. *Лапинская Т. А., Богданова С. В.* Основные черты геологического строения и главнейшие метаморфические и магматические комплексы докембрийского фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области. — В кн.: Тезисы 2-го

петрографического совещания по европейской части СССР. Воронеж, 1972, с. 11—13.

88. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонецкая диабазовая формация. — Труды Сиб. об-ва естеств., 1888, т. XVI, вып. 2, с. 15—23.

89. Левковский Р. З. Рапакиви. Л., Недра, 1975.

90. Леоненко Е. И. Геохимическая характеристика гранитоидов северо-восточной части КМА. Автореф. канд. дисс. М., МГУ, 1978.

91. Леснов Ф. П. Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). Новосибирск, 1972.

92. Литвиненко И. В. и др. Глубинный разрез Кейвской синклинойной зоны. — В кн.: Геология и глуб. строение вост. части Балт. щита. Л., 1968, с. 104—110.

93. Лобанов М. П. О магматизме северной части Байкальского хребта. — В кн.: Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области. М., 1964, с. 138—189.

94. Луцц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., Наука, 1974.

95. Луцицкий В. И., Лебедев П. И. Петрография Украины. Петрография СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1934, сер. 1, вып. 3.

96. Ляхницкая И. В., Гурская Л. И., Шурупова Р. И., Вишневская Ю. Е. Прогнозная оценка никеленосности печенгского интрузивного комплекса. — В кн.: Основы научного прогноза м-ний рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 233—235.

97. Магматизм нижнего докембрия фундамента Восточно-Европейской платформы (опыт корреляции на основе формационного анализа)/К. А. Шуркин, А. П. Биркис и др. — В кн.: Геология, петрология, металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М., 1976, т. 2, с. 5—15.

98. Магматические формации раннего докембрия территории СССР. Книга 1. Магматизм древнейшего докембрия. М., Недра, 1980.

99. Магматические формации раннего докембрия территории СССР. Книга 2. Магматизм подвижных поясов раннего докембрия. М., Недра, 1980.

100. Мануйлова М. М. Калиевый ряд кислых вулканоплутонических формаций этапа стабилизации раннедокембрийских подвижных зон. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974, с. 180—190.

101. Мануйлова М. М., Васковский Д. П., Гурулев С. А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1964, 226 с.

102. Мануйлова М. М., Срывцев Н. А. Приморский комплекс гранитов рапакиви. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974, с. 174—180.

103. Марфуни А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 78.

104. Морозов В. В., Хазов Р. А. Гайкольский массив. — Труды ИГ Кар. ФАН СССР. Л., 1971, вып. 9, с. 15—21.

105. Новые данные по геологии и магматизму синклинойной зоны Ветреного пояса/А. И. Богачев, В. С. Куликов, В. А. Пекуров, В. Д. Слюсарев. — В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1968, с. 5—25.

106. Образцова З. А. Структурно-петрологический очерк массива Ниттис-Кумужья-Травяная в Мончегундре. — В кн.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. М.—Л., 1953, с. 41—58.

107. Одинац А. Ю. Петрология основных пород массива Панских тундр. — В кн.: Вопросы геологии, минералогии и геохимии изверженных пород Кольского полуострова. Апатиты, 1967, с. 43—56.

108. Осборн Е. Ф. Экспериментальные исследования давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов. — В кн.: Химия земной коры, т. II, М., 1964, с. 75—87.

109. Основные этапы формирования складчатой структуры земной коры в докембрии/К. О. Кратц, В. А. Дедеев, Ф. П. Митрофанов, В. А. Глебович, А. К. Запольнов, А. Н. Неслов, К. А. Шуркин. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 104—109.

110. *Пекуров А. В.* Новые данные об ятулийских отложениях Восточной Карелии. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 1, с. 180—183.
111. *Пекуров А. В.* К проблеме геологии ятулия. Район оз. Вычозера. — В кн.: Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1972, с. 84—93.
112. *Перидотит-габбро-норитовый* массив Луккулайсваара/Е. В. Баташов, В. Д. Бегизов, Е. С. Заскинд, А. В. Касьянов. — В кн.: Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л., 1976, с. 41—48.
113. *Петрология* верхней мантии. М., Мир, 1968.
114. *Плетнева Н. И.* Акцессорная минерализация, связанная со щелочными апогранитами Кольского полуострова. — В кн.: Вопросы геологии, минералогии и геохимии изверженных и метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1967, с. 83—90.
115. *Полканов А. А.* Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. — Труды Арктического ин-та, 1935, ч. 1.
116. *Полканов А. А.* Геологический очерк Кольского полуострова. — Труды Арктического института. Л., 1936, т. 53.
117. *Полканов А. А.* Основные положения генетической систематики интрузивных тел. — Изв. АН СССР, Сер. геол., № 5, с. 65—72.
118. *Полканов А. А.* Гравитационное, гравитационно-кинетическое фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация магмы. — Материалы ЛАГЕД АН СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1954, в. 2, с. 5—59.
119. *Полканов А. А.* Проблема происхождения гранитов платформенных областей и геология, магматизм и граниты эпохи хогландия—июния южной части Балтийского щита. — Труды лаб. геологии докембрия. Л., 1955, вып. 5, с. 5—43.
120. *Полканов А. А., Елисеев Н. А.* Петрология плутона Гремяха-Вырмес. Л., Изд. ЛГУ, 1941.
121. *Поляк Э. А.* Геологическое строение Печенгской структурной зоны. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 111—118.
122. *Поляк Э. А.* Стратиграфия и тектоника Печенгского осадочно-вулканогенного комплекса. Геология. Автореф. канд. дисс. Л., изд. ЛГУ, 1969.
123. *Поротова Г. А., Болгурцев Н. Н.* Глубинное строение восточной части Балтийского кристаллического щита и некоторые вопросы связи с ними магматизма. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 16—24.
124. *Потрубович Л. Н., Симон А. К.* Стратиграфия прогиба Имандра—Варзуга—Сосновка. — Вестн. МГУ, 1966, № 3, с. 18—25.
125. *Предовский А. А., Жангуров А. Л., Федотов Ж. А.* Эволюция состава базит-гипербазитовых пород и ее роль в формировании медно-никелевого оруденения Печенги. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 162—166.
126. *Предовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М.* Геохимия Печенгского комплекса. Л., Наука, 1974.
127. *Проблемы* геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1972.
128. *Пуура В. А.* К-Аг изотопный возраст пород кристаллического фундамента Сев. Прибалтики. — Изв. АН Эст. ССР. Химия, геология, 1974, том. 23, № 1, с. 40—49.
129. *Пучин В. А., Хитаров Н. И.* Экспериментальная петрология глубинного магматизма. М., Наука, 1978.
130. *Пушкарев Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И.* Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л., Наука, 1978.
131. *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.
132. *Рельеф* поверхности Мохоровичича Карпато-Балканского региона и смежных территорий/С. И. Субботин, В. Б. Солугуб, Д. Процен, Т. Драгашевич, Э. Митух, К. Попсцит. — Сов. геология, 1968, № 2, с. 5—14.
133. *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.

134. *Рингвуд А. Е., Грин Д. Х.* Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. М., 1970, с. 107—207.
135. *Салоп Л. И.* Геология Байкальской горной области. Магматизм, тектоника, история геологического развития. Т. 2. М., Недра, 1967.
136. *Саранчина Г. М.* Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). Л., изд. ЛГУ, 1972.
137. *Светов А. П.* Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. — Труды Ин-та геологии Кар. ФАН СССР, Петрозаводск, 1972, вып. 11.
138. *Свириденко Л. П.* Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск, 1968.
139. *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.
140. *Семенов 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.
141. *Слюсарев В. Д., Куликов В. С.* Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя (юго-восток Балтийского щита). Л., Наука, 1973.
142. *Соболев В. С.* Некоторые суждения об условиях образования магм и магматических горных пород. — В кн.: Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск, 1975, с. 199—211.
143. *Соболев Н. Д.* К петрохимии ультраосновных горных пород. — Геохимия, 1959, № 8, с. 679—695.
144. *Срывцев Н. А.* Геология и петрогенезис гиперстеновых гранитоидов татарниковского комплекса (Северо-Западное Прибайкалье). Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1974.
145. *Старицина Г. Н.* Геология и структура массива ультраосновных и основных пород Федоровской тундры. — Вестн. ЛГУ. Сер. геол., геогр., 1957, № 12, вып. 2, с. 27—37.
146. *Старицина Г. М.* Петрология массива Федоровской тундры (Центральная часть Кольского полуострова). Автореф. канд. дисс., ЛГУ, 1958.
147. *Структура* фундамента платформенных областей СССР. — Объяснит. зап. к тектонической карте фундамента террит. СССР, м-ба 1:5 000 000. Л., Наука, 1974.
148. *Судовиков Н. Г.* Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. Л., Наука, 1967.
149. *Тимофеев В. М.* Петрография Карелии. — ОНТИ, 1935.
150. *Файзуллин Р. М.* Петрохимическая и геохимическая характеристика среднепротерозойских эффузивов Западного Прибайкалья и Северо-Байкальского нагорья. — В кн.: Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области. М., 1964, с. 190—214.
151. *Флерова К. В., Матвеева Л. Н.* Петрохимические особенности гранофировых гранитоидов и оценка термодинамических условий их формирования (Северо-Зап. Прибайкалье). — Геол. и геоф., № 1, 1969, с. 23—31.
152. *Ультраосновные* и основные интрузии Печенги/Н. А. Елисеев, Г. И. Горбунов, Э. Н. Елисеев, В. А. Масленников, К. Н. Уткин. — М., Изд. АН СССР, 1961.
153. *Харитонов Л. Я.* Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., Недра, 1966.
154. *Царовский И. Д.* Типы геологических структур щелочных пород УССР. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1954, № 4, с. 101—113.
155. *Царовский И. Д., Кравченко Г. Л.* Строение Южно-Кальчинского снеинтового массива (Восточное Приазовье). — Докл. АН УССР, 1962, № 2, с. 241—246.
156. *Цирульникова М. Я., Сокол Р. С.* Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 78—89.

157. Чернышов Н. М. Докембрийские базит-гипербазитовые комплексы Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., 1972, с. 194—197.

158. Чернышов Н. М., Чесноков В. С. Некоторые особенности состава и минерогенеза базит-гипербазитовых интрузивов центральной части КМА. — Геол. сборн. ВГУ, Воронеж, 1972, т. 86, с. 68—79.

159. 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.

160. Шарков Е. В. Исходные расплавы габбро-анортозитовых комплексов докембрия Балтийского щита. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974, с. 241—246.

161. Шарков Е. В. Петрология расслоенных интрузий. — Автореф. докт. дисс. М. изд. ИГЕМ АН СССР, 1978.

162. Шарков Е. В., Васильевский Д. П. Новые данные об интрузии габбро-норит-лабрадоритов Главного хребта Мончи и Мончегорском плутоне (Кольский п-ов). — В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., 1973, с. 60—65.

163. Шинкарев Н. Ф., Анищенко О. Н. Новые данные о составе и строении Салминского комплекса рапакиви. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 2, с. 140—144.

164. Шмыгалев В. М. Интрузии основных и ультраосновных пород Олангской группы. — В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1968, с. 209—219.

165. 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.

166. Clark S. P., Schairer J. F., de Neufville J. Phase relations in the system $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{—CaAl}_2\text{SiO}_6\text{—SiO}_2$ at high pressure. — Carnegie Instit. Year. Book 61, 1962, pp. 59—68.

167. Heath S. A. $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ration in anorthosites and some associated rocks; in variations in isotopic abundances of Sr, Ca, Ar and related topics. — Mass. Inst. Technol., 14th Ann. Progr. Rept., 1966, pp. 151—155.

168. Kushiro J. Partial melting of synthetic and natural period dotites at high pressure. — Carnegie Instit. Year Book 71, 1972, pp. 357—362.

169. Lauren L. An interpretation of the negative gravity anomalies associated with the rapakivi granites and the Iotnian sandstones in southern Finland. — Geol. För. Stockholm Förh., 1970, v. 92, pp. 21—34.

170. Nockolds S. R. Average chemical compositions of some igneous rocks. — Bull. Geol. Soc. Am., 1954, v. 66.

171. Penttillä E. Crustal structure in Fennoscandia from seismological and gravimetric observations. — Geophysica, Helsinki, 1972, ser. A, pp. 1—38.

172. Savolahti A. The Ahveniste Massif in Finland. — Bull. Com. Geol. Finlande, 1956, No 174, pp. 1—96.

173. Savolahti A. The rapakivi problem and the rules of idiomorphism in minerals. — Bull. Comm. Geol. Finlande, 1962, No 204, pp. 33—111.

174. Simonen A., Vormä A. Amphibole and biotite from rapakivi. — Bull. Comm. Geol. Finlande, 1969, No. 238, pp. 1—28.

175. Vormä A. Alkali feldspars of the Wiborg rapakivi massif in southeastern Finland. — Bull. Comm. Geol. Finlande, 1971, No. 246, p. 1—72.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие. <i>К. А. Шуркин</i>	3
ГЛАВА I	
ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ И СИБИРСКОЙ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ НА ЭТАПЕ СТАБИЛИЗАЦИИ	
<i>К. А. Шуркин и Ф. П. Митрофанов</i>	5
ГЛАВА II	
МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ФОРМАЦИИ ОРОГЕННОЙ СТАДИИ	
Основныe вулканиты ятулия и суйсария Карелии	13
Ятулийский вулканический комплекс. <i>А. П. Светов, В. В. Сидоренко.</i>	13
Суйсарский вулканический комплекс. <i>В. И. Кочнев-Первухов, В. С. Куликов, А. П. Светов, В. В. Сидоренко, В. Д. Слюсарев</i>	27
Основныe вулканиты Кольского полуострова	38
Печенгский вулканический комплекс. <i>В. Г. Загородный, П. К. Скуфьин, В. В. Сидоренко</i>	39
Имандра-варзугский вулканический комплекс. <i>В. В. Сидоренко</i>	51
Формационное расчленение вулканитов Балтийского щита. <i>К. А. Шуркин, В. В. Сидоренко</i>	60
Основныe вулканиты Сибирской платформы. <i>М. М. Мануйлова, В. В. Зарубин</i>	64
Габбро-гипербазитовая формация	71
Введение. <i>К. А. Шуркин</i>	71
Печенгский комплекс. <i>И. В. Ляхницкая, Р. И. Шурупова, Л. И. Гурская</i>	71
Суйсарский комплекс. <i>В. Д. Слюсарев, В. И. Кочнев-Первухов, В. В. Сидоренко</i>	80
Куолаярвинский комплекс. <i>В. В. Сидоренко</i>	81
Имандра-варзугский комплекс. <i>В. В. Сидоренко</i>	86
Мамоновский комплекс. <i>Н. М. Чернышов</i>	87
Йокско-довыренский комплекс. <i>М. М. Мануйлова, В. В. Зарубин</i>	93
Заключение. <i>К. А. Шуркин, В. В. Сидоренко</i>	95
Кислые существенно калиевые вулканогенные и интрузивные формации. <i>М. М. Мануйлова</i>	97
ГЛАВА III	
ФОРМАЦИИ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ	
Формация дифференцированных перидотит-габбро-норитовых интрузий <i>В. В. Сидоренко, К. А. Шуркин</i>	119
Мончегорский массив	120
Интрузии Панских и Федоровой тундр	129
Олангская группа интрузий	133
Бураковская интрузия	137
Заключение	141
Щелочно-габброидная формация. <i>А. И. Богачев, С. И. Зак</i>	143
Едельозерский массив	144
Массив Гремяха-Вырмес	158
Заключение	164
Щелочно-гранитная формация	165
Введение. <i>К. А. Шуркин</i>	165

Комплекс щелочных гранитов Кольского полуострова. <i>И. Д. Батиева</i>	166
Щелочно-гранитные комплексы южного края Сибирской платформы. <i>В. В. Архангельская</i>	175
Заключение. <i>Ф. П. Митрофанов</i>	178

ГЛАВА IV

ФОРМАЦИИ СУБПЛАТФОРМЕННОЙ СТАДИИ	181
Ассоциация гранитоидов «пестрого» состава	181
Введение. <i>Ф. П. Митрофанов</i>	181
Лицко-арагубский диорит-гранитный комплекс. <i>В. Р. Ветрин, А. Н. Виноградов, Г. В. Виноградова</i>	182
О гранитоидах «пестрого» состава Воронежского кристаллического массива и Украины. <i>Д. П. Виноградов, К. А. Шуркин</i>	193
Заключение. <i>К. А. Шуркин</i>	197
Анортозит-рапакиви-гранитная формация	198
Комплексы Восточно-Европейской платформы. <i>Д. А. Великославинский, А. П. Биркис, О. А. Богатиков, В. П. Бухарев, Ю. З. Кирс, О. А. Анищенкова, В. А. Пуура, М. И. Нийн, М. И. Хворов</i>	199
Комплексы Сибирской платформы. <i>Д. А. Великославинский</i>	221
Заключение. <i>Д. А. Великославинский</i>	224
Долерит-диабазовая (трапповая) формация	225
Введение. <i>К. А. Шуркин</i>	225
Смординский интрузивный комплекс габбро-долеритов и платобазальты глазуновской толщи. <i>В. С. Чесноков</i>	226
Прионежский долерит-диабазовый комплекс. <i>А. П. Светов, В. В. За- рубия</i> , <i>В. В. Сидоренко</i>	231
Заключение. <i>В. В. Сидоренко</i>	234

ГЛАВА V

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ И СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОГО МАГМАТИЗМА	236
<i>К. А. Шуркин, В. М. Шемякин</i>	236
Список литературы	257

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ТЕРРИТОРИИ СССР

Книга 3

ОРОГЕННЫЙ
И СУБПЛАТФОРМЕННЫЙ МАГМАТИЗМ
РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Редактор издательства *В. И. Макеев*
Переплет художника *Ю. А. Ноздрин*
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*
Технический редактор *Л. Я. Голова*
Корректор *Е. В. Мухина*

ИБ 2789

Сдано в набор 24.01.89. Подписано в печать 17.07.89. Т-12620.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 1. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл.-печ. л. 16,75. Уч.-изд. л. 19,48.
Тираж 945 экз. Заказ 90/7712—1. Цена 3 р. 30 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

Уважаемый товарищ!

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА»
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ**

ПЕТТИЖОН Ф. Дж. Осадочные породы: Пер. с англ. — 70 л., ил. — Пер. изд.: США, 1975. — В пер. 8 р. 90 к.

Может служить ценным пособием по изучению осадочных пород. Каждая глава книги посвящена отдельному вопросу учения об осадочных породах или определенному типу этих пород. Рассмотрены особенности осадочных пород, структуры и условия их залегания, влияние тектоники на осадкообразование, изменение условий осадконакопления во времени. Дано подробное описание обломочных пород, сланцев, аргиллитов, вулканогенных осадочных пород, железистых осадков, фосфоритов, бокситов и т. д. Для всех пород изложены условия современного образования, структура, состав, классификация, фациальное положение.

Для широкого круга геологов различной специализации, изучающих осадочные породы. Может быть полезна преподавателям и студентам геологических факультетов вузов.

РИНГВУД А. Е. Состав и петрология земной мантии: Пер. с англ. — 35 л., ил. — Пер. изд.: США, 1975. — В пер.: 5 р. 60 к.

Обобщены материалы опытов при высоких давлениях и температурах, проведенных на протяжении многих лет. Кроме детальных интерпретаций состава и строения глубинных частей Земли, изложена оригинальная космогоническая гипотеза, рассмотрены методики эксперимента, развернуто трактуются происхождение главных типов магм, их эволюция в орогенных поясах и островных дугах, в частности, с точки зрения тектоники плит.

Для геологов и геофизиков самого широкого профиля. Может представить интерес для преподавателей и студентов старших курсов геологических вузов и факультетов.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу или заказать через отдел «Книга — почтой» магазинов «Недра»:

№ 17—199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;

№ 59—127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

Издательство «Недра»

3375

30.307

BEADA